И. В. МУШКЕТОВ и Д. И. МУШКЕТОВ

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Проф. И. В. МУШКЕТОВ и проф. Д. И. МУШКЕТОВ

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ТОМ ПЕРВЫЙ
ИЗДАНИЕ ЧЕТВЕРТОЕ

НКП РСФСР утверждено в качестве учебного пособия для университетов

ОНТИ • НКТП • СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД • 1935 • МОСКВА

Р—65-5-2
ТКК 91

3350 7/59 -

14/5-11
1936

Четвертое издание книги проф. Ивана Васильевича Мушкетова «Физическая геология» вторично значительно переработано и дополнено проф. Дмитрием Ивановичем Мушкетовым.

Автор (Д. И. Мушкетов) пополнил руководство целым рядом новейших данных, использовав для этой цели обширную литературу как на русском, так и на иностранных языках. Многие части настоящего труда коренным образом переработаны. Читатель найдет в них много нового интересного материала, который введет его в круг современных течений и новейших идей геологических наук. В особенности полно и хорошо разработаны главы, посвященные структурной геологии, вулканизму, землетрясениям и тектонике. Заново написан новый ценный отдел, трактующий о применении геофизических методов к решению геологических задач.

Книга может быть использована не только как учебное пособие студентами геолого-разведочных факультетов, университетов и горных втузов, но и как справочник геологами и инженерами геолого-разведчиками.

ПРОВЕРКА
ХГНБ 1949

2-я типогр. ОНТИ имени Евгении Соколовой. Ленинград, просп. Красных Командиров, 29.

ОТ РЕДАКЦИИ

Предлагаемая книга представляет четвертое значительно дополненное и переработанное издание первого тома известного курса «Физической геологии» проф. И. В. Мушкетова. Отсутствие на нашем книжном рынке подробного оригинального руководства по физической геологии, стоящего на уровне современной науки, побуждает выпустить в свет настоящий труд, несмотря на многие существенные его недостатки. К числу последних относится прежде всего чрезвычайная громоздкость книги и отсутствие ярко выраженной руководящей идеи, которая проходила бы красной нитью через всю книгу и связывала в одно стройное целое различные ее части. Особенно резко выступает этот дефект в важнейших разделах, посвященных теоретической тектонике. Так например автор как будто заявляет себя решительным сторонником контракционной теории горообразования в ее исправленном и обновленном виде; но в то же время при изложении других теорий он нередко делает ряд критических замечаний убийственного для теории контракции характера.

Выпуская в свет это новое издание, Редакция отдает себе полный отчет как в его достоинствах, так и еще в большей степени в его недостатках. Но эти недостатки в значительной мере искупаются положительными сторонами труда.

Д. И. Мушкетов, взяв за основу старый курс «Физической геологии» И. В. Мушкетова, внес в него огромное количество нового материала, многое написал заново, некоторые главы подверг коренной переработке, а к составлению других привлек компетентных специалистов. Нельзя не отдать дань удивления тому колоссальному количеству научной литературы, в особенности иностранной, трудно доступной не только учащемуся, но и рядовому геологу, какое успел изучить и изложить в своем труде Д. И. Мушкетов. Мы находим у него изложение если не всех, что в настоящее время едва ли осуществимо, то во всяком случае почти всех главнейших тектонических теорий и новейших течений научной мысли в этой области. То же самое надо сказать о главах, посвященных космогоническим проблемам, структурной геологии, связи тектоники с сейсмометрией, сейсмике и пр.

Совершенно новыми являются главы о сейсмометрии, о приложении методов физической геологии к решению вопросов практического характера (ондометрия, магнитометрия, сейсмометрия и пр.). Немаловажным достоинством курса следует признать и то, что автор иллюстрирует изложение большим количеством примеров и сведений из геологии СССР, изучение которой сделало за послереволюционный период такие колоссальные успехи. Словом автор потратил чрезвычайно много усилий, чтобы отразить в своем труде тот громадный прогресс, которым характеризуется современное развитие общей и динамической геологии. Поэтому всякий учащийся, каждый преподаватель высшей школы и наконец каждый геолог найдет в предлагаемом курсе очень много ценных и важных сведений и литературных указаний. Вот почему нельзя не считать выпуск в свет данной книги полезным и своевременным. Но разумеется ее можно рекомендовать отнюдь не как учебник, а только лишь как справочное учебное пособие.

Десять лет прошло со времени выхода в свет третьего издания первого тома «Физической геологии» И. В. Мушкетова, значительно тогда переработанного Д. И. Мушкетовым. Первые два издания, принадлежавшие всецело И. В. Мушкетову, вышли в 1889 и 1899 гг. В данное издание содержавшийся в них материал входит не более как на 50%, и кроме того в значительной мере иначе размещен и даже иногда по иному освещен в свете современных представлений.

45 лет, отделяющих данное издание от первоначального, слишком большой срок в жизни геологических и смежных с ними наук, чтобы можно было обойтись без коренных изменений. Одни лишь дополнения, механически наращивающие текст старый, неизменный и неизбежно находящиеся с ним в противоречии, не решают дела. Вот почему автор последних двух изданий решился на сплошную органическую переработку всего текста, в особенности решительную в данном издании, ограничиваясь механическими дополнениями только там, где это возможно — преимущественно дополнениями чисто фактического материала, примеров новейших вулканических и сейсмических катастроф и т. п. С другой стороны общий характер книги все же сохранен тот, который был ей с самого начала придан первым автором, т. е. энциклопедический, характер скорее справочного, настольного пособия, сохраняющего свою жизненность благодаря обилию фактического материала, в других руководствах не имеющегося. Неизбежные при этом известная эклектичность и громоздкость книги в настоящее время менее опасны, чем при первых трех изданиях, так как для чисто учебных целей теперь имеется ряд курсов разных объемов как по общей геологии, так и в области разных дисциплин геологического цикла и геофизического, позволяющих при первоначальном преподавании обходиться без настоящего руководства. Раньше этого не было, и даже в Институте инженеров путей сообщения геология проходилась по большой «Физической геологии». Данное издание автор предназначает, помимо указанной роли справочника, для прохождения курса лишь студентами, специализирующимися по геологии, причем программно содержание первого тома должно разбиваться между вторым семестром (главы I —VI) и третьим (главы VII—X).

Сорокалетний опыт (обоих авторов и проф. К. Богдановича) преподавания общей геологии в Ленинградском горном институте по такой системе доказал ее целесообразность. Это же утверждение относится и к порядку расположения материала между томами, т. е. сначала излагаются происхождение Земли, ее физические свойства, основы физической географии и геофизики, состав и строение земной коры и все процессы внутренней динамики, ее создавшие и преобразующие структурно (I том); затем лишь излагается динамика внешняя, моделировка поверхности — геоморфогенезис (II том). Такая схема, по мнению обоих авторов, логичнее. Ее придерживались основные английские руководства, начиная с А. Гики (1882), и немецкие (Фрич 1888, Кайзер). Противоположной является схема французских и американских авторов, начинающих все изложение с денудации, мотивируя

это большей доступностью, понятностью этих внешних процессов. Этого порядка придерживается и московская школа геологов. Для чисто дидактических пособий быть может такой порядок и легче, но, ввиду указанного характера данного курса, сложившегося уже определенным образом, нет оснований от него отступать.

Чрезвычайное развитие геофизики за последнее десятилетие с одной стороны ставит целый ряд проблем геологии на гораздо более прочное основание, но с другой делает усвоение их геологом и особенно изложение в геологическом руководстве весьма затруднительным. Поэтому автор вынужден был прибегнуть в главе VIII (§§ 36—39) к сотрудничеству старшего сейсмолога Академии наук П. В. Вешнякова. Кроме того автор весьма обязан дружеской помощи проф. Ю. М. Шокальского, академика В. А. Обручева, проф. П. М. Горшкова, проф. В. А. Варсанофьевой, Н. М. Субботиной и товарищей по преподаванию в ЛГИ — Е. В. Иванова и Г. Н. Фредерикса— за ряд отдельных указаний и просмотр старого текста с точки зрения его исправлений. Ценные замечания внес и редактор проф. Я. С. Эдельштейн.

Приступая к переработке третьего издания еще в 1931 г., автор обратился к довольно большому числу авторитетных геологов с письменной просьбой сообщить ему критику и пожелания, как в отношении плана и характера всей книги, так и по отдельным местам ее. Но к сожалению лишь вышеназванные лица отнеслись к этой просьбе отзывчиво, а некоторые из них весьма внимательно. Так же лишь немногие откликнулись на просьбы автора о предоставлении фотографий; поэтому иллюстрирование курса возможно полнее примерами, взятыми только с территории СССР, не вполне удалось: эта идея, впервые проводившаяся первым автором, вторым по мере возможности развивалась в третьем и четвертом изданиях.

Общий объем книги, несмотря на стремление автора не расширять его, все же неизбежно возрос, хотя изложение исторической геологии сокращено до степени небольшого конспекта, так же как и петрографических сведений, а большая область геохимии почти не затронута умышленно. Равным образом сильно разросшаяся область прикладной геофизики дана совершенно конспективно (§ 60), преимущественно в отношении разрешения больших геологических проблем, а не разведочных, в рамки данного руководства уже не укладывающихся. От изложения основ астрономии, даже подготовленного в рукописи, пришлось совсем отказаться. Составление подобного разностороннего руководства одним лицом в настоящее время уже почти непосильная задача, и если я взялся еще раз за ее, заведомо неудовлетворительное исполнение, то только потому, что составление совершенного, вполне отвечающего современным требованиям курса геологии в коллективном порядке, как это давно уже намечено кафедрами геологии Ленинграда и Москвы, все еще не осуществляется. Хотя автор и не предполагает когда-либо продолжать эту работу, тем не менее он просит сообщать ему все замечания по поводу данного издания.

Проф. Д. Мушкетов.

Алупка, 1 октября, 1934 г.

Четверть века отделяет третье издание «Физической геологии» И. В. Мушкетова от второго, — четверть века, ознаменовавшаяся чрезвычайными достижениями геологии вообще, а физической в частности. Целый ряд вопросов, лишь намечавшихся тогда, представляют теперь развившиеся научные отрасли, другие, наоборот, потеряли свою остроту или почти исчезли, наконец третьи, испытав временное умаление своего значения, восстановлены в правах. Сказанным определяется, что изменения, которые должен был претерпеть наш курс, чрезвычайно велики. Перерабатывая его, прежде всего необходимо было решить несколько основных принципиальных вопросов, а именно:

Следует ли сохранить общий характер книги, в смысле ее объема, стиля и т. п.? Многолетняя заслуженная репутация ее повидимому предрешала положительный ответ, тем более, что никогда не появлялось критических указаний на необходимость коренных изменений, а также не появлялось руководств, которые могли бы заменить данное.

Положительное решение этого основного вопроса предопределяло и дальнейшие. Так, должно было сохраниться самое заглавие курса, внешний вид, разбивка материала на два шрифта: крупный — учебно-обязательного значения для студентов геологических факультетов, и мелкий — для специалистов, самообразования и справок. Далее следовало придерживаться совершенно объективного изложения возможно обильного фактического материала с разносторонним его освещением, что и определяет долговечность книги. По данному поводу еще в предисловии к вып. 2 II тома курса К. Богданович писал, что «бесспорно книга теряет от этого в живости и приобретает характер не столько руководства, сколько справочной книги», и так же сознательно, как и я теперь, старался сохранить эти особенности труда покойного автора. Несколько поколений русских геологов не только воспитались на «Физической геологии» Мушкетова, но десятилетиями привыкли видеть в ней именно настольную справочную книгу, дающую исходные точки для всех основных геологических вопросов. Эта роль не менее важна, чем чисто учебная, и в целях ее сохранения необходимо было по возможности нарастить списки литературы для каждого отдела, выбросив при этом утратившую значение, но сохранив ту, хотя бы и старую, которая до сих пор является основной; при этом для удобства пользования, а также для возможности разделения при переплете книги на отдельные портативные тетради, списки литературы сопровождают каждую главу, а последние все начинаются на нечетных страницах; наконец новым является список руководств по общей геологии и некоторым соприкасающимся с ней наукам, помещенный во «Введении» и дополненный в конце книги последними изданиями, который может сильно облегчить задачу начинающих преподавателей. Повторяю, что недостатки энциклопедичности руководства составителю ясны, но к сожалению мы в СССР не можем еще позволить себе удовольствие и роскошь иметь по одному и тому же предмету курсы разных масштабов (как например три разновеликих издания геологии Чем-

берлена и др.) или же ограничиваться чисто догматическими учебниками американского типа (Пирсон, Клиленд, Грабау, Парк и др.), умышленно не содержащими ни одной цитаты, ни одного имени, в предположении, что всякий начавший специализироваться имеет в своем распоряжении и полные руководства, и библиографии отдельных вопросов, и богатую специальную периодическую литературу.

Наконец по этой же причине вынужденной экономии и универсальности книги, мы не можем давать таких чисто субъективных, хотя бы и талантливо написанных руководств, как Ога или Кобера. Из иностранных курсов наиболее близка к нашему общая геология Э. Кайзера, для которой «Физическая геология» послужила отчасти образцом, и на этом примере мы видим чрезвычайное значение такого объективного курса, являющегося общепризнанным, излюбленным не только в Германии, но и за границей, и вышедшего уже шестью, каждый раз дополненными, изданиями. Конечно некоторые основные положения не допускают полной неопределенности, и поэтому, несмотря на изложение всех других взглядов, необходимо выделить какой-либо один основной; так например я счел возможным оставить еще гипотезу Лапласа в основе всей внутренней динамики, несмотря на ожесточенную критику ее американскими геологами; далее, я не отказался от основной предпосылки — охлаждения и сжатия Земли, несмотря на учение о радиоактивности, и следовательно — от схемы контракции, несмотря на необходимость согласования ее с представлениями об изостазии и магматических течениях, пути к которому лишь намечаются и вероятно будут найдены.

Равным образом во всех тектонических вопросах, допускающих еще двоякое решение — геологическое и геофизическое, я придерживался первого, следуя воззрениям Э. Зюсса, А. Гейма и Э. Кайзера, может быть с известных точек зрения и устарелым, но во всяком случае всегда стоящим на твердой почве действительно наблюдаемых, чисто геологическими методами, явлений природы, а не только физико-механических и химических возможностей и гипотез. В вопросах вулканизма и сейсмики проведена более тесная связь с тектоникой, причем в первых совершенно изменен взгляд на связь вулканов с морскими берегами, а во вторых выделена по преимуществу геологическая сторона явлений с значительным сокращением сейсмометрической, геофизической и технической. Большое сомнение возбуждали главы I—IV и VI, как до известной степени чуждые главному предмету курса, в особенности глава VI, представляющая сжатый конспект исторической геологии, которому в сущности не место среди курса физической геологии; тем не менее, опять-таки ввиду отсутствия других подобных пособий, а главное необходимости зачастую одной книгой покрыть все запросы к циклу геологии, я воздержался от уничтожения этой главы, равно и первых четырех. Глава V, излагающая классификацию и морфологию тектонических форм, т. е. исключительно фактический описательный материал основных элементов тектоники, отделена от изложения геотектоники, совокупности больших тектонических процессов и гипотез, их объясняющих, помещенного в новой главе IX, последней. Весь курс естественно распадается таким образом на две совершенно различные по значению части. Первая, в составе глав I—VI (368 стр.), представляет собой частью необходимые справки из астрономии, геофизики, физической и математической географии (I—III), частью конспекты вспомогательных, родственных наук — минералогии, петрографии и стратиграфии (IV и VI), частью основу учения о строении земной коры (V); вторая часть (главы VII—IX) излагает процессы внутренней динамики Земли, тогда как внешней динамике посвящен весь второй том. Вместе с тем, согласно моему личному педагогическому опыту в Горном институте, нашедшему себе утверждение и в последних учебных планах этого учебного заведения, первая часть весьма целесо-

образно излагается отдельно в виде особого курса «Введение в геологию», на втором семестре, студентам всех факультетов; при этом для одних, как геолого-разведчиков, он, служа именно введением ко всему обширному геологическому циклу, дает однако уже первую профессиональную грамотность, позволяя сознательнее углублять затем каждую отрасль науки и давая возможность в первое же лето отправляться не без пользы для себя и соответственных геологов в поле, в качестве коллекторов и т. п.; для студентов технических факультетов этот курс дает необходимый и достаточный объем чисто фактических общегеологических сведений, который может быть дополнен уже курсами со специальными прикладными уклонами.

В смысле объема курс не представляется столь большим, как это кажется; если исключить большую площадь рисунков, то остается около 50 листов, из которых до 25—мелкого шрифта; таким образом чисто учебного материала остается около 25 листов, как подлежащего распределению (применительно к Горному институту) на два триместра (II и IV), т. е. на 20 двухчасовых лекций, или около 10 страниц на часовую лекцию, что вполне нормально. Стремление к сохранению прежнего объема заставило сделать столько же сокращений, сколько добавлено нового, а именно 30% курса (число страниц осталось прежнее); ввиду того что вставки эти, не нарушая стиль книги, чрезвычайно многочисленны (более 400) и разновелики (от отдельных слов и до целой главы), работа чрезвычайно усложнялась. К этому следует добавить, что только в 1923 г., после девятилетнего перерыва, получилась заграничная литература, причем использование ее пришлось по необходимости произвести с чрезвычайной поспешностью при начавшемся уже печатании, которое можно было задерживать лишь не надолго. Если, наконец, к сказанному добавить, что дополнителю в гораздо меньшей степени, чем того требовало существо дела, удавалось посвящать ему время, работая лишь урывками среди исполнения всевозможных служебных и общественных функций, то общая картина неблагоприятных и трудных условий переиздания «Физической геологии» станет очевидной и объяснит те многочисленные дефекты третьего издания, которые заставляют меня смотреть на него как на черновое, подготовительное. Внешность книги конечно также далека от требуемой от курса физической геологии, в котором больше, чем в каком-либо ином, безупречность бумаги и богатство иллюстраций совершенно необходимы. Возможно было, сохранив часть старых рисунков, лишь добавить немного новых, почти исключительно штриховых, из-за бумаги, тогда как нужны конечно фототипии. В целях экономии пришлось также совершенно отказаться от карт. Неожиданная кончина проф. В. И. Баумана в тот момент, когда набрана была специально сделанная им для нашего курса вставка (в гл. V) о методах определения положения пластов, нахождения сброшенных частей и классификации сбросов, заставила выбросить ее, так как нельзя было без автора установить связь текста с чертежами (этим объясняются дефекты на стр. 191—193 и 234).

Глава IV проредактирована проф. А. Н. Заварицким, а глава VI проф. А. А. Борисяком, моими товарищами по Горному институту, которым, как и матери моей Е. И. Мушкетовой — неизменной сотруднице в технической подготовке всех трех изданий «Физической геологии» — я выражаю здесь свою искреннюю признательность.

Д. Мушкетов

Горный институт.
19 марта 1924 г.

§ 1. ПРЕДМЕТ И РАЗДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ

Совокупность всех наших знаний о Земле должна бы составлять единую основную науку, которую можно было бы назвать *землеведением* в широком значении этого слова; но Земля так разнообразна по своим свойствам, что в целом не может быть предметом исследования какой-либо одной науки. Сложность явлений ее вызывает для всестороннего изучения слишком различные точки зрения и методы, а потому землеведение, зародившись в самой глубокой древности, с течением времени, при постепенном расширении наблюдений, по необходимости дробилось на отдельные специальные отрасли знания, обособлявшиеся в самостоятельные науки. Все эти науки, хотя и резко отличаются друг от друга по своим методам и предметам изучения, тем не менее так тесно связаны между собою общностью конечной цели, что успехи одних из них всецело отражаются на развитии других. Разделение наук обусловливается не только разнообразием предметов и явлений природы, но и различием точек зрения на Землю. Прежде всего Землю можно рассматривать как тело мировое, т. е. изучать положение ее в пространстве, отношение ее к другим мировым телам вообще и к элементам нашей солнечной системы в особенности, определять характер движения ее и изменения его под влиянием соседних планет и т. д.; такое направление исследований привело к выделению особой науки, называемой *астрономической* или *математической географией*. Кроме того, Землю можно рассматривать как тело физическое, что послужило основанием к обособлению другой науки, называемой *физической географией*, которая изучает все физические свойства Земли, как то: фигуру, величину, плотность и пр., а также современный характер и распределение главных элементов ее как неорганических, так и органических и взаимные отношения их. Ближайшее изучение физических свойств Земли и жизни земного механизма точными методами составляет предмет *геофизики*.

Наконец Землю можно рассматривать с точки зрения истории развития, от начала появления ее до настоящего времени, т. е. происхождение и преобразование тех веществ, которые входят в состав Земли, что привело к возрождению важной отрасли землеведения — *геологии*. Хотя геология в буквальном смысле слова означает вообще науку о Земле, но ближайшая задача ее заключается в изучении строения Земли и истории тех изменений, которые претерпевала она в различные эпохи своего существования. Геология должна определить состав, общий характер, условия образования и взаимные отношения разнообразных минеральных масс, доступных нашему исследованию только в небольшой части земной коры; кроме того геология имеет целью выяснить физико-географические условия и распределение органической жизни на Земле в минувшие эпохи.

Три основные отдела землеведения: геология, география физическая и математическая изучают, хотя и с различных точек зрения, один и тот же объект — Землю, а потому естественно, что они имеют очень много общих

вопросов, разносторонним исследованием которых они, с одной стороны, помогают друг другу и способствуют точнейшему выяснению истины, а с другой — настолько тесно связываются между собой, что в некоторых случаях разграничить их невозможно; например в решении вопроса о причине ледникового периода необходимы не только геологические, но и физические и астрономические данные; то же можно сказать о перемещениях морей, о смене флор и фаун, о современном состоянии внутренности Земли, о колебаниях земной коры и пр. Связь эта особенно отчетливо выражается между физической географией и геологией, которые почти немыслимы друг без друга, а на рубеже настоящего с прошедшим буквально сливаются.

Это слияние геологии с физической географией происходит преимущественно в области явлений изменения земной поверхности, т. е. в области задач *геоморфологии*, которая однако в отличие от физической геологии почти не входит в рассмотрение самого вещества масс, его состава и происхождения, но изучает и объясняет лишь возникновение и преобразование форм поверхности. Геоморфология является звеном, тесно связывающим геологию с географией, одинаково близкой и необходимой каждой из наук, невольно вынужденных в равной мере пользоваться ее методами в достижении своих основных задач по возможно всестороннему, причинному разъяснению лика нашей планеты. Исходя из такой точки зрения, легче подойти к длинному спору о правильном определении предмета географии и ее разграничении с геологией, характеризующему последние десятилетия.

Из сказанного несомненно лишь, что между физической географией и геологией как по объектам, так и по методам исследования связи гораздо больше, чем между первой и антропогеографией. Но если ясно, что никто не может обнять все отрасли географии, то это в равной мере приложимо и к геологии; начало нашего века характеризуется таким чрезвычайным дроблением наук вообще и геологии в частности, что ныне работать одновременно во всех ее разветвлениях уже немыслимо, однако стремление к установлению связи между отдельными геологическими фактами и процессами непременно должно руководить каждым геологическим исследованием, безотносительно к характеру его непосредственного предмета.

Каждая из упомянутых наук в свою очередь разделяется на несколько самостоятельных отраслей в зависимости от различия объектов изучения или точек зрения. Физическая география выделяет как самостоятельные науки: *метеорологию*, *океанографию*, *фитогеографию*, *зоогеографию* и т. д., причем почти каждая из этих наук разделяется на описательную и объяснительную части; например метеорология представляет объяснительную часть учения об атмосфере, а климатология — описательную, то же гидрология и гидрография и пр.

Рассмотрим ближе разделение геологии. Минеральные массы, принимающие существенное участие в строении земной коры и состоящие из одного или нескольких минеральных видов или *минералов*, называются *горными породами*. Всестороннее изучение горных пород составляет предмет особой отрасли геологии — *петрологии*. Петрология, исследуя породы в минералогическом, химическом и физическом отношениях, находится в близкой связи с минералогией, химией и физикой, от успехов которых во многом зависит ее развитие.

Чисто описательная часть петрологии называется *петрографией;* точным изучением вещества горных пород занимается *петрохимия*, а его расположением, как результатом движений, испытанных породами, — *петротектоника*, наиболее молодая, но важная часть петрологии. Хотя в настоящее время петрологические методы почти одинаковы с минералогическими, но основная задача петрологии иная: она занимается изучением ассоциаций минеральных видов, а не вида самого по себе, что составляет предмет *минера-*

логии. Изучением и описанием формы минералов занимается *кристаллография*.

Познание состава земной коры получило за последнее время новое освещение и направление на основе познания химии вселенной, космоса, или *космохимии*. Космохимия является одной из наиболее важных, но и наименее разработанных основ геологии.

Закономерность распределения в Земле минеральных веществ изучает *геохимия*, составляющая в совокупности со всеми отраслями геологии основу учения о полезных ископаемых — их происхождении, типах и местах образования, или месторождениях.

Геохимия пока ограничивает поле своих исследований и достижений лишь самой верхней оболочкой Земли (до глубины 15—20 *км*), изучая законы распределения в ней химических элементов. Это изучение распадается на изучение:

1) совместного нахождения отдельных элементов;

2) совместного нахождения ассоциаций элементов;

3) связи элементов: а) с отдельными зонами земной оболочки, б) с отдельными геологическими факторами, в) с отдельными моментами геологической истории.

Среди минеральных масс земной коры находится множество остатков растительных и животных организмов, так называемых *окамелелостей*, изучением которых занимается специальная наука — *палеонтология*, составляющая вторую отрасль геологии. Палеонтология имеет ближайшее отношение к ботанике и зоологии, как петрология к минералогии.

Кроме изучения горных пород и окамепелостей, геология должна определить, но уже не в кабинете, а непосредственными наблюдениями в природе, формы залегания различных пород, их взаимные отношения и чередование в горизонтальном и вертикальном направлениях, а также последовательное изменение ископаемых фаун и флор во времени и пространстве, что дает возможность выяснить относительную древность различных минеральных масс. Совокупность этих наблюдений резюмируется наглядно на геологических картах и профилях. Весь этот отдел геологии называют *стратиграфией*, или *исторической геологией*, что однако не вполне одно и то же, так как стратиграфия есть часть исторической геологии. Учение о фациях, или об условиях образования осадков, является также частью исторической геологии, служащей введением в *палеогеографию* — науку, воссоздающую весь облик земной поверхности, какой она имела в минувшие геологические эпохи.

Петрология, палеонтология, стратиграфия и историческая геология, вместе взятые, составляют в сущности только описательную часть геологии, которая занимается почти исключительно собиранием и систематизированием фактического материала. Но этим не может исчерпываться задача геологии, имеющей целью выяснить историю развития Земли; необходимо еще изучить те факторы или геологические агенты, под влиянием которых Земля претерпевала многочисленные изменения как во внутреннем строении, или тектонике, так и в наружном виде, или в пластике. Полное значение этих факторов возможно оцепить только при исследовании геологических процессов современной эпохи, когда характер и результаты деятельности этих факторов могут наблюдаться воочию, непосредственно. Зная же свойства и результаты деятельности современных геологических агентов, мы получаем большее основание для познания аналогичных явлений, происходивших в минувшие периоды развития Земли, тем более что многие агенты оставались постоянными во все геологические эпохи: изменялись лишь более или менее их напряженность и место действия, преобладание одних над другими, но не сущность и характер их деятельности. Сознание необходимости изучения современных геологических процессов в связи

с историей Земли породило особый отдел геологии, который называется *физической геологией*, по Лаппарану — *геогнией*, по Дэна и Креднеру — *динамической геологией*.

Физическая геология представляет собой в сущности главное ядро так называемой *общей геологии*, в которую кроме нее включают еще рассмотрение происхождения Земли, ее фигуры, плотности, магнетизма, внутренней теплоты, состава и строения земной коры.

Физическая геология исследует явления перемещения масс и изменения в земной коре — динамику Земли (почему иногда называется динамической), все современные геологические процессы, которые в зависимости от двоякого рода геологических агентов разделяются на две группы; одни из них обусловливаются преимущественно внутренней теплотой Земли наряду с давлением и силой тяжести, а другие — внешней теплотой, посылаемой Солнцем. Внутренняя теплота Земли вызывает сложные и грандиозные вулканические, сейсмические и дислокационные явления, которые, с одной стороны, образуют массивно-кристаллические породы и производят основные формы рельефа земной поверхности, а с другой — изменяют внутреннее строение, или тектонику, земной коры, а потому совокупность всех процессов, зависящих от внутренней теплоты Земли, можно назвать процессами внутренней динамики, разделяющимися на две группы вопросов — вулканизма и геотектоники.

Внешняя солнечная теплота вызывает деятельность организмов, а также разнообразные движения в атмосфере и гидросфере, которые, воздействуя на каменные массы химически и механически, разрушают их, переносят и отлагают измельченные частицы, образуя осадочные горные породы. Все эти процессы размыва, или денудации, видоизменяют основной тектонический рельеф, придают ему бесконечное разнообразие в вертикальном и горизонтальном расчленениях и обусловливают окончательную моделировку земной поверхности; их называют *процессами внешней динамики*. Соответственно главным действующим агентам процессы внешней динамики подразделяются обычно на: 1) деятельность атмосферы, 2) деятельность воды — подземной и поверхностной: проточной, морской, твердой, т. е. льда, и 3) деятельность организмов. Роль воды является наиболее многообразной и важной.

Процессы внутренней и внешней динамики находятся всегда в антагонизме, работая в противоположных направлениях: первые создают рельеф Земли, вторые его уничтожают, стремясь привести все к одному уровню; этот процесс нивеллировки, однако, постоянно нарушается проявлениями сил внутренних. Каждый момент жизни Земли можно рассматривать как состояние борьбы противоположностей, непрерывного движения, но вместе с тем и более или менее устойчивого равновесия, нарушить которое беспрерывно стремятся обе категории явлений, причем происходит лишь чередование преобладания каждой из них в данной части земной поверхности. Процессы внешние работают непрерывно, эволюционно, тогда как внутренние, более эпизодические, уничтожают достигнутые первыми результаты вполне или частично, создавая новые формы. К процессам внешним применимы понятия возраста — молодости, зрелости, старости, понятия цикла развития. Циклы эти могут завершаться или прерываться процессами внутренними, но лишь для того, чтобы начаться снова. Вся геологическая история Земли есть история таких циклов, в общем однако не повторяющихся, но прогрессирующих.

Для объяснения естественных геологических явлений весьма хорошим пособием служат опыты, которые составляют предмет *экспериментальной геологии*, начало которой положено англичанином Д. Холлом (XVIII век); осторожное и целесообразное применение этих опытов ведет к более полному выяснению ряда геологических процессов.

Таким образом физическая геология, изучая современные геологические процессы, с одной стороны стремится выяснить прошедшие изменения Земли, а с другой — пытается определить будущие изменения ее. Само собою разумеется, что при решении таких вопросов физическая геология должна допускать широкое применение гипотез, которые ни в каком случае не могут умалять значение ее; гипотеза, по выражению Берцелиуса, представляет необходимый мост для достижения истины, если только устои крепки, или, говоря иначе, гипотеза способствует только тогда развитию науки, когда она опирается на точные наблюдения и не возводится в научный догмат.[1] Поэтому при изложении нашего курса мы пользовались гипотезами, где это было нужно и возможно. Несмотря на широкое пользование гипотезами, физическая геология выработала вполне рациональный и плодотворный метод для изучения истории Земли, что доказывается историей геологии вообще.

§ 2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИИ

Геология как самостоятельная наука возникла сравнительно недавно, не более столетия тому назад, хотя отдельные геологические идеи существовали уже в глубокой древности; следы их находятся в древнейших космогониях: индийской, египетской, ассирийской, еврейской и скандинавской.

Одно из самых древнейших сказаний о происхождении мира и Земли сохранилось на обожженных глиняных дощечках с клинообразными письменами, найденных в развалинах древних городов Месопотамии и Халдеи и ныне прочтенных специалистами. Это сказание, перешедшее и в «священные» книги еврейского народа, хотя и мало затрагивает вопросы о Земле и о пережитых ею изменениях, но представляет большой интерес с точки зрения культурно-исторической; библейское же сказание кроме того играло очень важную роль в истории развития геологических идей до недавнего времени. Оно долго владело умами как «божественное откровение», не подлежащее проверке и критике, и сильно сказалось на развитии геологии, задерживая свободную разработку ее методов и толкований.

Это сказание рисует нам образование мира и Земли в хронологическом порядке по отдельным периодам, или актам творения, которых различается шесть, и они называются «днями творения».

В истории развития геологических знаний имело важное значение еще и другое библейское сказание — о «всемирном потопе». Интересно отметить, что рассказ о потопе, во многом совпадающий с библейским сказанием, найден в одном из древнейших памятников письменности — в сказании о герое Издубаре, записанном, как и сказание о миротворении, клинообразными знаками на глиняных дощечках, входящих в состав библиотек вавилонских и ниневийских царей. Несколько тысяч этих дощечек были найдены при раскопках в Месопотамии.

Событие, носящее в сказании название потопа, произошло в низовьях р. Евфрата и представляет собою очень обширное и опустошительное наводнение Месопотамской низменной равнины. Главнейшей причиной, вызвавшей это наводнение, было сильное землетрясение в области Персидского залива и может быть еще южнее. Изучение древних сказаний других народов привело к заключению, что это наводнение не распространялось за пределы низовой культурной части бассейна Тигра и Евфрата.

Согласно индийской космогонии, Брама и с ним мир переживает периоды бодрствования и сна, периоды деятельного развития или творчества

[1] „Hypothesen sind Gerüste, die man vor dem Bauwerk aufführt, die man abträgt, wenn das Gebäude fertig ist. Sie sind dem Arbeiter unentbehrlich; nur muss er das Gerüst nicht für das Gebäude halten" (Goethe, Maximen und Reflexionen).

и периоды бездействия творческих сил, периоды разрушения, уничтожения всего существующего либо всемирным пожаром, либо все затопляющей водой, либо и тем и другим вместе. Акты творения и разрушения бесконечны числом, и «вечное существо» повторяет их, как бы играя. Мы не знаем источника таких сказаний, но можно думать, что они не были плодом одной только фантазии. Следы прежних изменений земной поверхности местами настолько очевидны, что легко могли быть подмечены древними наблюдателями. Например присутствие морских раковин в пластах Земли далеко от моря могло повести к догадкам о вторжении моря в пределы суши, а нахождение таких пластов даже в горах, где они приподняты и изломаны, могло повести к выводу о всеобщем хаосе, разрушении, движении и перемещении частей суши. С другой стороны, сказания о всеобщих разрушениях и потопах могли возникнуть из рассказов о местных катастрофах: вулканических извержениях, землетрясениях, наводнениях и т. п., которые более или менее внезапно нарушали спокойный ход естественных событий и должны были производить на свидетелей этих явлений глубокое впечатление. Самые события в устной и преемственной передаче легко могли принять характер всеобщих катастроф.

Особенный интерес для геолога представляет скандинавская космогония благодаря сказавшемуся в ней местному геологическому колориту. Повидимому она сложилась в эпоху более позднюю, чем космогонии, нами только что рассмотренные. Сущность ее такова.

Мир, в котором мы живем, существовал не вечно. Он начался когда-то и когда-нибудь кончится. Было время, когда не было ни песка, ни моря, ни неба над нами, было только пространство. В его северной части возник источник холода (страна туманов), а в южной части — источник тепла; между ними находится источник мудрости. Из «страны туманов» текли серые волны холода, волны тепла лились из «страны тепла». Из их смешения возникли элементы, из которых создался мир, а позже — боги и гиганты. В пространстве, где был «источник мудрости», выросло из семени невидимое людям дерево Нтгдразил и пустило корни во все три источника (дерево жизни — живое население Земли).

Дальнейшая история мира изображается так: бог Вотан убивает гиганта Имера и делает из его тела небо и Землю, а из крови — всемирный океан. При этом тело сперва размалывается в пыль в пещере-мельнице, движимой водой источника холода (поэтическое изображение процесса выветривания скал). Гигантская мельница вращает также и небесный свод с его звездами. Из искр, высекаемых из камней на гигантской мельнице, рождается бот огня Хеймдаль в образе нежного светлокудрого юноши. Он приплывает к людям в лодке и привозит им блага культуры: семена хлебных растений, земледельческие орудия, оружие, он научает людей добывать огонь, печь хлеб, строить жилища, пользоваться рунами и письменами и т. д.

После смерти Хеймдаля его труп увозится невидимыми гребцами в той же лодке и принимается в жилище богов, где воскресает в образе лучезарного божественного юноши, а на Земле ему наследует его сын Скольд-Боргер. При нем обстоятельства ухудшаются, и дело кончается смертью Бальдера, бога света. Тогда наступает ужасная зима, ледники и ледяные поля покрывают до тех пор населенную страну, жатва на уцелевших участках становится скудною, наступает голод, вызывающий ужасные преступления. Это — время бурь, топоров и ножей. Наконец суровая зима проходит, и ледники исчезают.

Дальнейшее развитие этого сказания касается будущего. Предрекается новое наступление холода, борьба, угасание Солнца, появление подземного огня и разрушение мира.

Представления о происхождении мира и Земли, которые мы встречаем

у древних культурных народов средиземноморского побережья за 400—600 лет до нашей эры, возникли частью самостоятельно, отчасти же повидимому под влиянием вышеупомянутых восточных космогоний, которые здесь пополнились, иллюстрировались и более или менее изменились под влиянием тех наблюдений, которые были сделаны в этой богатой разнообразием природных условий стране. Сравнительно с древними азиатскими сказаниями учения греческих философов имеют в большей степени философский характер, чем религиозный, и обнаруживают, так сказать, местную окраску в зависимости от того, среди какой природы пришлось жить и наблюдать тому или другому из них. Среди разнообразных учений греческих философов, касавшихся вопросов о Земле и ее изменениях, более или менее определились две группы или две школы, получившие названия *нептунистов* и *плутонистов*. Древнейшим представителем нептунистов был Фалес, живший в конце VII и начале VI века до н. э. Он учил, что все существующее, в том числе и Земля с живущими на ней тварями, возникло и возникает из воды и вновь в нее обратится. Под водою вероятно подразумевалась здесь не вода в нашем обычном смысле слова, а первичная хаотическая жидкая масса.

Плутонисты видели в огне первичный источник всего существующего или по крайней мере приписывали огню очень важную роль в созидании и преобразованиях мира. Так, по мнению Гераклита (500 г. до н. э.) огонь проникает все, производит из себя отдельные предметы и вновь их поглощает; огонь превращается в море, которое в свою очередь выделяет Землю и жар. От возгорания поднимающихся паров образуется Солнце, постоянно уничтожающееся и вновь возникающее. *Весь мир хотя и существует вечно, но постоянно изменяется, переживая то периоды разрушения, то периоды созидания.* У Эмпедокла, жившего в Сицилии (492—432 гг. до н. э.), мы находим впервые догадку об огненно-жидком ядре Земли, основанную на существовании вулканов и горячих источников; впрочем он производил все существующее не из одного огня, а из четырех элементов, или стихий: земли, воды, воздуха и огня, которые не уничтожаются, но постоянно изменяются. Как и Анаксагор, он учил также, что мир не мог возникнуть из ничего и что уничтожение чего-либо материального тоже невозможно.

Школа плутонистов возникла повидимому под влиянием вулканической природы Сицилии и южных островов Греческого архипелага с их потоками застывшей лавы, с почвой, изрытой трещинами, из которых местами выходят горячие пары.

Демокрит, родившийся 40 лет спустя после Анаксагора, и Леукипп, в противоположность Анаксагору, известны как творцы учения о постоянно движущихся, вечно неразрушимых атомах. Они имели повидимому весьма здравое представление о вселенной. Согласно их учению, Солнце имеет колоссальные размеры. Млечный путь состоит из солнцеобразных звезд, число миров бесконечно велико, они медленно изменяются, уничтожаются и вновь возникают. К сожалению до нас не дошли сведения о том, что они думали о Земле.

Анаксимандру (родился в 610 г. до н. э.) повидимому принадлежат первые смутные идеи об истории развития Земли, возникновении всех организмов из водной среды и происхождении человека эволюционным путем из других животных, а также о вечности и постоянстве мирового океана. Пифагор (родился в 582 г. до н. э.) учил уже о постоянных изменениях лика Земли, о борьбе моря с сушей и вулканизме. Геродот (484—406 гг. до н. э.) объяснял историю происхождения Египта как осушившегося залива Средиземного моря, простиравшегося до Эфиопии, основываясь на нахождении в горах остатков морских раковин и других фактах.

Наибольшее значение из древнегреческих философов в области естественно-исторических и в частности геологических представлений приобрел

Аристотель (384—322 гг. до н. э.), идеи которого продержались более 1 500 лет; к сожалению как раз наиболее ошибочные из них (о возникновении окаменелостей в самих горных породах и пр.) получили наибольшее влияние, оказав геологической науке не менее вреда, чем библейское сказание о сотворении мира; правильные же взгляды Аристотеля на геологическую динамику и ее цикличность были забыты.

Аристотель уже признает Землю за шар, так как во время затмения она отбрасывает на Луну круглую тень. Он весьма мало касается вопроса о происхождении Земли, однако мы находим в одном из его творений («Метеорология», кн. I, гл. XIV) следующее место, представляющее замечательную для того времени догадку: «Одни и те же места не остаются всегда землею либо всегда морем. Море приходит туда, где прежде была суша; суша вернется туда, где теперь мы видим море. Нужно притом думать, что эти изменения следуют одно за другим в известном порядке и представляют известную периодичность».

К концу древних веков относятся творения известного географа Страбона, проявившего замечательную для своего времени проницательность. Он рассматривает известный уже в глубокой древности факт нахождения морских раковин вдали от моря, приводит мнения об этом своих предшественников и дает свое собственное объяснение, согласно которому Земля и особенно часть ее, находящаяся под морем, проявляет известную подвижность; она то поднимается, то опускается, а потому и может то прибавляться, то убавляться, и благодаря этому могут возникнуть не только малые острова, но и материки. Он передает предание о том, что Сицилия была когда-то соединена с Италией и отделилась от нее вследствие подземного переворота; он указывает, что и теперь земля в той местности иногда колеблется и что вулканы представляют собою клапаны, предохраняющие страну от резких потрясений, происходивших здесь в то время, когда этих вулканов еще не было.

Страбон на восемнадцать веков ранее высказал современную идею о важности вертикальных колебаний земной коры, но идеи его были лишь через 1 500 лет, и то частично, восприняты Леонардо да-Винчи (см. ниже).

Нелишне заметить, что и сведения астрономические, представления о вселенной, к концу древней исторической эры достигли замечательного развития, особенно благодаря трудам александрийских ученых. Так родившийся за 270 лет до н. э. Аристарх уже делал попытки определить величину Солнца и Луны, он уже знал, что не Земля является центром нашего мира, а Солнце, что Земля движется вокруг Солнца и в то же время вращается вокруг своей оси. Это учение почти на 2 000 лет предупредило систему мира, разработанную Коперником.

Вслед за эпохой классической древности наступают долгие века умственных потемок, века, в продолжение которых не было сделано почти ничего для развития науки о Земле. Земля мало интересовала ученых того времени, предпочитавших вести бесплодные споры о свойствах непостижимого и т. п. Дух свободного исследования был чужд этим векам господства метафизики, мистицизма, преклонения перед авторитетом. Самым большим авторитетом в области науки о природе был тогда Аристотель; авторитет его был так велик, что с профессоров брали клятву не отступать в своих учениях от Аристотеля.

На идеях греческих философов развитие геологии остановилось вплоть до XII века, когда они же, хотя и в искаженном виде, явились отправной точкой к дальнейшему. 1 800 лет было потеряно для изучения истории Земли из-за того оборота, который приняла история человечества. Древние ученые наблюдали явления природы, так или иначе объясняли их, например землетрясения, вулканические извержения и пр., и даже в некоторых случаях достигали поразительного успеха, например в познании фигуры и

размеров Земли, тем не менее они не только не заглядывали в историю Земли, но и не подозревали ее существования. Только в XVI веке знаменитый художник и ученый Леонардо да-Винчи[1] (1517) и врач Фракасторо (умер 1553), случайно встретив окаменелости в пластах земли, внимательно исследовали их и правильно истолковали значение этих фигурных камней, считавшихся «игрою природы» (lusus naturae). Однако идеи Фракасторо привились не сразу; потребовалось более двух столетий для того, чтобы доказать: во-первых, что окаменелости действительно представляют остатки когда-то живших организмов, и, во-вторых, что они погребены в разные периоды жизни Земли, а вовсе не составляют следствия единого всемирного потопа, как это считалось всеми в средние века. Хотя время от времени появлялись прекрасные работы, полные верных наблюдений и проводившие здравые понятия, тем не менее они разбивались о массу старых доктрин и не имели большого успеха. Англичанин Листер (1638—1712) не только способствовал изучению окаменелостей, но впервые предложил составление геологических карт. Датчанин Стено (1631—1686) положил начало учению о дислокации земной коры и перемещениях моря. Тосканские пласты он разделил на шесть групп по характеру содержащихся в них окаменелостей и тем способствовал основанию учения о формациях. Его вулканическая гипотеза образования гор держалась более столетия. Лейбниц (1680) учил о первоначальном расплавленном состоянии Земли и постепенном отвердевании ее. Фуксель составил одну из первых геологических карт. В конце XVIII века Бюффон издал свои знаменитые сочинения (Théorie de la Terre, 1749 и Époques de la nature, 1780) о происхождении и развитии Земли из расплавленного состояния; не будучи самостоятельным наблюдателем, Бюффон своим красноречивым изложением гипотез того времени возбудил интерес между современниками, что в ту эпоху было весьма полезно для геологии.

По теории Бюффона, планеты, и в их числе Земля, составляли часть солнечной массы, от которой были оторваны ударом кометы, причем они получили импульс вращения около оси и обращения в одной и той же плоскости. Они поэтому сходны по составу с Солнцем, но отличаются от него температурой. Первоначально и эти массы планет имели высокую температуру и светились собственным светом, но потом охладились с поверхности, тогда как Солнце до сих пор находится в раскаленном состоянии. Бюффон, как и Лейбниц, говорит и о первичном огненном ядре Земли, и о всемирном океане, покрывавшем высочайшие горы; этот океан и оставил раковины, находимые вдали от моря.

Через 6 лет после напечатания «Теории Земли» Бюффона Кант создает свою теорию неба, в которой пытается разъяснить, как произошли Солнце и планеты из рассеянных пылеобразных частиц, а еще через 20 лет Лаплас дает подобную же теорию образования вселенной, но не из твердых частиц (как у Лейбница), а из газообразной материи. Эта теория была дана уже в математической разработке.

Интересно сопоставить «Теорию Земли» Бюффона с вышедшим почти одновременно (в 1757 г.) сочинением нашего соотечественника Ломоносова «О слоях земных». Сочинение Ломоносова несравненно более считалось с имевшимися уже в то время сведениями о геологическом строении Земли и о ныне совершающихся на ней процессах и потому значительно опередило сочинение Бюффона глубиною и обоснованностью защищаемых в нем положений.

Свое сочинение о слоях земных Ломоносов начинает с очерка рельефа Земли, причем континенты, или части света, он называет «самыми боль-

[1] Леонардо-да-Винчи заведывал также проведением каналов, и тут-то, при земляных работах, он и обратил внимание на вскрытые им пласты.

3350 Т

шими горами» (по нынешнему следовало бы читать — основные неровности земной коры). Он описывает сначала поверхностные минеральные массы, а потом переходит к глубже лежащим и раскрывающимся только в естественных и искусственных обнажениях. Говоря о происхождении естественных обнажений, Ломоносов различает два рода причин, или деятелей, участвовавших в их образовании: внешние и внутренние. Действие внешних агентов — ветра, дождя, рек, морских волн, льдов, наводнений — иллюстрируется примерами. Особенно интересно замечание о наводнениях и потопах.

«Великую перемену причиняют на земной поверхности знатные наводнения и потопы, кои коль многократно случались, гласят разные слои земные. Потопления бывают двоякие: одни от избытка воздушной воды, то-есть от сильных и чрезвычайных дождей и крутого таяния снега; другие — от морей и озер, преступающих берегов своих пределы. Действие сих почти всегда соединено *с нечувствительным долговременным земной поверхности понижением и повышением*».

Очевидно, Ломоносов уже представлял себе *трансгрессии* моря и допускал, что они могут зависеть от медленных колебаний земной коры.

Сравнивая работу внешних и внутренних агентов, созидавших и изменявших лицо Земли, Ломоносов приписывает несравненно большее значение внутреннему жару Земли, которому обязаны своим происхождением и высокие горы, и целые континенты, и глубокие морские пучины. Вот что он об этом пишет: «Чем возвышены великие хребты Кавказские, Таврийские, Кордилиерские, Пиренейские и другие, и самые главные горы, то-есть части света? Конечно не ветрами, не дождями, кои еще с них землю смывают; конечно не реками, кои из них же протекают; конечно не приливами и не потопами, кои до них не досягают, и натурально досягнуть и тяжкой каменной материи, из коей вершины оных состоят, на такую высоту поднять не могут. Чем вырыты ужасной и недосягаемой глубины пучины морские? Конечно не дождями и не бурями, кои в глубину мало весьма действуют; конечно не вливающихся рек быстриною, коя исчезает при самых устьях. Есть в сердце земном иное неизмеримое могущество, которое по временам заставляет себя чувствовать на поверхности и коего следы повсюду явствуют. где дно морское на горах, на дне морском горы видим. Сила, поднявшая таковую тягость, ничему, по действиям послушницы божьих повелений натуры, приписана быть не может, как господствующему жару в земной утробе. Когда и ныне еще, якобы уже ослабевший через многие века, часто движет целые государства и переменяет вид лица земного, то можно легко рассудить, коль могущ был в своих первых силах».

Ломоносов пытается определить и глубину, на какой находится подземный жар, исходя из распространения и характера землетрясений, продолжительности вулканических извержений и обширности поднявшихся континентальных масс, например Азии. Глубина оказывается «не менее и пожалуй более 10 верст».[1]

Ломоносов касается и до сих пор еще неодинаково разрешаемого разными геологами вопроса о том, произошли ли неровности Земли от поднятий, образовавших континенты, или от опусканий, образовавших впадины морей, и высказывается за первое, так как при образовании морей опусканием моря на Земле были бы окружены сушей, подобно тому как бледные места или пятна на Луне окружены светлыми землями. «Хотя на Земле не мало есть великих вод, происшедших от впадин, каковы повидимому Каспийское и Аральское, также обширные озера».

Ломоносов первый понял и отметил важное значение колебаний зем-

[1] Т. е. близка к современным сейсмографическим наблюдениям.

ной коры. «Такие перемены произошли на свете не за один раз, но случались в разные времена, несчетным множеством крат, и ныне происходят и едва ли когда перестанут».

Сочинение Ломоносова казалось могло бы послужить прочным основанием для дальнейшего развития геологических знаний, но оно не имело такого значения в истории науки. Оно осталось неизвестным западноевропейским ученым, да и в России вскоре было почти позабыто.

К той же примерно эпохе относятся работы Геттара и Демаре во Франции. Геттар изучал минеральные породы и руды Парижского бассейна и в 1751 г. составил карту их распространения, представляющую некоторое еще очень несовершенное подобие геологической карты. Геттар изучал не только минеральные породы, но и заключенные в них окаменелости и энергично отстаивал правильный взгляд на их происхождение против распространенных еще и в то время разных нелепых мнений о них вроде того например, что они нарочно были положены в слои дьяволом с целью ввести людей в заблуждение и спутать их понятия.

Изучая лавы и другие вулканические продукты, сохранившие свои первоначальные признаки далеко не в одинаковой степени, Демаре нашел возможность распознать несколько больших эпох в развитии страны и вообще в вулканической деятельности земного шара, эпох, к которым и были отнесены соответствующие лавы. Несмотря на целый ряд вышеуказанных работ, способствовавших правильному пониманию геологических явлений, в то же время появлялись в гораздо большем количестве, так сказать, «геологические романы», которые, возобновляя старые заблуждения и возвращаясь часто к нелепым мнениям, как сорная трава заглушали развитие правильных геологических воззрений, тем более что к геологическим спорам того времени почти всегда присоединялись жгучие религиозные вопросы. К сожалению такое направление не прекратилось даже и при Вернере, который считается основателем научной геологии, и продолжалось почти до XIX века. Главная особенность этой эпохи развития геологии (от Фракасторо до Вернера) заключается в обилии гипотез, метафизических рассуждений и в полном пренебрежении непосредственными исследованиями; только немногие занимались наблюдениями природы и увеличивали запас научных фактов, громадное же большинство удовлетворялось фантастическими гипотезами, которые разумеется не могли внушать доверия к геологии; напротив они сделали ее в глазах современников наукой еретической, непригодной для практического дела. Только к концу XVIII века совершается резкий поворот в направлении геологических исследований, и почин в этом отношении принадлежит знаменитому профессору А. Готлибу Вернеру, который в 1775 г. занял кафедру минералогии во Фрейбергской горной академии. Вернер, разрабатывая минералогию, в то же время обособил геологию, указал важное практическое значение ее и придал ей громадную популярность. Геология, как детище горного дела, благодаря Вернеру снова возродилась на почве горного дела Саксонии, но уже значительно обновленной и окрепшей. Один из учеников Вернера — Ренофанц, занявший при основании Горного института в С.-Петербурге (1773 г.) первым кафедру геологии, положил начало и в России прочной связи геологии с горным делом, продолжающейся с успехом и до настоящего времени.

Вернер изучал не только породы, но и формы залегания их, особенно по отношению к рудным жилам, о которых и оставил специальное сочинение. Он развил учение о формациях, которые систематизировал по древности: древнейшая (Urgebirge), переходная (Uebergangsgebirge, к которой принадлежат нынешние силурийская и девонская системы), флецовая (Flözgebirge — нынешние каменноугольная, пермская), и начал изображать их картографически. Как наблюдатель и систематик Вернер оказал суще-

ственную услугу геологии. Что же касается его теоретических воззрений, то он был крайний центунист, не придававший вулканическим явлениям никакого значения в истории Земли. Современные вулканы он считал за случайные явления, обусловленные самовозгоранием например каменного угля, серы и пр. Дело в том, что основные идеи Вернер черпал из наблюдений над строением своего маленького отечества — Саксонии и думал, что весь мир построен одинаково с Саксонией. Обладая замечательным красноречием, он внушал слушателям слепую веру в свои учения; его, как оракула геологии, приходили слушать со всех концов образованного мира. Эта сторона его деятельности придала геологии небывалую до того популярность и восстановила ее честь. Но крайнее нептуническое направление Вернера вызвало ожесточенную борьбу с крайними вулканистами во главе с Хеттоном.

Хеттон занялся геологией уже в очень зрелом возрасте, раньше же был юристом, затем врачом, потом фермером. Поселившись уже в 42-летнем возрасте в Эдинбурге, он отдался своим любимым естественным наукам, много экскурсировал, и результатом его работ было сочинение «Теория Земли», вышедшее в 1788 г., но сделавшееся особенно известным позже, после мастерской его переработки талантливым учеником Хеттона Плэйфером.

Хеттон доказывал, опираясь на целый ряд наблюдений и исследований, произведенных в Шотландии, что Земля не всегда имела такой вид, как ныне, и что в истории Земли можно различить два процесса: 1) разрушение суши текучими водами, снос продуктов разрушения в море и 2) повторявшееся по временам поднятие морского дна подземными силами и возникновение этим путем новой суши. При этих движениях отвердевшие осадки морского дна ломались, и через трещины поднимались расплавленные лавы, застывшие в трещинах и на поверхности в виде разнообразных кристаллических каменных пород. Таким образом базальты и другие кристаллические породы имели огневое происхождение и поднялись в расплавленном виде из глубины Земли; от обычных более пористых лав они отличаются, потому что остывали под давлением морской воды. Такое же огневое происхождение имеют и граниты, что доказывают гранитные жилы и соприкасающиеся с ними породы, измененные действием жара. Подземный жар не только превращал обломки суши, снесенные в море, вновь в твердые каменные породы, но его расширяющая сила поднимала их и превращала в новые континенты и горные цепи.

Опусканию частей земной коры Хеттон не приписывал какой-нибудь роли в формировании рельефа Земли.

Вывод Хеттона, что в истории изменений земной коры чередуются процессы разрушения суши атмосферой и водой с процессами периодического поднятия новой суши силой подземного жара, повел к освещению еще одного очень важного вопроса, а именно: вопроса о продолжительности геологического времени. Дело в том, что работа разрушительных агентов: дождя, мороза, текучей воды и работа моря, отлагающего осадки, совершается чрезвычайно медленно; мы вправе поэтому заключить, что геологические деятели, работавшие и прежде над преобразованиями земной коры, должны были работать очень продолжительное время, чтобы результатом этой работы было создание тех грандиозных памятников, какие представляют собою толщи древних осадков, слагающих наши континенты. Основываясь на этих соображениях, приходилось допустить, что для совершения тех изменений, о которых свидетельствует нам своими напластованиями земная кора, потребовались такие огромные периоды времени, какие до тех пор и не представляли себе ученые, привыкшие думать, что нескольких тысячелетий достаточно для вмещения всей истории Земли. Хеттон показал, что за пределами этого короткого периода открываются

все более и более отдаленные перспективы событий, о которых в толщах Земли сохранились точные записи. Наши древнейшие породы произошли из еще более древних, быть может составлявших один из многих ранее существовавших миров. Подобно астрономии, показавшей человеку неизмеримые пространства вселенной, возникающая новая геология открывала ему почти безграничные перспективы времени.

Бывшие в то время в большой моде умозрительные построения о происхождении Земли и бесконечные споры, которые они вызывали, казались Хеттону бесплодными и даже вредными, так как к ним нередко примешивались соображения, ничего общего с наукой не имеющие. Он считал себя призванным исследовать и объяснять факты, а не строить теории, а так как, изучая земную кору, он не находил фактов, бросающих свет на первоначальные фазы существования Земли, то и заявил, что рассуждения и споры о начале Земли лежат вне области геологии и что в материалах, которые изучает геолог, он не находит никаких следов начала и никаких указаний на конец. Ученик и популяризатор идей Хеттона, Плэйфер выразил это положение в еще более резкой и более доступной возражениям формуле, согласно которой ни в памятниках Земли, ни в планетных движениях нет никаких следов начала или конца современного порядка вещей, что лик природы не обнаруживает никаких черт детства или старости и никаких признаков, по которым можно было бы определить продолжительность существования вселенной в прошедшем или в будущем.

С Хеттона может считать свое начало и учение о развитии жизни, научно обоснованное. Эволюция органического мира оставалась бы в области умозрительных метафизических построений, если бы геологией не было предоставлено время, в продолжение которого развитие жизни могло совершаться. Повидимому и идея об изменении живой природы не была чужда Хеттону.

Воззрения Хеттона, в особенности на основную роль во всей эволюции Земли колебаний ее коры, во многом напоминают ранее высказанные, хотя и в менее развитой форме, воззрения Ломоносова. Но и в Англии, ныне признающей Хеттона родоначальником современной научной геологии, это учение в те времена не имело большого успеха, несмотря на то, что у Хеттона было много преданных и талантливых учеников и последователей. В эту раннюю эпоху истории науки почва не была еще достаточно подготовлена для таких идей. Представление о кратковременном возникновении и предстоящем разрушении мира признавалось тогда не подлежащим критике откровением, и всякое учение о медленной эволюции мира считалось заслуживающим осуждения. Спор нептунистов и вулканистов, завершившийся победой вторых, но обильный недоразумениями, не только не принес никакой пользы для науки, но напротив снова подорвал уважение к геологии, тем более что к спору, как и прежде, примешались религиозные вопросы. Нептунизм Вернера составляет отрицательную сторону его деятельности, которая впрочем ни в коем случае не может уничтожить положительной заслуги его как основателя научной геологии, тем более что он оставил после себя двух великих учеников: Леопольда фон-Буха и Александра фон-Гумбольдта, укрепивших за геологией такой авторитет, которым она по праву пользуется в настоящее время. Если бы Вернер хотя бы раз в жизни оставил свое отечество и познакомился с какой-нибудь вулканической страной, то при своей острой наблюдательности он вероятно изменил бы свои нептунические воззрения, как это и случилось с его великими учениками. Гумбольдт после путешествия в Южную Америку, а Бух после исследования Канарских о-вов изменили взглядам своего учителя и сделались рьяными вулканистами, учения которых отражаются еще на современных воззрениях. Л. фон-Бух помимо исследования вулканиче-

ских явлений, подробного систематизирования осадочных формаций, непосредственного изучения многих новых областей выдвинул учение об изменении горных пород или метаморфизме их под влиянием различных агентов.

Заслуги Гумбольдта не ограничиваются одной геологией, а относятся одинаково к физической и астрономической географии. Кроме обширных путешествий по Америке, Европе и Азии, изучения вулканов, систематизации горных кряжей и пр., Гумбольдт указал связь между физическими явлениями и органическим миром, выработал сравнительный метод исследования и сам блестяще применил его. Пользуясь этим методом, последователи Гумбольдта, особенно Карл Риттер, вдохнули жизнь в географию и совершенно преобразовали ее.

Новые плодотворные методы, с одной стороны, а с другой — стремление к путешествиям одинаково способствовали быстрому развитию геологии и физической географии. Путешественники открывали новые области исследования и увеличивали фактический материал; новые методы вызывали новые вопросы и еще более побуждали к непосредственным исследованиям природы. Рядом с деятельностью Гумбольдта и Буха в Англии (в 1807 г.) было основано Геологическое общество с целью изучения страны и собирания геологических материалов, в чем выражался протест против бесполезного спора нептунистов и вулканистов. Между членами этого общества особенно замечателен горный инженер Уильям Смит (умер в 1839 г.), разработавший учение о формациях и создавший геологическую картографию Англии. Во Франции применение сравнительного метода к изучению окаменелостей Парижского бассейна дало возможность Кювье основать не только сравнительную анатомию, но и обособить палеонтологию как самостоятельную отрасль геологии. Словом, за исключением безотрадного спора нептунистов и вулканистов, период Вернера отличается стремлением к непосредственным исследованиям природы и возникновением новых плодотворных методов, создавшим один из важнейших отделов геологии — историческую геологию, или историю Земли, которую можно восстановить по сохранившимся в ней документам.

Несмотря на развитие наблюдений и более трезвое отношение к объяснению геологических явлений, все-таки катастрофические положения Бюффона еще царили в полной силе, тем более что они до некоторой степени подкреплялись вулканическими гипотезами Гумбольдта и Буха. Существовало сильное колебание мнений относительно тех причин, которые производили первобытные изменения на земной поверхности; большинство верило, что памятники прошлого относятся к начальному состоянию Земли или же произведены какими-то таинственными силами, совершенно отличающимися по роду и способу действия от современных. Каждую формацию рассматривали как обособленный период, оканчивавшийся катастрофой. Идея о постепенности развития хотя и высказывалась например Ламарком, но еще не признавалась; большинство во главе с Кювье верили в постоянство вида и в возрождение организмов с каждой новой формацией. С идеями Кювье совпадали идеи Буха о создании всех геологических изменений внезапными вспышками колоссальных сил Земли, поэтому скорее Бух, а не Кювье, был творцом учения о катастрофах.

Развитие геологической мысли в этом направлении было завершено французским геологом Эли де-Бомоном, который распространил мысль Буха о системах горных цепей, различающихся своим направлением, на все горные цепи Земли и подверг это учение математической разработке; при этом, за недостатком фактических сведений, приходилось часто прибегать к предположениям и догадкам. В результате получилось теоретическое построение, которое оказалось в противоречии с добытыми впоследствии фактическими данными и мало-по-малу было предано забвению.

По мысли Эли де-Бомона, эпохи воздымания горных систем совпадали с границами отдельных геологических формаций; они и были теми катастрофами, о которых говорит Кювье в своем рассуждении о переворотах на земной поверхности.

Следует впрочем заметить, что Эли де-Бомону принадлежит, хотя и вскользь высказанная, идея о том, что основные черты рельефа земной поверхности являются следствием постепенного охлаждения земного шара и сокращения объема его внутренней массы; при этом твердая и не участвующая в этом сокращении земная кора должна была приспособляться к этой внутренней массе и образовать впадины и выступы, а при очень значительном напряжении давать трещины. Эти трещины открывали выход на поверхность вулканическим продуктам, а возникавшее при этом боковое давление разрешалось образованием складок, системы которых и составляют горные цепи. Эта мысль послужила впоследствии исходным пунктом для целого ряда работ, которые привели к тем выводам и объяснениям процессов горообразования, какими располагает современная наука. Интересно отметить, что эта мысль о медленном ходе охлаждения Земли и изменения в связи с ним ее рельефа лишала также почвы и все учение о быстрых губительных катастрофах, изменявших в короткое время лик Земли и губивших ее органическое население. Эли де-Бомон был самым крупным, но и последним французским катастрофистом.

Признание катастроф, несовместимое с понятием о постепенности развития, давало большой простор произвольным предположениям и препятствовало выработке рационального метода. Для правильного понимания истории развития Земли необходимо было коренное изменение основных понятий.

Такое изменение началось уже отчасти с начала прошлого века. Карл Гофф еще в 1818 г. высказывался вполне определенно, а в 1822 г. издал сочинение: «Geschichte der durch Ueberlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche», предвосхитившее идеи Ляйэля, но к удивлению не получившее широкого распространения, хотя и было удостоено премии Королевского общества наук в Гёттингене. Решительный удар старым понятиям был нанесен только Чарльзом Ляйэлем, издавшим в 1833 г. свои знаменитые «Principles of Geology», или «Основные начала геологии», которые составили первое прочное основание геологии как индуктивной науки. Ляйэль не только выразил, но и впервые доказал, что «в существующих действиях природы мы можем найти объяснение минувшим явлениям». «Оставляя в стороне катастрофы, катаклизмы, потопы и сильные потрясения или необыкновенные действия первобытных физических сил», он показал, «что великие результаты могут происходить от повторения более спокойных и обыкновенных процессов, продолжающихся в течение неопределенно долгих периодов времени». Ляйэль осуществил то, о чем только мечтали еще в XVII веке Лазаро Моро в своем сочинении «Dei crostacei e degli altri marini corpi che sopra i mare si trovano» (Venezia) и особенно Валлиснери, пламенно желавший объяснять явления природы «без насилия, без вымыслов, без гипотез, без чудес». В следующих изданиях своих «Основ» (1865 г.) Ляйэль высказал уже, что изучение законов, управляющих современными явлениями, не только ведет к познанию памятников прошедшего, сохранившихся в земной коре, но и к догадкам о будущих изменениях Земли.

Плодотворная идея, разработанная Ляйэлем, нашла себе блестящее подтверждение и дальнейшее развитие в учении Ч. Дарвина о происхождении и изменении видов. Дарвин окончательно утвердил право гражданства основного положения Ляйэля о постепенности развития как в неорганическом, так и в органическом мире, а вместе с тем совершенно подорвал веру в катаклизмы и периодическое зарождение видов.

Последующие исследования все более и более подтверждали не только постепенность развития, но и тождество сил, производивших и производящих все изменения на земной поверхности; допущение каких-то других неведомых сил в минувшие эпохи не только противно всякой здравой философии, но и не подтверждалось наблюдениями. Изменялось место действия сил, их напряженность, но характер их оставался тот же; древние реки отлагали совершенно подобные же осадки, как и современные, древние ледники производили те же изменения на земной поверхности, как и современные; для познания географического распределения древних ледников необходимо изучать условия распределения современных ледников; чтобы определить условия образования вулканических пород в древние эпохи, нужно познакомиться с физикой современных вулканических извержений, и т. д.; словом, для того чтобы восстановить физико-географические условия минувших эпох по памятникам, сохранившимся в земной коре, необходимо изучать результаты современных геологических процессов. Это признание тождественности процессов вместе с постепенностью развития привело к актуалистическому методу геологии, заключающемуся в том, что для разбора памятников прошедшего необходимо изучать настоящее, т. е. исходить от известного к неизвестному. Этот метод в связи с быстрым расширением наблюдений привел геологию к тому блестящему состоянию, которого она достигла в настоящее время; успехи последних нескольких десятилетий превосходят все то, что было сделано в течение многих веков.

К. Гофф (1771—1837) и Ляйэль являются основателями учения о современных геологических процессах и применении их к выяснению истории Земли, т. е. основателями актуалистического метода физической геологии.[1] Этот метод однако при всей его плодотворности не может считаться законом, т. е. приводить к исключению из наших представлений всего того, что теперь не наблюдается, и к выводам о постоянстве всех процессов и масс на Земле.[2]

История геологии показывает по крайней мере четыре периода в развитии ее. Первый — от древнейших времен до XVI века, когда существовали только отдельные геологические идеи. Второй период — от XVI до XVIII века — характеризуется обилием фантастических гипотез, заглушавших правильное развитие науки. Несмотря на самые неблагоприятные условия, геология в этот период все-таки формировалась, хотя еще не составляла самостоятельной науки с определенными задачами. Самостоятельность она получила только в третий период, т. е. от XVIII века до Ляйэля (1833), характеризующийся развитием непосредственных наблюдений и практическим приложением геологии по преимуществу к горному делу. Наконец четвертый период, от Ляйэля до настоящего времени, отличается не только широким развитием наблюдений, но главным образом их обобщением, теоретическим обоснованием и разработкой рациональных методов исследования.

В последнюю четверть XIX века геологическая мысль развивается в различных направлениях, наметившихся в предшествовавшие эпохи. Ряд очень крупных работ был посвящен изучению вулканов и эруптивных масс, вторгающихся в толщи земной коры и только впоследствии обнаружившихся (лакколиты и батолиты). Была выяснена роль выделяемых магмою газов в явлениях и поверхностного и глубинного вулканизма. Землетрясения также привлекли к себе большое внимание ученых, и их изучение обособилось даже в особый отдел науки — сейсмологию. Геологические про-

[1] В 1930 г. исполнилось сто лет со дня утверждения его К. Гоффом, а в 1933 г. — со времени выхода труда Ляйэля.

[2] Наиболее ревностными последователями К. Гоффа в Германии явились И. Вальтер и Саломон, у нас же — В. Вернадский.

цессы и отложения, происходящие в пустынях, стали теперь предметом внимательного изучения, и это дало возможность распознавать среди отложений минувших эпох такие, которые указывают на прежнее существование пустынь там, где их теперь нет, иногда в таких местах, которые и раньше и позже существования пустыни были покрыты морем. Не одни пустынные, но и другие континентальные отложения и погребенные в них остатки жизни возбуждают теперь большой интерес, и их изучение помогает восстановить картины прежних географических условий и прежнего органического населения Земли.

Излагать состояние каждого из отделов науки в его современном развитии, равно как и следить за направлениями, в каких развивалась наука в начале XX века, — задача дальнейших глав.

Очень схематично последний вековой период можно разбить на четыре главных этапа.

Первый, от 1830 до 1855 г., связанный с именами Хеттона и Ляйэля и утвердивший, помимо принципа актуализма и униформизма, идею о мобильности Земли.

Второй, от 1855 до 1880 г., связан с Дарвином и посвящен преимущественно эволюции и утверждению правильных воззрений на окаменелости.

Третий, от 1880 по 1905 г., выдвинул на первый план изучение строения Земли — геотектонику, но лишь в части накопления и синтеза фактического материала об устройстве поверхности Земли — лика Земли; этот этап связан преимущественно с именем Эдуарда Зюсса, в эти годы создавшего свое классическое сочинение, так и озаглавленное «Лик Земли».

Четвертый, с 1905 г. (с Мильна) и до настоящего времени, характеризуется успехами *геофизики*, все более содействующей познанию свойств и строения не только земной коры, но уже всей Земли в целом. Наконец в этом же направлении в самое последнее время на помощь геофизике и астрофизике приходит и геохимия. Благодаря развитию геофизической и геохимической методики только сейчас можно начинать ставить основные проблемы теоретической геологии, покидая зыбкую почву умозрительных гипотез, и выяснять вместе с тем и закономерности образования и распределения в Земле полезных ископаемых. Одновременно все более отпадает и самое деление геологии на научную и прикладную, поскольку теория и практика в ней связываются непрерывно.

Практическое приложение геологии стало так обширно и разнообразно, что большинство цивилизованных государств во второй половине XIX века основало у себя специальные геологические учреждения с целью не только подробных и систематических исследований своих стран, но также и для удовлетворения практических потребностей, предъявляемых к геологии различными отраслями промышленности. Геология, обязанная своим возникновением горному делу, и в настоящее время имеет наибольшее приложение к горной промышленности, а потому геологические учреждения в некоторых государствах приурочены к горным управлениям. Так сделано было и у нас: Геологический комитет, основанный в 1882 г., расширен в 1897 г., с 1912 г. преобразован в большое научное учреждение, а с 1926 г. расширен во много раз и является ядром Главного геолого-гидро-геодезического управления НКТП под названием ЦНИГРИ, обладающим значительным кадром подготовленных геологов. Средства, которые СССР тратит на познание геологического строения своей территории и связанных с ней горных богатств, ежегодно сильно возрастая, в настоящее время весьма велики.

Кроме центральных научно-исследовательских геолого-разведочных институтов в Ленинграде и Москве, за последние годы возникло много республиканских, областных и районных подобных организаций у различных горнопромышленных трестов, а также у других органов (НКПС, Наркомзема и др.). Наряду с ними имеются геологические институты Академии

наук и ее филиалов. Наконец большую научно-исследовательскую геологическую работу ведут кафедры геологического цикла горных втузов и университетов и отдельные научные общества (Минералогическое, Палеонтологическое, Географическое и Естествоиспытателей) в Ленинграде, Москве, Томске, Киеве и других городах Союза.

А. Литература на русском языке[1]

А. Борисяк. Историческая геология. 1935.
П. Броунов. Курс физической географии. 1917.
С. Бубнов. Основные проблемы геологии. 1934.
В. Варсанофьева. Жизнь гор. 1933.
В. Вебер. Методы геологической съемки. 1934.
Б. Виллис. Структурная геология. 1932.
В. Витковский. Практическая геодезия. 1898.
В. Витковский. Картография. 1907.
А. Воейков. Метеорология. 1903.
К. Глинка. Почвоведение. 1915.
Гольмс. Возраст Земли. 1930.
Б. Гутенберг. Строение Земли. 1935.
Дакке. Геология. 1923.
А. Заварицкий. Введение в петрографию осадочных горных пород. 1932.
Зупан. Основы физической географии. 1915.
Э. Кайзер. Краткий курс общей геологии. 1935.
А. Карпинский. Очерки геологического прошлого Европейской России. 1919.
Кейльгак. Практическая геология. 1904.
Кейльгак. Подземные воды. 1935.
Ф. Левинсон-Лессинг. Введение в геологию. 1923.
Линдеман. Земля, ее жизнь и история. Общедоступная геология. 1914.
Ч. Ляйэль. Основные начала геологии. 1866.
Г. Михайловский. Историческая геология. Вып. I, 1913.
Д. Мушкетов. Курс общей геологии. 1934.
Д. Мушкетов. Основы геологии. 1932.
Д. Мушкетов. Региональная геотектоника. 1935.
Д. Мушкетов и П. Штиин. Техническая геология. 1934.
Д. Наливкин. Историческая геология. 1932.
Д. Наливкин. Учение о фациях. 1933.
От. Геология, т. I. 1935.
П. Тверской. Курс геофизики. 1930.
Ю. Шокальский. Океанография. 1933.
Н. Яковлев. Учебник палеонтологии. 1932.
С. Яковлев. Учебник геологии. 1933.
А. Ферсман. Геохимия. 1933.
Я. Эдельштейн. Введение в геоморфологию. 1933.
М. Усов. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. 1934.
П. Щукин. Общая морфология суши. 1934.

Б. Литература на иностранных языках

а) Большие руководства

Le-Conte. Elements of Geology. N. York, 1891.

H. Credner. Elemente der Geologie. Leipzig, 1906. Сжатое изложение общей геологии и более детальное — исторической.

J. Dana. Manuel of Geology. N. York, 1895. 1036 стр. Отличается чрезвычайно удачным и ясным планом изложения, но $^2/_3$ книги отведено исторической геологии, причем материал излагается почти исключительно североамериканский.

Daubrée. Géologie experimentale. Классическая работа в этой области.

P. Fourmarier. Principes de Géologie. 1933. Не курс, но новейшее капитальное изложение основных принципов геологии.

Fritsch. Allgemeine Geologie. Stuttgart, 1878. 500 стр. Устаревшее руководство, но ценное правильностью плана изложения и впервые выработанной пропорциональностью отделов общей геологии.

A. Geikie. Textbook of Geology. London, 1903. Том первый (702 стр.) заключает весьма полное изложение общей геологии в составе физиографической, структурной и дина-

[1] Здесь дана лишь основная литература. Специальная приводится в конце каждой главы в порядке ссылок текста на нее.

мической геологии, являясь одним из наиболее солидных руководств на английском языке, к сожалению однако плохо иллюстрированным. Историческая геология и морфология (краткая) составляют второй том.

A. Grabau. Principles of Stratigraphy. N. York, 1913 и Textbook of Geology, 1921.

Hann, v. Hochstetter u. Pokorny. Allgemeine Erdkunde, 5 Auflage, Leipzig, 1896—1899.

E. Haug. Traité de Géologie, v. 1.

M. Gignoux. Géologie stratigraphique, 1926.

E. Kayser. Lehrbuch der Geologie. B. I u. II. Allgemeine Geologie, 6 Auflage, Stuttgart, 1921. Полное, объективное, прекрасно иллюстрированное руководство. Тома III и IV заключают историческую геологию.

Lapparent-de. Traité de Géologie. 5 éd. Paris, 1906. Том первый (600 стр.) посвящен общей геологии.

Ch. Lyell. Principles of Geology. London, 1872. Основная классическая работа по динамической геологии и поныне.

L. Kober. Der Bau der Erde. Berlin, 1921.

Neumayer—Suess. Erdgeschichte, 1920. Том первый (543 стр.) посвящен общей геологии, представляя лучшее общедоступное (не популярное) ее изложение, недостаточное однако для специального изучения и преподавания.

Reyer. Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.

v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. Berlin, 1886.

T. C. Chamberlin and G. Salisbury. Geology. N. Y., 1906. Первый (684 стр.) из трех томов этого роскошно изданного основного американского руководства посвящен общей геологии, отдельные вопросы которой (например космогония, древнее оледенение и др.) более полно повторяются в двух других томах (исторической геологии). Несмотря на большой объем (обязанный более рисункам, чем тексту), многие вопросы, особенно динамики внутренней, как вулканизм, сейсмика и тектоника, изложены очень кратко и не удовлетворяют требованиям наших высших школ. Динамика внешняя, в особенности работа проточных вод и льда, дается зато весьма подробно, равно как и вопросы литогенезиса. Все позднейшие американские курсы (как тех же авторов, так Pirson, Cleland и др.) в сокращенном и слегка измененном виде повторяют этот. Одним из достоинств курса является многочисленная литература (американская) каждого предмета и указание типичных примеров — карт.

Schaffer. Allgemeine Geologie. Leipzig, 1922. Третья часть этого руководства под названием „Geologische Länderkunde", 1935.

E. Suess. Das Antlitz der Erde. 4 Bd-e. Wien, 1883—1909. Настольная классическая книга каждого геолога. Франц. перевод ее дополнен Margerie.

A. Tornquist. Geologie, I Teil: Allgemeine Geologie. Leinzig, 1916.

W. Salomon. Grundzüge der Geologie. 1924. Весьма интересная совместная работа нескольких авторов, в которой каждая глава написана специалистом.

б) Руководства общей геологии среднего размера, применимые для преподавания на факультетах не специально геологических

H. Cleland. Textbook of Geology. 1916, Краткое американское руководство. Физическая геология занимает немного более половины (350 стр.) тома. Очень хороши оригинальные иллюстрации, блокдиаграммы.

L. Kober. Lehrbuch der Geologie. 1923.

F. Löwl. Geologie, 1896. $^3/_4$ объема (всего 332 стр.) посвящено общей геологии, преимущественно с физико-географической точки зрения.

J. Park. A textbook of Geology (for use in Mining Schools). London, 1914. Весьма сжатый, умело педагогически составленный курс основ геологии, в котором половина — часть первая (300 стр.) — отведена общей геологии, вторая (200 стр.) — исторической и третья (50 стр.) — прикладной.

S. Pirson and Ch. Schuchert. Textbook of Geology. N. York, 1929. Часть I. Physical Geology. Курс средний, но полнее Chamberlin и Cleland, очень стройно изложенный и хорошо иллюстрированный, чисто дидактический; нет не только ни одной литературной ссылки, но даже упоминания фамилий.

Fr. Toula. Lehrbuch der Geologie. Wien, 1906. Краткий курс всей геологии. Общая геология с петрографической и структурной частью занимает ровно столько (225 стр.) сколько стратиграфия. Как и у Pirson, литература не приводится умышленно, чтобы не давать начинающим сбивчивых объяснений с разных точек зрения.

в) Краткие начальные руководства, предназначенные для средних школ Европы, но полезные и в первых стадиях преподавания в высшей школе для неспециалистов

Colomb et Houlbert. Géologie. Paris.

Nies u. Düll. Lehrbuch der Mineralogie und Geologie. Stuttgart.

N. Schaler. Elementarbuch der Geologie. Dresden.

P. Wagner. Lehrbuch der Geologie und Mineralogie. Удачный краткий учебник, излагающий геологию с минералогией совместно как одну методическую единицу и дающий темы-задачи для самостоятельных наблюдений в обычных условиях. Со второго издания есть русский перевод — „Первые шаги в науке о Земле". 1914.

P. Wagner. Geologie der Heimat. 1921. Очень хорошая популярная книга.

W. Watts. Geology for beginners. Лучший краткий учебник общей и исторической геологии, весьма подходящий для вводных курсов.

E. Dacqué. Géologie.

O. Abel. Bau und Geschichte der Erde.

Charles Schuchert and Clara M. de Vene. The Earth and its rhytms. N. York, 1927. Очень хорошая популярная книга.

R. A. Daly. Our mobile Earth. N. York, London, 1929. Очень хорошая популярная книга.

г) Руководства по геофизике, физической географии и геоморфологии

W. M. Davis. Grundzüge der Physiogeographie. Teubner, 1912. Физиография здесь, как и в некоторых других американских курсах, означает скорее геоморфологию.

W. M. Davis. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Teubner, 1924. Работа с очень субъективным характером, но важная изложением новой, введенной Дэвисом, методики географического описания, имевшей такой успех за последние десятилетия (преимущественно в Северной Америке).

James Geikie. The Mountains, their Origin, Growth and Decay. Edinbourgh, 1913. Работа полностью посвящается геологической классификации и анализу форм рельефа, без всяких предвзятых точек зрения, наиболее тесно связывающая вопросы геологии и географии. Отличное руководство.

Gutenberg. Handbuch der Geophysik. Большое коллективное издание — наиболее полная энциклопедия геофизики и физической геологии.

A. Haas. Kosmologische Probleme der Physik. 1934.

F. Machatschek. Geomorphologie. 1918.

E. Martonne. Traité de Géographie physique. 3-е изд. 1925. Наиболее полно и роскошно иллюстрированный курс или, вернее, справочная книга, ценная отличными указателями и списками литературы. Треть посвящена вопросам рельефа с точек зрения динамической геологии. Два тома.

Passarge. Die Grundlage der Landschaftskunde, 1929 и Beschreibende Landschaftskunde.

A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. 1894.

W. Penck. Die morphologische Analyse. 1924.

M. P. Rudzki. Physik der Erde. Leipzig, 1911. Попытка применения математическо-физического анализа и объяснения процессов геологической динамики, далеко не во всем удачная; основным курсом служить не может.

R. Salisbury. Physiography. London, 1908. 770 стр. Богато иллюстрированная работа, во многом повторяющая соответственные части геологии Чемберлена, много слабее по содержанию Martonne и Supan, без определенной идеи в геоморфологии.

A. Supan. Grundziige der physischen Erdkunde. 1911, 1916, 1930. Наиболее полное объективное и богатое фактическим, строго подобранным материалом руководство с большими литературными указателями, но бедно иллюстрированное.

д) Руководства по полевой, практической и технической геологии

D. Brauns. Die technische Geologie. 1878. Хотя и устаревшая отчасти работа, но полезная правильной постановкой основных вопросов, связывающих геологию с разными отраслями техники и сельского хозяйства и особенно гидротехникой, туннельными и вообще земляными работами.

I. H. Farrel. Practical field Geology. N. York, 1912. Единственное в своем роде краткое, отлично изданное руководство по геологическим разведкам (не общей съемки) с очень хорошими советами по снаряжению и удобным полевым определителем (лишь по внешним данным).

A. Geikie. Elements de Géologie sur le terrain. Paris, 1903. Французский перевод с 10-го издания этой всемирно известной книжки основной геологической полевой методики, вышедшей и в русском переводе, быстро исчезнувшем.

J. Geikie. Structural and field Geology. Edinbourgh, 1905. 435 стр. Чрезвычайно полезное и удачно составленное руководство как для начинающих специалистов геологов, так и для геологического образования техников-инженеров, дающее самые основные геологические понятия и краткие, но достаточные петрологические и структурные сведения; прекрасно иллюстрировано. Имеется и во французском переводе.

F. Lahee. Field Geology. 1923.

C. K. Leith. Structural Geology. London, 1924. Основная работа развивающейся за последние годы в Америке важной отрасли геологии, систематизирующей и анализирующей (пользуясь и экспериментом) деформации земной коры, обязанные ее движениям как в большом, так и в малом масштабе.

Paulke. Technische Geologie. 1920.
E. Raguin. Géologie appliquée. 1934.
H. Ries and T. L. Watson. Engineering Geology. N. York, 1915. 707 стр. Наиболее полное и отлично изданное, с литературными указаниями (лишь американскими) руководство для инженеров, преимущественно строителей гражданских сооружений. Строительные материалы изложены подробно, но лишь американские.
F. Rinne. Gesteinskunde. Leipzig, 1914 и 1920. Широко известный (и на французском языке) и лучший учебник петрологии для неспециалистов по петрографии — геологов, географов и всякого рода техников. Динамика Земли кратко изложена для пояснения литогенезиса.
M. Singer. Der Baugrund. 1932.
R. F. Sorsbie. Geology for engineers. London, 1911. Несравненно более краткое и во всех отношениях более слабое руководство, чем Ries, заключающее однако несколько хороших, чисто технических советов.
Stiny. Technische Gesteinskunde. Wien, 1917 и Technische Geologie. 1922.
O. Stutzer. Geologisches Kartieren und Prospektieren. 1919.
H. Höfer-Heimhalt. Anleitung zum geologischen Beobachten, Kartieren und Profilieren. 1921.
F. Schöndorf. Wie sind geologische Karten und Profile zu verstehen und praktisch zu verwerten. 1922.
J. Wilser. Grundriss der angewandten Geologie. 1921.

e) История геологии и методика

Ar. Geikie. The founders of Geology. London, 1897.
K. Zittel. Geschichte der Geologie und Paleontologie bis Ende des 19 Jahrhunderts. München, 1899.
L. de-Launay. La science' géologique. Paris, 1913. Очень полезная книга для общего представления об истории, методах, результатах и проблемах геологии.

ЗЕМЛЯ В МИРОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ

§ 3. ОБЩИЕ АСТРОНОМИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Развитие Земли — лишь ничтожная часть исторического развития целых грандиозных систем. Исследуя историю Земли, нельзя ограничивать себя чисто геологическим горизонтом поверхности одной лишь Земли.

Астрономия, астрофизика и астрохимия позволяют уже поставить изучение Земли—геологию — на более точное научно-историческое основание. Без самых хотя бы кратких сведений из достижений этих наук в настоящее время невозможно ознакомление с геологией.

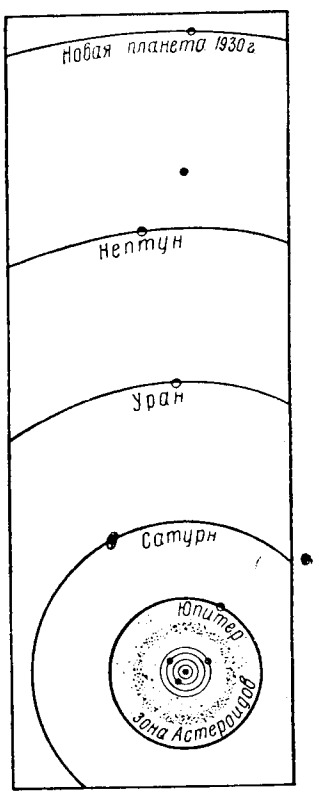


Рис. 1. Диаграмма солнечной системы.

Для правильного подхода к суждениям о больших геологических процессах полезно вспомнить несколько основных величин, характеризующих их масштаб. Так, если всю солнечную систему выразить цифрой 100, то $99^6/_7\%$ из этого принадлежит Солнцу, а $^1/_7\%$ заключает в себе все планеты со спутниками, астероиды и кометы. Четыре внешних планеты — Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун — обладают массой материи в 225 раз большей, чем четыре внутренних — Меркурий, Венера, Земля и Марс, из которых Земля наибольшая. Учитывая все это, мы получаем, что Земля составляет лишь около 0,001 от $^1/_7\%$ солнечной системы (рис. 1).

В ясную ночь невооруженный глаз различает на северном небе около 5 000 самосветящихся звезд, разделяемых на 6 величин и называемых неподвижными. Чем ближе к Млечному пути, тем скученнее звезды. Еще Гершель насчитал до 250 000 звезд, прошедших через поле его телескопа за 41 минуту, а в настоящее время звездная фотография и статистика дают цифры гораздо большие — около 30 млрд., из которых в телескоп видно более 1 млрд.

Самые отдаленные звезды сливаются вместе, образуя Млечный путь — скопление нескольких десятков миллиардов звезд, распределенных с неравномерной плотностью в форме очень сплюснутого эллипсоида. Млечный путь, или *галактика*, является отдельной большой звездной системой вселенной, включающей кроме звезд еще миры звездных скоплений и планетарных туманностей, но вселенная современного астронома простирается несравненно дальше, и существует огромное количество других галактик и сверхгалактик, подобных нашему Млечному пути. Эти «островные вселенные» представляются в величайшие современные телескопы сла-

быми туманными пятнами, большей частью спиралевидного строения. Стодюймовый рефлектор солнечной обсерватории в Калифорнии может различить спиральные туманности 19-й величины, находящиеся на расстоянии до 150 млн. световых лет. Это величайшее расстояние практической астрономии, равное $1{,}6 \times 10^{26}$ *км* (1 600 квинтильонов *км*).

В шаре с таким радиусом предполагается существование до 2 млн. галактик, разделенных огромными пустыми пространствами.

Солнечная система, к которой принадлежит Земля, расположена на ветви одного из больших звездных потоков Млечного пути, составляя часть одной из местных систем галактики.

К небесным телам уже давно применена естественная классификация, и они сгруппированы по отделам, классам и разновидностям согласно новейшим теориям эволюции небесных светил. Первую такую классификацию составил Фаи, а затем Си (See) в 1911 г.

Астрономы различают следующие классы небесных тел: 1) простые звезды, 2) двойные (телескопические и спектральные), 3) кратные звезды, 4) переменные, 5) новые звезды, 6—7—8) системы планет, спутников, астероидов, 9) системы комет, метеоров, 11) звездные облака Млечного пути, 12) потоки звезд, движущиеся в противоположном направлении, 13) сам Млечный путь как звездное скопление и поток меньших систем, включающий многие скопления и туманности, 14) звездная система Магеллановых облаков, 15) туманности галактические и внегалактические (островные вселенные) (рис. 2, 3, 4).



Рис. 2. Спиральная туманность в созвездии Гончих собак.

а) *Галактические туманности* разделяются на планетарные, круглые и эллиптические, кольцевые, диффузные, неправильные, темные, видимые на светлом фоне; переменные туманности, кальциевые облака, окутывающие отдельные большие области, и туманное вещество, охватывающее некоторые туманности и звездные скопления. Галактических звездных скоплений найдено около 150, галактических туманностей — 200.

б) *Внегалактические туманности*: спиральные, удлиненные, веретенообразные, эллиптические и шаровидные; далеко за пределами Млечного пути их насчитываются миллионы.

в) Облака туманностей, наблюдающиеся у полюсов галактики.

Пока в каталоги занесено около 162 000 внегалактических туманностей до 18,6 величины, но многие более слабые, найденные на фотографических снимках, еще не определены, так как их около 1,5 млн.

Около 115 000 новых галактик открыто фотографически южноафриканским отделением Гарвардской обсерватории в самое последнее время.

Целые скопления, местами содержащие десятки тысяч галактик, ка-



Рис. 3. Спиральная туманность Андромеды.



Рис. 4. Переходная туманность из спиральной в кольцевую, кольцевая туманность в созвездии Лиры и планетная туманность

ждая из которых измеряется тысячами квинтильонов километров в поперечнике, установлены исследованиями Шепли.

Канадские астрономы Пласкетт и Пирс недавно дали новое определение размеров нашей системы: поперечник ее — около ста тысяч световых лет; наше Солнце обращается около центра системы со скоростью 275 *км/сек*, заканчивая свой оборот в 224 млн. лет. Вместе с тем наша система является одной из миллионов звездных вселенных, не превосходя их своими размерами.

§ 4. ЗВЕЗДЫ

Отдельные звезды обладают собственными движениями, часто по группам: например Гиады, Плеяды, Большая Медведица и многие другие. Вега, Поллукс, Арктур приближаются к нам со скоростью 70 *км/сек*, Сириус, Кастор и звезды Ориона удаляются. Угловые скорости их движений, незаметные для глаза, достигают всего сотых долей секунды дуги, а линейные достигают в среднем порядка нескольких десятков километров в секунду. Из таких наблюдений удалось установить собственное движение нашего Солнца с его системой планет. Средняя скорость его движения 20,2 *км/сек*. Оно движется в направлении Беги в созвездии Лиры и принадлежит местной системе, которая сама летит со скоростью до 300 *км/сек* к югу в направлении Магелланова облака. Эти данные позволили определить положение нашей системы в Млечном пути и период обращения Солнца вокруг общего центра.

Благодаря спектрографическим наблюдениям выяснено, что звезды находятся на различных степенях развития. Секки дал первую классификацию спектров, наиболее простую, делящую все звезды на 4 класса, а именно: 1-й класс составляют *белые* и *голубые звезды* с широкими темными линиями водорода, например Сириус, Вега, Алтаир; 2-й класс — *желтые звезды* (класс нашего Солнца) с отчетливыми многочисленными линиями металлов и слабеющими линиями водорода, например Капелла, Арктур, Солнце; 3-й класс — *оранжевые* и *красные звезды*: металлических линий еще больше и с фиолетовой стороны они отчетливее, а с красной расплывчаты; 4-й класс — *темнокрасные звезды* с широкими полосами углерода; линии металлов резки со стороны красного и расплывчаты с фиолетового края.

Классификация Секки устарела, и теперь введена новая классификация Гарвардской обсерватории (таблица 1).

Рессель, распределив звезды по спектральным типам, получил диаграмму, из которой выяснилось, что в классе голубых и белых звезд B и A нет звезд слабой абсолютной величины: это все звезды-гиганты, а в классе красных звезд нет средней абсолютной величины: там или гиганты очень яркие, или карлики очень слабые, но плотные. В красных звездах до 86% гигантов, а для всех исследованных Ресселем звезд — больше карликов, и например в классе M одна очень слабая телескопическая звезда видимой величины 10 *м* имеет абсолютную величину 2 (по яркости, как Венера).

Теперь удалось определить также диаметры, объемы и средние плотности некоторых звезд, а в случае двойных звезд — их массы. Например Антарес оказалась звездой-гигантом класса M в 3 400 раз ярче Солнца, но с эффективной температурой всего в 3 100°, принимая температуру Солнца за 6 000°. Радиус Антареса в 490 раз больше радиуса Солнца, а объем в 117 млн. раз больше солнечного, но масса всего в 30 раз больше солнечной и плотность равна одной четырехмиллионной солнечной.

Выяснив, что газовая масса в адиабатическом равновесии,[1] уплот-

[1] При адиабатическом равновесии все частицы газа, находящиеся на равном расстоянии от центра газовой массы, имеют одинаковую температуру и плотность частиц, т. е. их температура и плотность распределения являются функцией радиуса.

Таблица 1

Класс	Цвет	Температура °С	Химический состав
O	Голубоватый	35 000	Только гелий и водород а)
B	„	23 000	Гелий, водород и признаки других элементов (Лира)
A	Белый	11 000	Водород, кальций и некоторые другие металлы (Сириус, Вега)
F	Желтоватый	7 000	Водород, кальций, железо (Канопус, Полярная)
G	Желтый	5 000	Спектр испещрен линиями металлов. Кальций, водород, железо (Капелла, Солнце)
K	Оранжевый	4 000	Кальций, железо и др. металлы (Кассиопея, Медведица)
M	Красный	3 000	Металлы и кроме элементов—хим. соединения. Водород исчезает (Антарес, Бетельгейзе)
—	Темнокрасный	2 500	Металлы и хим. соединения, полосы поглощения углерода и углеводородов. Водорода, гелия, кальция—нет

няясь к центру в силу закона тяготения, будет нагреваться до момента, когда внутренняя энергия перестанет компенсировать потери излучения, и с этого момента звезда начнет остывать, Рессель заключил, что красные гиганты — самые молодые звезды с температурой в центрах до 50 млн. градусов. Эволюция постепенно переводит их в класс голубых, а затем в следующий класс белых, желтых, и под конец звезда делается плотным красным карликом и погасает. Порядок звездной эволюции получается от стадии звездных гигантов (классов M, K, G, F) к стадии самой высокой температуры (классы A—B, B—A) и затем к стадии карликовых звезд (классов F, G, K, M). Классы A, B — звезды с искровыми линиями водорода. Таким образом звезда дважды проходит один и тот же спектральный тип. Антарес является молодой красной звездой-гигантом, Сириус — белая

Таблица 2

Радиус (1 = Солнце)	Плотность (1 = вода)	Абс. темп. ядра °С
0 (центр)	0,1085	6 590 000
1	0,0678	5 640 000
2	0,0215	3 840 000
3	0,0050	2 360 000
4	0,0010	1 380 000
5	0,0000149	730 000
6,0	0,000009	285 000
6,5	0,000000001	

в расцвете юности, Солнце достигло зрелости, а «летящая звезда Бернарда» уже состарилась. В каждом спектральном классе существуют две категории звезд: одни угасающие по внутренним причинам, а другие очень яркие молодые, но это еще не доказывает, что каждая звезда действительно прохо-

дит все стадии и в таком именно направлении. Выяснилось, что звезды небольшой массы не достигают самой высокой температуры в стадии В (звезды-недоноски). Будущее должно подтвердить или опровергнуть теорию Рессела.

Новые исследования Эддингтона показали, что *абсолютная величина звезды есть также функция ее массы, и звезды наиболее яркие имеют наибольшие массы, причем массы эти могут уменьшаться со временем вследствие излучения.*

На основании теории лучевого равновесия звезды, по которой звезды рассматриваются как газовые шары, с применением закона адиабатического равновесия совершенных газов удалось получить таблицу распределения плотностей и температур внутри звезды-гиганта (таблица 2).

Теоретические исследования Эддингтона показали, что свойства совершенных газов приложимы ко всякой звезде, даже имеющей плотность в 53 000 раз больше воды, как спутник Сириуса и звезда Ван-Маанена; они все-таки оказываются совершенным газом, а звезды-карлики, сильно уплотнившиеся, должны обладать центральной температурой в 32 000 000°.

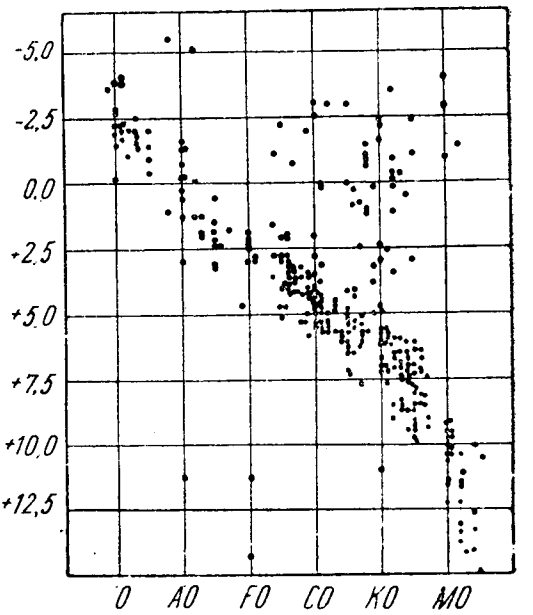


Рис. 5. Диаграмма абсолютных величин звезд.

Рессель построил в 1925 г. диаграмму, дающую соотношение массы,

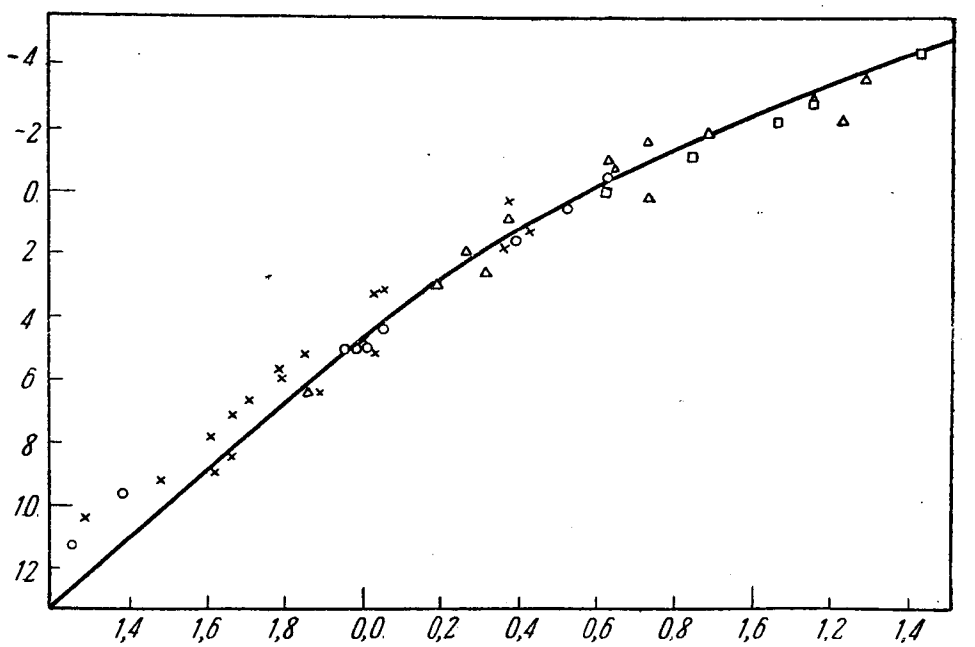


Рис. 6. Кривая отношения абсолютных величин звевд к массе звезды-гиганта.

эффективной температуры спектрального класса и абсолютной величины звезды (рис. 5 и 6).

Очень важен класс двойных звезд, так как с его помощью удалось найти и проверить многие замечательные законы, общие для всех звезд.

Двойные звезды делятся на *телескопические* и *спектральные*, более тесные пары, открытые в 1889 г., которые не удается раздвоить ни в какие самые сильные трубы. Только спектральные линии, обнаруживая периодически раздвоение и смещение, указывают, что это двойная звезда, и один компонент направляется к нам, а другой удаляется или затмевается.

Наблюдая затмение меньшей звезды двойной «дзеты» Возничего (она меньше другой в 25 000 раз), американские астрономы (в обсерватории горы Вильсон, 1934), спектрографируя газообразную оболочку ее, установили наличие в ней железа, никеля, титана и алюминия, а также атомов водорода и кальция.

Число двойных звезд очень велико. Считают, что каждая третья или даже вторая звезда двойная, а спектрально-двойных из них больше половины (около 25% всех звезд неба). Джинс думает, что двойных звезд вообще 50%.

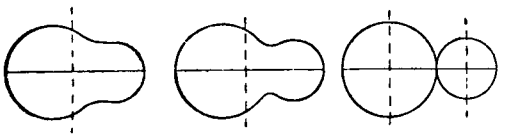


Рис. 7. Разделение двойных ввезд по Д. Дарвину-Пуанкаре. (См. также рис. 12.)

Таким образом это явление гораздо более общее, чем система планет, и надо искать их происхождение по закону, совершенно отличному от закона образования солнечной системы.

Были предложены три гипотезы: 1) разделение одного светила на два благодаря ускорению его вращения; 2) независимое возникновение двух звезд из хаотического вещества, собравшегося около двух или нескольких центров тяготения; 3) теория захвата проходившей мимо слабейшей звезды.

В настоящее время благодаря работам Дж. Дарвина и Пуанкаре преобладает первая гипотеза — деления (рис. 7).

Из новых звезд первую описал Гиппарх в 134 г. до н. э. В истории астрономии известны до настоящего времени еще 34 ярких «новых звезды». Они возникают внезапно, быстро увеличивают яркость, так что некоторые наблюдаются днем, а затем медленно гаснут с многими небольшими вспышками, пока не ослабеют до 12—13-й величины.

Телескопических «новых» вспыхивает много, и с начала правильной фотографической съемки неба в Гарварде их стали «открывать» до девяти ежегодно, яркостью выше 10-й величины, а каждые 3—4 года наблюдается новая, видимая простым глазом.

«Новые» все очень далеки, и размеры их должны быть громадны; в среднем по абсолютной величине на 11 звездных величин больше Солнца.

Распределение «новых» очень любопытно — почти все они вспыхивают в Млечном пути, Магеллановых облаках и спиральных туманностях.

Спектр «новых» почти всегда одинаков для всех, с блестящими линиями на непрерывном фоне.

По новой теории Мильна, звезда после векового затухания испытывает скачок с переходом к вспышке, когда от газового состояния переходит к уплотненному карликовому. Происходящие при этом сжатие и потеря потенциальной энергии приводят ее к кратковременному быстрому повышению видимой яркости и температуры ее; через некоторое время после взрыва появляется спектральный класс звезд типа Вольф-Райе, соответствующий температуре в 40 000°, а до взрыва, по предположению, темпера-

тура звезды не превышала 8 000°;[1] вследствие этого после взрыва звезда становится очень плотной, и возгорание «новых» сопровождается сжатием, отчего звезда становится карликовой и очень плотной.

§ 5. КОСМОГОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Наблюдения над движением небесных светил и в особенности планет нашей солнечной системы давно уже вызвали вопрос о происхождении их вообще, и в частности о происхождении Земли. После открытия истин-

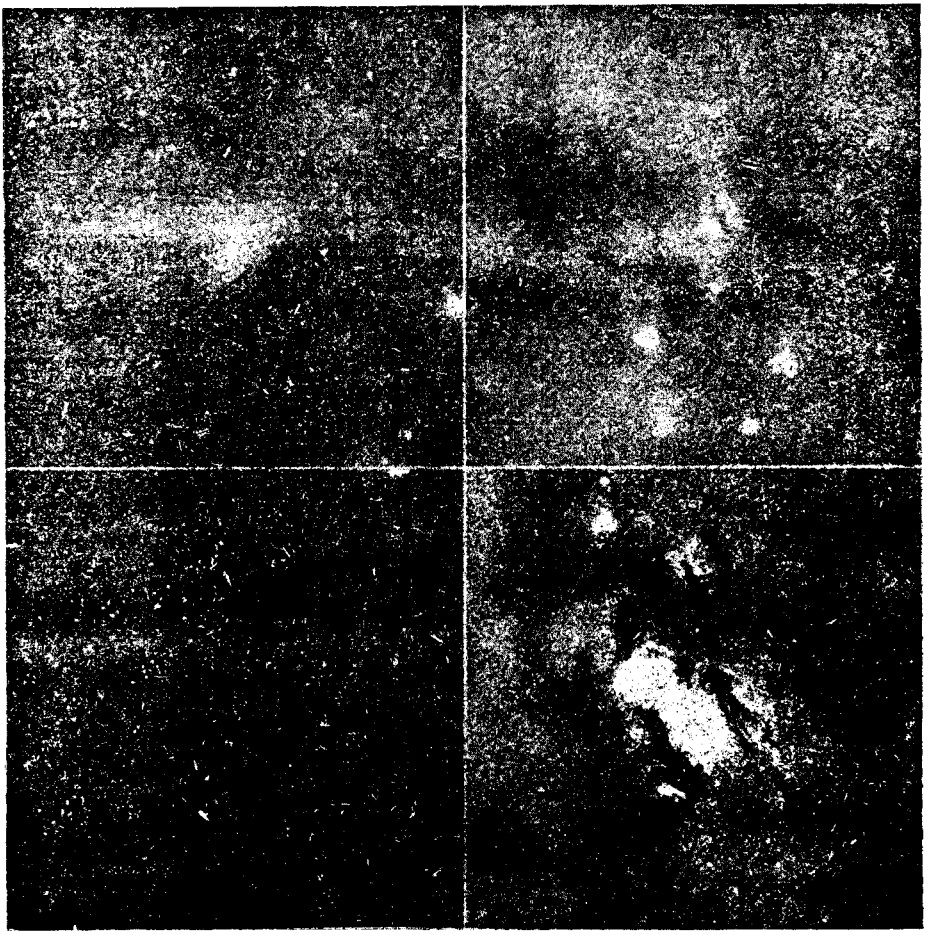


Рис. 8. Темные туманности.

ной системы мира Бюффон впервые попытался вознестись до исходного начала планет и их спутников: в 1745 г. он высказал предположение, что планеты и их спутники образовались из огненно-жидкой материи, отделившейся от Солнца вследствие удара кометы о поверхность этого светила.

[1] Температура звезды, вспыхнувшей 24 декабря 1934 г., была определена Пулковской обсерваторией в 6,5 тыс. градусов, т. е. немного выше поверхностных слоев Солнца. Через несколько дней в ее спектре появились яркие полосы водорода и металлов, что свидетельствовало, что вскоре после взрыва около звезды образовалась большая оболочка газов (туманность). Интересно, что с середины мая 1935 г. и до середины июня эта звезда опять увеличилась в яркости (в 150 раз), достигнув температуры около 35 тыс. градусов. Такая сильная вторичная вспышка звезды наблюдалась впервые.

Но гипотеза эта не могла объяснить всех особенностей движения планет и оказалась несогласной с законами механики, а потому вскоре была заменена *гипотезой туманных масс* (рис. 8), или гипотезой образования миров из космического тумана, впервые указанной Райтом (Wright), изложенной Кантом (1755) [4], но собственно научно разработанной Лапласом (рис. 9).

Часто встречающееся название «гипотеза Канта-Лапласа» неверно, так как это две различных и независимо созданных гипотезы. Гипотеза Канта пыталась объяснить всю вселенную, а Лаплас охватил своей гипотезой лишь солнечную систему. Основной отправной ошибкой Канта было пренебрежение основным положением механики: если система тел и частиц находится в равновесии, то *сами собой* выйти из состояния покоя они не могут.

Лаплас совершенно самостоятельно пришел к гипотезе путем созерцания той замечательной гармонии, какая наблюдается в движении планет, и даже не был знаком с сочинением Канта. Лаплас изложил свою гипотезу (в 1796 г. и подробнее в 1824 г.) «с осторожностью, приличною всему тому, что не представляет результата наблюдения и вычисления», и обосновал ее на всех известных тогда астрономических фактах и механических законах; он придал ей такую простоту и стройность, что она действительно «носит на себе печать гения» и до сих пор пользуется громадной популярностью.

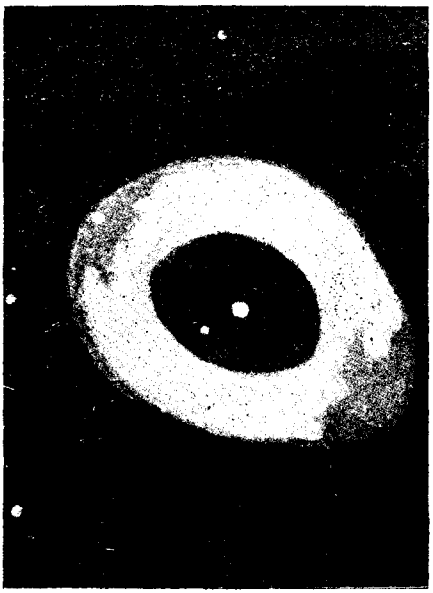


Рис. 9. Планетная туманность.

Главные положения, на основании которых Лаплас признал существование общей первоначальной причины, обусловившей и управляющей движениями планет, заключаются в следующем: 1) все планеты движутся вокруг Солнца с запада к востоку и все почти в одной плоскости; 2) спутники движутся вокруг своих планет в том же самом направлении и почти в той же самой плоскости, как и планеты; 3) Солнце, планеты и спутники вращаются вокруг себя по направлению и почти в плоскости их движения; 4) орбиты планет и их спутников отличаются малым эксцентриситетом; 5) орбиты комет напротив обладают большим эксцентриситетом.

Признавая общность причины, Лаплас допускает, что солнечная система вначале представляла чрезвычайно разреженную туманность с центральным скоплением значительной массы, распространявшуюся далеко за пределы орбит всех планет и вследствие уплотнения выделившую в центре ядро, из которого впоследствии образовалось Солнце. Туманность эта, подобная атмосфере Солнца, должна была вращаться вокруг своей оси, вследствие чего она имела форму эллипсоида вращения, сжатие которого не могло быть более одной трети.

При постепенном охлаждении туманности частицы ее должны были приближаться к центру, масса ее должна была уплотняться, а вследствие этого, на основании закона площадей, скорость вращения должна была увеличиваться; с течением времени скорость эта могла возрасти до того, что центробежная сила сделалась бы больше силы притяжения. В результате такого распределения сил частицы туманности в плоскости экватора должны были отделяться от центрального тела в виде концентрических ко-

лец. Каждое из отделявшихся в разные периоды колец вращалось с тою скоростью, которую имела центральная масса в момент отделения кольца. Возможность такой диференцировки вращающейся жидкости подтверждается известным элементарным опытом Плато. Если бы отделявшиеся кольца были совершенно однородного состава и охлаждались бы равномерно, то при дальнейшем уплотнении они превращались бы в жидкие и наконец в твердые. В противном случае, т. е. при малейшей неравномерности охлаждения или неоднородности состава, кольца должны были разрываться на части. Очевидно первый случай, требующий исключительно благоприятных условий, мог бы и не произойти при развитии нашей солнечной системы, однако доказательством возможности его служит уцелевшее кольцо Сатурна.

Части разорвавшегося кольца должны были получить вращательное движение по орбите бывшего кольца, потому что наружные частицы обладали большею скоростью, чем внутренние; следовательно части эти должны были превратиться во вращающиеся сферы. Если бы все эти сферы были приблизительно одинаковой величины и двигались с одинаковой скоростью, то они сохранили бы свою обособленность и, затвердев, образовали бы в междупланетных пространствах «рой астероидов», которые действительно наблюдаются: например между Марсом и Юпитером находится более 400 (427) астероидов. Если же величина, значит и скорость движения сфер различна, то под влиянием притяжения наибольшей из них все они сольются в один общий газообразный шар, который будет двигаться по орбите бывшего кольца и, затвердев, образует планету.

Образование спутников из газообразного планетного эллипсоида объясняется так же, как и образование планет из эллипсоида Солнца, с тем только различием, что спутники, находясь еще в жидком состоянии, под влиянием притяжения планеты должны были удлиниться в направлении к ней и следовательно навсегда получили стремление обращать к планете одни и те же точки своей поверхности: например Луна обращена к Земле всегда только одной стороной, вследствие чего свойства противоположной стороны Луны нам неизвестны.

Таким образом, беря первозданную туманную массу готовою и вращающеюся, все дальнейшее развитие нашей солнечной системы гипотеза Лапласа объясняет механическими законами. Но как формировалась сама первоначальная масса? Почему она получала вращательное движение? Почему в одних местах вселенной она образовала одни элементы, а в других другие? Все эти основные задачи космогонии гипотеза Лапласа даже не пытается разрешать, хотя, с другой стороны, этот недостаток едва ли может подрывать значение ее или служить упреком ей, тем более что задачи эти составляют такой же камень преткновения для всех новейших гипотез. Гораздо более существенные возражения гипотезе Лапласа представила наблюдательная астрономия.

Было доказано, во-первых, что спутники Урана и Нептуна имеют ретроградное или реверсивное движение, т. е. они вращаются в сторону обратную или противоположную той, которая предполагалась гипотезой Лапласа; во-вторых, что один из двух вновь открытых спутников Марса, именно Фобос, вращается гораздо скорее, чем сама планета; Марс обращается около своей оси в 24 час. 37 мин. 23 сек., а Фобос обегает кругом Марса в 7 час. 49 мин. 15 сек.; в-третьих, Фай и Кирквуд доказывали, что отделение колец невозможно, равно как образование из них планет, но если даже допустить этот процесс, то вращательное движение планет, образовавшихся из колец Лапласа, должно происходить в обратном направлении сравнительно с действительностью. Даже происхождение кольца Сатурна Гирн объяснил не в пользу гипотезы Лапласа; по мнению этого ученого, кольцо Сатурна представляет спутник, разложившийся на отдельные частицы, подобно тому как комета, раздробляясь, образует целый поток метеоров, причем, по словам Ярковского, мнение Гирна можно считать доказанным. Критика гипотезы Лапласа вызвала контр-возражения со стороны защитников ее, например Леверье, Роша, Спенсера и др., которые старались согласовать новейшие наблюдения с гипотезой Лапласа. Кажущиеся противоречия ей, например ретроградное движение, Спенсер объясняет различной формой отделявшихся колец (обруче- или дискообразная форма) в зависимости от степени сплюснутости вращающегося сфероида, которая разумеется изменялась при постоянном уплотнении этого сфероида. Кольца, из которых образовались Уран и Нептун, вероятно имели при своем отделении обручеобразную форму, так как туманная масса в этот период была разреженнее, чем при

отделении следующих колец, имевших вероятно дискообразную форму; отсюда и разница в направлении вращения вокруг осей, но не в направлении движения по орбите. Согласование аномалий в движениях спутника Марса, образование комет, разъясняемое Рошем, Спенсером и др., однако не устраняют всех вышеприведенных возражений против гипотезы Лапласа, которая не объясняет также происхождения комет, предполагая их телами, чуждыми нашей солнечной системе (см. ниже).

Сомнение в безусловной справедливости ее породило несколько космогонических гипотез, как например Фая, Норденшельда [7], Ярковского, Лигондэ, Ценгера и др. Весьма важное значение имеют работы Аррениуса [8], Дж. Дарвина [9], Чемберлена [10], Джинса [11] и Джеффриса.

Норденшельд, не признавая процесса концентрации вращающейся туманной массы в том виде, как это изложено выше, принимает согласно учению Крукса *четвертое состояние* тел, неудачно названное Круксом *лучистым*; состояние это отличается от газообразного тем, что при нем отдельные атомы или группы их находятся в таком расстоянии друг от друга, что никакого химического или молекулярного взаимодействия между ними не происходит. Норденшельд называет его *эфирообразным*.

Подобно тому как в ясный день образуется облако в атмосфере без особых изменений, так точно первозданный туман или космическое облако выделяется среди эфира, причем температура значительно возвышается вследствие превращения движения в теплоту, которая впрочем тотчас же выделится лучеиспусканием. Облако это, по мнению Норденшельда, состояло из разных отдельных атомов и групп их различного химического состава: в нем могли быть кусочки твердых тел, скопление газов и капли жидкости; все эти частицы находились в постоянном движении и действовали друг на друга, если не случайным столкновением, то по закону тяготения. Вследствие этой силы и потери движения, происходившей от столкновения частиц, объем космического облака уменьшался, скорость вращения увеличивалась до тех пор, пока бесформенная масса его не превращалась в сжатый эллипсоид. По Норденшельду, образование планет произошло вследствие скопления изолированных частиц вокруг различных центров, причем частицы эти приходили к центру охлажденными вследствие лучеиспускания. Следовательно все планеты, а в том числе и Земля, увеличивались или возрастали постепенно, медленно и в холодном состоянии. Чем больше становилась планета, тем больше сжимались и нагревались внутренние частицы ее, но теплота эта никогда не достигала такой степени, чтобы расплавить внутренность Земли. Все изменения, происходившие на Земле в течение всей ее жизни, рассматриваются только по отношению к качеству, тогда как, по гипотезе Норденшельда, история Земли заключается не только в качественных, но и в количественных изменениях. Норденшельд допускает, что формирование и увеличение Земли, следовательно количественные изменения, происходят до сих пор при посредстве метеоритов, которые следовательно представляют собой, так сказать, космические частицы, образовавшие все планеты. Собрав много весьма интересных данных о метеоритах, он приходит к заключению, что они ежегодно увеличивают вес Земли на 10 млн *т*, принимая же вес Земли в 6 биллиардов (т. е. 6 000 млн.), он полагает, что для образования ее потребовалось 600 биллиардов лет, т. е. невероятно громадный период времени.

Фай все мироздание воспроизводит из одного общего хаоса, представлявшего бесконечно большую туманность, в которой зародились разнообразные вихревые движения (вихри Декарта). Первоначальная туманность разделилась на несколько, из которых каждая представляла в центре пустоту, около которой выделялись кольца, вращающиеся в том же направлении, как и вся туманность. В каждом кольце сгущение материи происходило в каком-либо центре, превращавшемся впоследствии в планету. Частицы же, движущиеся неправильно, сталкивались в общем центре всех колец или в центре пустоты, где, скопляясь, они дали начало Солнцу, которое следовательно произошло после сформирования внутренних планет, т. е. Солнце моложе Меркурия, Венеры, Земли, Марса, Юпитера и Сатурна. Планеты же Уран и Нептун образовались после Солнца, влиянию притяжения которого Фай приписывает ретроградное движение их спутников.

Кометы, по мнению Фая, представляют такие же непременные элементы солнечной системы, как и планеты, но только они произошли из окраинных частиц примитивного хаоса, которые избежали первичного вихря и центрального сгущения; орбиты их из удлиненных кривых, только после образования сгущения в центре хаотического клубка, сделались почти параболическими эллипсами, имеющими фокус там, где первые кривые имели центр. Так как материал комет не участвовал в общем вихревом круговращении справа налево, то поэтому кометы, число которых колоссально (14 млн. биллиардов), движутся вокруг Солнца в различных направлениях и с разными скоростями.

Сопоставляя гипотезы Фая и Лапласа, Вольф говорит, что «они встречают затруднения, возникающие из гипотезы самой туманности, а также от предположения образования планет из колец».

Р. Лигондэ предполагал, что вселенная вначале представляла весьма разреженный хаос, состоящий из разных элементов с разнообразными движениями и постепенным стяжением. Хаос этот разделился на отдельные массы (en lambeaux), из которых постепенным сгущением образовались все миры вселенной, подобно тому как формируются звезды в современных туманных массах, причем изменяется самая форма и качество туманности, как указал еще Гершель.

Создавая новые космогонические теории, авторы их в значительной мере оставались все-таки на основе небулярной теории Лапласа, хотя и разрабатывали ее в ином направлении. Не имея возможности входить здесь в рассмотрение громадной космогонической литературы, остановимся лишь на основных идеях. Большинство возражавших небулярной теории задавались вопросом, как произошли туманности и откуда у них взялось вращательное движение, играющее столь важную роль в дальнейшей истории небесных тел. Еще в 1868 г. Дж. Кроль впервые высказал мысль, что наше Солнце образовалось из горячей газообразной туманности, происшедшей от столкновения двух темных звездных масс, и назвал свою гипотезу «теорией столкновения», согласно которой видимые туманности являются продуктом самых недавних столкновений. В особенности подробно и обстоятельно разработал теорию столкновений Аррениус [8]. При столкновении двух светил обычно должны иметь место боковые удары, вследствие которых оба светила приходят во вращательное движение. При этом от сильного удара они раскаляются, и газы двумя мощными потоками вырываются из погибших тел, унося и разбрасывая осколки твердой коры, которой они были покрыты. Так возникала спиральная туманность, состоящая из смеси газов, пыли и более крупных обломков метеоритов. Главная масса сконцентрирована в центральной части; из нее впоследствии развивается центральное светило — звезда. От центрального ядра отходят две ветви — спирали. Вследствие неравномерного разбрасывания вещества возникают местные утолщения на ветвях спирали: это зародыши спутников звезды. На фотографиях спиральных туманностей отчетливо иногда видны обе ветви спирали и утолщения (см. рис. 2).

Присутствие твердого вещества в спиральных туманностях доказывается у некоторых из них непрерывным спектром с темными линиями. При увеличении, по мере сокращения звезды, ее плотности до 3 наступает уже планетарная стадия. По Лукашевичу, жизнь небесных светил рисуется следующей схемой-циклом, по которой слагается бесконечная жизнь космоса:

А. Столкновение и возникновение туманности:
I. Стадия туманности.
II. Стадия звезды (белой — желтой — красной — темной).
III. Стадия планеты — с твердой корой — геологическая фаза.
В. Столкновение и образование новой туманности.

Первые гипотезы о происхождении солнечной системы были основаны исключительно на законе тяготения Ньютона. Гипотеза Лапласа была чисто математическая и не принимала во внимание процессов в материале, слагающем планеты, т. е. в частности геологических. В дальнейшем лишь физика указала, что молекулы и атомы, находясь вообще в движении даже в твердых телах, ускоряют его при нагревании и что в том раскаленном состоянии мирового вихря, которое предположено гипотезой Лапласа, скорость движения таких например элементов, как водород, должна была увеличиться до степени, не дававшей ему возможности оставаться вообще в пределах туманных скоплений системы. Водород должен был исчезнуть из нее, между тем мы знаем, что он присутствует не только на Земле, но и на Солнце. Не говорим уже об известных расхождениях в скорости и порядке движения и вращения планет, требуемых теорией и наблюдаемых. Например, если бы центральная часть Лапласовой туманности сгустилась до размеров нашего Солнца, то его экваториальная скорость вращения была бы теперь 400 *км/сек*, тогда как она равна лишь 2 *км*.

Для геологии наиболее важным выводом из несостоятельности гипотезы Лапласа явилась бы ненужность обязательного допущения первоначально расплавленного состояния Земли. Если за последнее время и отброшена почти совершенно долго господствовавшая идея о жидком состоянии внутренности Земли и накопилось достаточно оснований (сейсмические данные и приливные реакции, см. главы IV и VIII), чтобы признавать ее чрезвычайно твердой, то взгляды на происхождение такого состояния еще расходятся. Унаследованная первоначальная идея расплавленного состояния Земли живет еще и в новейших наиболее стройных и распространенных гипотезах (Барреля, Дэли, Джеффриса и Джоли), в полной противоположности к которым стоит планетезимальная гипотеза геолога Чемберлена и астронома Мультона — постепенного накопления твердого материала, создавшего Землю, пребывающую в твердом состоянии.

Ричард Проктор в 1870 г. впервые высказал мысль, что солнечная си-

стема образовалась из скопления метеоритов. Эту идею развивали затем Локайер, Дж. Дарвин и Мультон.

Теории накопления — как более старые метеоритные Дж. Дарвина и Локайера, так и позднейшая планетезимальная Чемберлена и Мультона — обратили на себя внимание астрономов, геофизиков и геологов начала XX века, хотя и не получили действительного признания. Гипотеза Чемберлена и Мультона выводит солнечную систему из спиральной туманности, состоящей из бесчисленных мелких космических тел (planetesimals), вращающихся вокруг центрального газообразного ядра подобно планетам и сталкивающихся между собой. Из этого ядра и произошло Солнце, из узлов — сгустков вещества в ветвях спирали — зародыши планет, а остальная газообразная масса была постепенно поглощена частью Солнцем, частью же пошла на окончательное формирование планет. Из сравнений небулярной (Н. Г.) и планетезимальной (П. Г.) гипотез вытекает целый ряд важных их расхождений, имеющих большое значение для геологии, так как каждая из гипотез может служить отправной точкой теоретических построений в области внутренней динамики Земли (вулканизма, сейсмики, орогепии), что будет ясно из дальнейших глав.

1. По Н. Г. Земля унаследовала свою теплоту из первоначального состояния, тогда как по П. Г. уже первичные маленькие космические тела утратили свое тепло: Земля с поверхности всегда была холодной, а ее внутренняя теплота есть следствие уплотнения, соединения (сбивания) космических масс, энергия движения которых преобразовывалась в тепловую.

2. По Н. Г. Земля постоянно уменьшалась в объеме вследствие охлаждения, а по П. Г. она сначала увеличивалась накоплением космических телец (planetesimals) и затем уже уменьшалась их уплотнением.

3. По Н. Г. летучие вещества Земли (воздух и вода) выделялись постепенно, а по П. Г. воздух и вода уже были на первоначальных телах (planetesimals), и современные атмосфера и гидросфера действием жара и давления были выдавлены изнутри Земли. Планетезимальной теорией чрезвычайно удовлетворительно объясняются спиральные туманности; при ней отпадает и необходимость допускать совершенно однообразное вращение всей первичной туманности (как в Н. Г.) и случайное расположение зародышей планет в местах сгущения вещества ветвей — спирали.

Из различных видов энергии, присущих Земле, наибольшей является тепловая. Она унаследована от потенциальной энергии, достигавшей максимального значения при наибольшем разрежении массы и почти иссякающей, когда масса достигает такой плотности, при которой ее собственное внутреннее притяжение неспособно производить дальнейшую заметную концентрацию. Этот период наибольшей величины потенциальной энергии был, согласно гипотезе Джеффриса, когда масса планетная была газообразной, а по гипотезе Чемберлена, когда тучи твердых планетезималей были наиболее рассеянными.[1] Постепенное накопление крошечных планетезималей (по Чемберлену, их вес мог быть лишь около 100 *г*), каждый из которых в среднем падал раз в восемь-пять дней на площадь квадратного фута, весьма медленно увеличивало сжатие; однако вглубь от поверхности этим процессом последовательно источник тепловой энергии увеличивался весьма значительно, заряжая ею ядро Земли. Далее возникает вопрос о том, уменьшилась ли активность Земли со времени ее затвердения или нет. Последователи планетезимальной гипотезы и в особенности Б. Виллис отве-

[1] Общим у обеих гипотез является лишь допущение возмущающего влияния проходящих светил на первичное Солнце. Но характер последнего уже принимается различным во время рождения от него планет. По Чемберлену, оно было небольшим, но энергично эруптивным; именно сильное извержение солнечной материи при возмущающем содействии проходящего светила и создало первичный планетный материал, тогда как, по Джеффрису, первичное Солнце представляется грандиозной пассивной туманностью.

чают отрицательно, утверждая, что человек живет на активной, не угасающей, а тем более мертвой Земле, тогда как гипотезы, исходящие из предположений о первоначально расплавленной и в дальнейшем застывающей Земле, неизбежно приводят к выводу о постепенном исчерпании первичного потенциального запаса тепловой энергии, а следовательно к концу мира, если только не будет доказано периодическое возобновление тепловой энергии в Земле.

Большая вселенная, открытая в новое время, являет много эволюционных форм от спиралей до систем двойных и кратных звезд. Без сомнения, все они развивались по различным законам. Найти и выделить их различие — дело будущего, но среди этих форм находится и та форма, из которой образовалась солнечная система.

Нам только нигде не удастся наблюдать систему планет, аналогичную солнечным, так как на огромных звездных расстояниях они незаметны, а темные спутники двойных звезд по своим относительным массам и расстояниям от главной звезды несоизмеримы с планетами.

Образовалась ли наша система из диффузной туманности Канта, или из первичного Солнца Лапласа, или из скопления темной метеорной массы по Мультон-Чемберлену, — определить еще нельзя. В эпоху Лапласа не были известны катодные лучи, радиоактивность, термодинамика, физика квант, спектральный анализ, теория относительности, электродинамика, волновая механика, и гипотеза Лапласа была гениальной интуицией, давшей начало научным космогониям XIX и XX века. Ее разрабатывали свыше столетия, и в результате образовалась обширная космогоническая литература, историю которой дал в 1911 г. Пуанкаре в своих блестящих «Лекциях о космогонических гипотезах», а затем Нелке в 1919 г..

В XX веке были введены новые принципы исследования, открыты новые действующие силы; периоды времени, необходимые для эволюции светил, оказались несравненно больше, чем принималось в начале XIX века, а с начала XX века вся старая космогония постепенно преобразуется в новую, теоретическую, которая, исходя от определенного начального физического состояния вещества, исследует развитие звездной материи под действием новых, только теперь ставших известными сил.

Другая отрасль, эмпирическая космогония, основываясь на принципе биологии, изучает происхождение видимых форм небесных светил в связи с происхождением клетки, кристалла, атома и электрона включительно, рассматривая всю вселенную как единый организм. Эмпирическая космогония указывает, что все существующее ныне образовалось из старого, разрушенного вещества, а разность состояния звездного вещества происходит только от различного возраста его, так что можно из многих стадий эволюции разных светил получить все последовательные по времени степени развития одного данного светила. Однако частный случай — происхождение нашей системы — еще не выяснен, и нельзя сказать, какой вид имело наше Солнце в юности и какой будет иметь в старости.

Не достает и полного естественного опыта возникновения и гибели звезды.

Обобщая эмпирическую и теоретическую космогонию, говорят о *космологии*, основанной на общей теории относительности, стремящейся координировать все физические процессы, происходящие во вселенной, со всеми их логическими следствиями для прошлого и будущего. Космология изучает преобразование энергии в электронах, атомах, кристаллах, звездах; физики утверждают, что во всех физических телах есть только организованная энергия, и реальна только она одна (Милликен).

Эти науки разрабатывает плеяда блестящих современных теоретиков: Эйнштейн, Эддингтон, Леметр, де Ситтар, Мильн, Джинс, Рессель, Милликен, Эмден и др. Ими созданы теории звезды как излучающего газового

шара, подчиненного законам совершенных газов Гей-Люссака и Бойля-Мариотта, учение о состоянии изменяющейся политропии, о передаче энергии излучением, о лучевом равновесии газовой массы, о звездных атмосферах и др.

Доказано, что звезда тем неустойчивее, чем она массивнее, а давление излучения тем сильнее, чем звезда разреженнее, но лишь до известного предела, зависящего от размера частиц. Найденный эмпирически факт, что большинство звезд, как и Солнце, имеет массы порядка от 10^{33} до 10^{34} *г*, объясняется на основании теории газовых шаров устойчивого равновесия, так как звезды с большей или меньшей массой неустойчивы. За источник энергии звезды принимают уже не одно сжатие по Гельмгольцу, а радиоактивность и распад материи в ее недрах, превращающий материю в энергию. Отсюда выводится понятие о длительности космогонической эволюции, так как вычислено, что каждый грамм вполне разрушенного вещества, распавшегося на электроны и протоны, дает количество энергии 9×10^{20} эргов в секунду. Зная количество исходящей от Солнца лучистой энергии в секунду, равное $3{,}8 \times 10^{33}$ эргов, получим, что там в каждую секунду должно разрушаться около 4×10^{12} *г* материи (4 млрд. *кг*), переходящей в излучение. В сутки это дает 36×10^{10} *т*, а так как масса Солнца равна $1{,}94 \times 10^{38}$ *г*, то это излучение в неуменьшающемся количестве может происходить еще 10^{13} лет (Джинс).

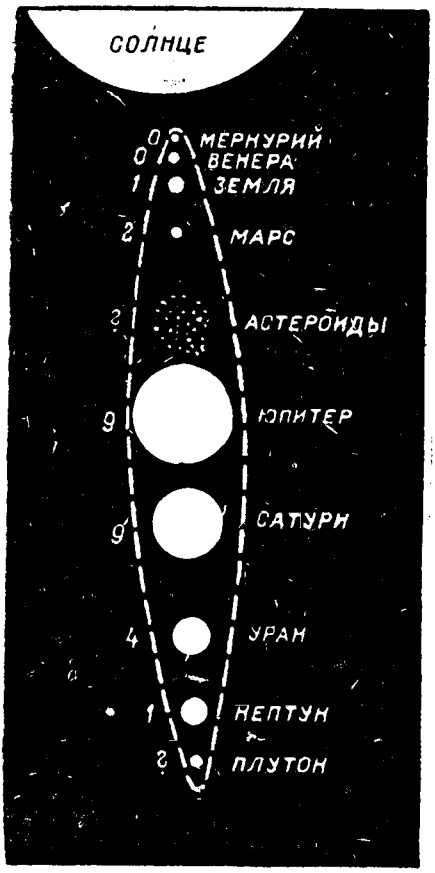


Рис. 10. Образование планетной системы, по Джинсу (ср. с рис. 1).

Современные космогонические гипотезы должны не только описать действующий механизм солнечной системы, но требуется построить математическую теорию, удовлетворяющую всем характерным свойствам системы, причем до сих пор камнем преткновения являются спутники.

Центральной идеей старой космологии была неустойчивость вращения газовой небулы Лапласа или жидкости в теории распадания Пуанкаре, а в новой космогонии главная идея — тесное сближение двух светил, и происхождение планет рассматривается в зависимости от двух родителей (Джинс). Планетезимальная гипотеза Мультона четверть века хорошо выдерживала испытания, хотя в ней очень много математически трудных вопросов.

Успехи науки позволили создать еще другие новые теории, из которых укажем на гипотезы Джинса, Моро, Джеффриса, Мезера и Генна.

Джинс указывает, что если создание планет было делом одной звезды и происходило от ряда последовательных взрывов под действием внутренних сил, то трудно найти механизм, которым были отброшены в пространство дальние планеты, из которых новооткрытый Плутон находится на 40 астр. единиц. Последовательные взрывы также плохо объясняют, почему спутники Юпитера и Сатурна до мелочей повторяют характер боль-

шой системы и почему пояс астероидов между Юпитером и Марсом напоминает кольца Сатурна, состоящие из отдельных мелких частиц.

По мнению Джинса, гораздо вероятнее действие приливной волны от проходившей мимо звезды, вдвое большей Солнца. Когда эта звезда-гигант приблизилась к нашему Солнцу, она вызвала огромную приливную волну, образовавшую большой протуберанец. С возрастающим сближением светил этот выступ, все увеличиваясь, принял веретенообразную форму, наконец оторвался и распался на части, принявшие форму шаров (рис. 10). На концах веретена шары от охлаждения стали жидкими, уплотняясь, образовали внутренние небольшие планеты, так же как крайние внешние, а средняя часть образовала большие газовые шары малой плотности.

Это вполне согласно с наблюдением, так как наибольшую плотность имеют внутренние планеты — Марс, Венера, Земля, Меркурий, затем идут еще газообразные — Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, и ряд заканчивает малый, очень плотный Плутон, за которым предполагается существование еще нескольких планет, не открытых, но подозреваемых по возмущениям в движении Урана и Нептуна.

В критической зоне, подобной зоне колец Сатурна, где не могла существовать устойчивая большая планета, находится кольцо астероидов (рис. 15).[1]

Такое происхождение планет от двух родителей должно быть исключительным случаем, и Джинс полагает, что аналогичных систем очень мало.

Французский астроном Моро задает вопрос: какого вида была первоначальная солнечная туманность? Не представляла ли она спираль — форму, чаще всего встречающуюся на небе?

Солнечная система должна была возникнуть из туманности средних размеров, как планетарные галактические, наблюдаемые теперь. Моро исследовал математически, как в них образовались ветви спирали и были ли они газовые или метеорные.

Современная небесная механика может исследовать и показать, как вращавшаяся туманная или метеорная масса, влетевшая в облако космической пыли, собрала вокруг себя на двух ветвях спирали метеорные частицы, причем первая ветвь, образовавшаяся из встреченных частиц, благодаря вращению туманности сформировалась в завиток в виде раскрученной часовой пружинки, лежащей на плоскости, а другие частицы образовали конус по другую сторону небулы и, замедляя скорости, начали приближаться к центру Солнца, образуя вторую ветвь спирали.

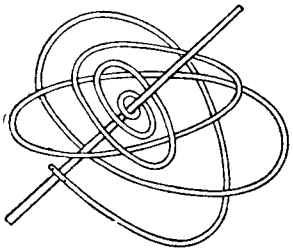
Из остальных метеорных частиц могли образоваться кометы и метеоритные потоки.

Таким образом предполагается, что спиральная туманность образовалась из планетарной, столкнувшейся с облаком пыли, и оба завитка непрерывно изменялись, втягивая все новые частицы облака. Если бы они расположились вдоль экватора, то образовалась бы одна звезда, без планет, но чаще небула влетает в космическое облако косвенно, и получающиеся спираллоиды отклоняются от плоскости экватора. Таков был, по предположению Моро, случай нашего Солнца, наклоненного под 55° относительно апекса. Моро указывает, что в 1918 г. на фотографии одной малой небулы близ полюса эклиптики было обнаружено такое точно строение, подтверждающее его теорию. В ней ветви спирали погружены в туманное вещество, имеющее вид плоского эллипсоида.

Теоретическая механика показывает, что такой приток метеоритного вещества должен был увеличить теплоту и плотность центральной массы небулы, выпрямить ее ось, причем эта ось медленным колебательным движением изменяла направление ветвей спирали, одну поднимая, другую опуская, пока не образовались перегибы, препятствующие соскальзыванию частиц к центральной массе. Тогда на краях спираллоидов образовались сгущения — зародыши планет, мало-по-малу отдалявшиеся от своих ветвей (рис. 11). Подобный процесс должен был повторяться для каждой пары планет, пока длился приток метеоров из космического облака, и размеры планет зависели от плотности облака и угла колебания солнечной оси. Ширина интервала между планетами удваивалась (как требует

[1] Для образования солнечной системы по гипотезе Джинса сжатие, описанное Лапласом и Гельмгольцем, недостаточно, а должна действовать энергия распада атомов, вызывающая взрывы протуберанцев, подобных наблюдаемым и теперь: так протуберанец 19/XI 1928 г. поднялся до высоты 910 000 *км* и летел ввысь со скоростью 229 *км/сек*, оторвавшись от Солнца на 10′, когда облака прервали наблюдение; это была точная модель малого размера гипотезы Джинса.

закон Боде, вытекающий из закона тяготения). Центральная масса, уплотняясь, наконец засветилась, став звездой-гигантом, и в это время уже оторвались и образовались большие планеты. Плотность солнечной туманности увеличивалась, она стала быстрее сокращаться и образовала кольцо астероидов, отступая за орбиту Марса, обнажая внутренние завитки спирали и отделив Марс, Землю, Венеру и Меркурий. Положения их осей указывают положение солнечной оси в эпоху образования внутренних планет.



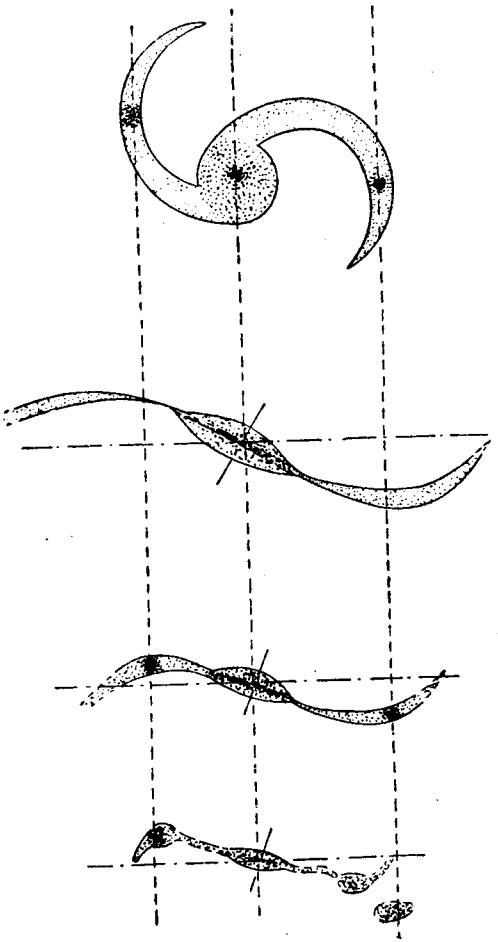


Рис. 11. Образование планетной системы, по Моро.

Движение планет не совершается в общей плоскости: Меркурий на 7° наклонен к эклиптике, другие меньше, но линейные разности значительны, особенно для внешних планет; например плоскости орбит Урана-Нептуна разделяются расстоянием в 33 млн. км. Рассматривая же планеты в отношении к плоскости, называемой плоскостью максимальных площадей, выясним, что планеты попеременно оказываются то выше, то ниже, что указывает на существовавшее некогда колебательное движение.

Объяснить образование спутников труднее.

Лаплас не знал существования обратных спутников и более быстрого их движения вокруг своих планет; не знал он также о движении внутренних колец Сатурна, более быстром, чем движение экватора планеты. Наконец оказалось, что сами Уран и Нептун вращаются в обратную сторону. Тогда стало ясно, что *ни кольца Сатурна, ни спутники Марса не могли происходить от своих планет.*

9-й и 10-й спутники Сатурна, 8-й и 9-й Юпитера — обратные и 8-й и 9-й спутники Юпитера движутся по незамкнутым орбитам, как будто это были захваченные астероиды. Все спутники Сатурна образуют правильную логарифмическую спираль, заканчиваемую экватором самой планеты.

Эти две планеты в эпоху образования спутников видимо испытывали сильное колебание своих осей, и образование спутников зависело от этого момента.

Принимая, что солнечная система представляла тогда чечевицеобразные метеорные массы, обращавшиеся вокруг Солнца, а метеорная пыль заполняла пространства между ядрами будущих планет, Моро нашел, что образование спутников совершилось аналогично образованию планет, так как частицы, ближайшие к Солнцу, двигались по закону Кеплера быстрее, и если образовавшаяся планета сталкивалась с соседними метеорными скоплениями, то часть их скоростей должна была итти на движение в обратную сторону.

Каждая оторвавшаяся планетарная чечевица, заключавшая в себе будущую планету, удлиняясь в сторону Солнца, увлекла метеорные массы. Механизм отщепления от нее спутника заключался в колебании оси в связи с солнечными приливами. Валик на периферии двигался по старой траектории, а центральные части по новой и отчасти в обратную сторону, порождая обратного спутника.

Так объясняет Моро присутствие на краях некоторых планетных систем спутников, оторвавшихся от планеты в эпоху, когда еще не установилось ее прямое движение. Математический анализ показывает, что спутники должны были отделяться на точках, лежащих на логарифмической спирали. Это объясняет ряд Боде не только для планет, но и для их спутников, причем без колебания оси образовалась бы только одна планета.

Мезер [6] (профессор геологии Гарвардского университета в США) в 1931 г. предложил космогоническую гипотезу, объединяющую идеи планетезимального происхождения Земли (Мультона и Чемберлена) с идеями возмущений и приливов (Джинса и Джеффриса). Вторым путем произошла первозданная часть, эмбрион Земли, составляющая 0,9 современной массы ее и еще заключающая в ядре расплавленные массы тяжелых металлов, скопившиеся там после длительной сегрегации. Верхняя же оболочка, составляющая около 0,1 массы, образовалась в дальнейшем бомбардировкой, накоплением метеоритов, планетезималей.

Американский астроном Р. Генн в 1932 г. высказал гипотезу о происхождении солнечной системы путем катастрофического расщепления громадной звезды, одна половина которой превратилась в наше Солнце, а другая частью дала начало из растянутой перемычки разрыва планетам с их спутниками и астероидам, частью исчезла в пространстве (рис. 12) .[6]. Процесс этот должен быть обычным в космосе, судя по большому количеству двойных звезд, составляющих около 25% всех небесных тел, которые мы видим, в противоположность вероятно исключительному случаю столкновения какой-то большой звезды с нашим Солнцем, принимаемому за основу другими гипотезами. Прямое столкновение и близкое прохождение, возбуждающее приливы масс (Джинс), по существу, с точки зрения вероятия такой встречи в мировом пространстве, безразлично, так как сам Джинс говорит, что «вселенная состоит в целом не из звезд, но из безнадежной пустоты — это непостижимо огромные пустыни пространств, в которых появление звезды есть редкое и исключительное явление».

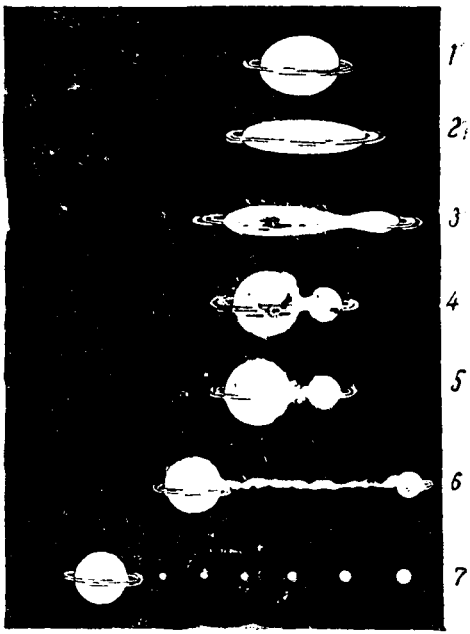


Рис. 12. Образование планетной системы, по Генну.

Вращающаяся звезда (*1*), давшая начало нашей солнечной системе, при ускорении вращения сплющивалась и растягивалась (*2* и *3*), пока не разделилась на две неравные части (*4* и *5*) (большая из них—Солнце); перемычка между ними (*6*), вытягиваясь и разрываясь, дала образование планет (*7*).

Джеффрис, критикуя гипотезу Джинса, указал, что одно приливное возмущение проходящей звезды не могло образовать нашу систему планет с теми скоростями вращений и движений, которыми она обладает, так как сохранилась бы скорость вращения Солнца. Между тем мы знаем, что последнее оборачивается лишь в 25 дней, тогда как Юпитер — в 10 часов и т. д. Лишь допущением прямого столкновения, по мнению Джеффриса, устраняется это противоречие. Следует сказать, что все гипотезы плохо объясняют происхождение земной Луны, которая является одним из наибольших спутников всей солнечной системы, а между тем сама Земля — одна из наименьших планет, и Луна обладает массой в $^1/_{80}$ земной!

Космогоническая гипотеза Г. Фредерикса [*12*] построена на основании учения о трансформации материи; жизнь космических тел рассматривается как один из этапов ее развития.

Отбрасывая большое число различных космогонических гипотез, мы можем выделить четыре из них, принципиально различных, но имеющих в настоящее время наибольшее значение.

Таблица 3

Главные элементы солнечной системы	Диаметр *км*	Объем (приняв объем Земли за 1)	Масса (приняв массу Солнца за 1)	Плотность: приняв плотность Земли за 1	Плотность: по сравн. с плотн. воды	Среднее расстояние от Солнца млн. *км*	Среднее время обращения вокруг Солнца в днях	Скорость в 1″ *км*	Время вращения на оси в часах и минутах	Наклонение орбиты к солнечн. эклиптике	Эксцентриситет планетн. орбит	Число спутников
Солнце	1 385 300	1 251 000	1 квинт. 948 310 *т*	0,25	1,491	0	0	0	25 38 дн.	0	—	—
Меркурий . .	4 800	1/19	$\frac{1}{7636440}$	0,80	4,45	57,4	88	4,75	24 6	7° 0′	0,2056	—
Венера	12 243	8/10	$\frac{1}{412150}$	0,94	5,40	107,2	$224^2/_3$	35	23 22	3°24′	0,0068	—
Земля	12 755	1 084 872 млн. *км*³	$\frac{1}{323000}$	1	5,50	148,4	$365^1/_4$	29	23 56	6° 0′	0,0163	1
Марс	6 720	1/7	$\frac{1}{3093500}$ все вместе	0,71	3,9	227,7	687	24,5	24 37	1°51′	0,0932	2
Астероиды . .	5—768	—	$\frac{1}{1300000}$	—	—	424	2 000	17	—	36°16′	0,1600	1 000[1]
Юпитер . . .	141 425	1 270	$\frac{1}{1047}$	0,24	1,32	771	4 332	13	9 55	1°19′	0,0481	9
Сатурн . . .	116 345	720	$\frac{1}{3502}$	0,14	0,76	1 416	10 760	9,5	10 29	2°30′	0,0561	10 и кольцо
Уран	58 618	60	$\frac{1}{22600}$	0,24	1,32	2 847	30 686	6,75	10 45	0°46′	0,0466	4
Нептун . . .	53 400	80	$\frac{1}{19380}$	0,23	1,25	4 476	60 245	5,4	15 8	1°47′	0,0092	1
Плутон . . .	6 000	1/6	—	—	5,5	5 936	—	—	—	16—18	0,2	—

Примечания: 1. Масса всех планет с их спутниками оставляет лишь 1/700 массы Солнца.

2. Эрос—маленькая планета около 40 *км* длиной и 20 *км* шириной, т. е. вытянутой формы (хотя некоторые это отрицают), впервые была доступна наблюдению в телескоп в начале 1931 г., когда она приблизилась к Земле на расстояние в 22 млн. *км*.

[1] По данным 1928 г.

1. *Небулярная гипотеза* Лапласа и ряда его последователей (1796). Данные современной звездной астрономии расходятся с основными положениями всех небулярных гипотез.

2. *Планетезимальная гипотеза*, или «гипотеза холодной Земли», Мультона и Чемберлена (1901) и другие близкие «метеоритные» гипотезы. Наиболее слабым местом их является вопрос о прямом вращении планет вокруг осей.

3. *Планетоидальная*, или «гипотеза горячей Земли», Барреля (1918), являющаяся видоизменением предыдущей в том смысле, что размер падающих на Землю тел принимается больше (астероиды до 700 *км* диаметром), а поверхность Земли при этом расплавленной, что сходится со следующей гипотезой. При остывании первичная кора (гранитная!) опустилась, а наверху остались наиболее легкие, богатые силикатами остаточные продукты кристаллизации.

4. *Приливная гипотеза* Джинса (1916), сходная с Лапласовой в предпосылках о раскаленном газовом начальном веществе; однако газовый шар Джинса много больше Лапласового, являясь одной из многочисленных «шаровых» внегалактических туманностей. После принятия туманностью чечевицеобразной формы развитие ее Джинсом мыслится уже не по Лапласу, а сходно отчасти с Мультоном, в виде спирали, из ветвей которой образуются небесные тела. Важной особенностью гипотезы Джинса является возможность по определенным формулам вычислить массы тел, образовавшиеся из газовой струи, из ветвей спиральной туманности, которые оказываются равными средним массам звезд. Для предполагаемой же туманности, изверженной Солнцем, для образовавшихся из средней части ее струи планет получается число среднее между массами Юпитера — Сатурна. Это самый замечательный результат гипотезы, говорящий в пользу ее принципов.

§ 6. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. СОЛНЦЕ

Согласно гипотезе Лапласа, все элементы нашей солнечной системы должны были переживать одни и те же фазы развития в различное время, следовательно изучение современного состояния планет, хотя бы только ближайших к нам, с одной стороны, может подтвердить это заключение, а с другой — до некоторой степени выяснить главнейшие фазы развития Земли или, так сказать, прошедшее и будущее Земли. Для этой цели мы рассмотрим только три элемента нашей солнечной системы, наиболее изученные: Солнце, Марс и Луну.

В таблице 3 перечислены все элементы солнечной системы.

Среднее расстояние Солнце — Земля, равное 149 501 000 *км*, равно 23439,2 экваториальным радиусам Земли или 215 солнечным (см. рис. 1). Свет пробегает его в 498 сек. Радиус Солнца 109,05 земных (рис. 13 и 14); масса $333\,432 \times 10^{33}$ *г*; средняя плотность 1,39 воды; тяжесть 28; видимый угловой диаметр 31′59″,3, сжатие $^1/_{37\,500}$, количество света на 1 $км^2$ земной поверхности от Солнца в зените 102 500 люкс (свеча-метр); земная атмосфера еще поглощает 32 000 люкс. Температура ядра теоретически 40—50 млн. градусов при соответственно колоссальном давлении порядка 10^{16} *ат*. Температура поверхности фотосферы 6 000° и короны — от 4 600° и ниже.

Внешняя газовая оболочка Солнца, окружающая плотное ядро, достаточно прозрачна, позволяя проникать в некоторую глубину. Наиболее глубокий слой светится как твердое тело или чрезвычайно сжатый газ с ярким сплошным спектром. Это *фотосфера*. Она окружена ядром концентрических слоев уменьшающейся температуры, плотности и различного химического состава, до 59 000 *км* толщиной (80″).

Непосредственно над фотосферой лежит тонкий слой (3 000 *км* толщиной), в котором темные Фраунгоферовы линии поглощения становятся блестящими, как это наблюдается во время полных затмений, в момент, когда фотосфера скрывается за Луной.

Еще выше Солнце окружено слоем очень разреженных, раскаленных газов плотностью от 10^{-3} до 10^{-4} *ат*, розовой *хромосферой* 10—12″ толщиной (11 000 *км*) с блестящими выступами — *протуберанцами*: это мощные извержения раскаленных металлических паров, вырывающиеся из недр с облаками паров кальция и водорода, плавающими над фотосферой. Протуберанцы появляются чаще всего в зонах пятен и около полюсов, достигая иногда громадных размеров (рис. 15). Так 19/XI в 1928 г. был сфотографирован протуберанец, взлетевший на 910 000 *км* в вышину со средней скоростью 230 *км/сек*. Облака прервали наблюдение, когда он оторвался от Солнца и летел ввысь со скоростью 428 *км/сек*.

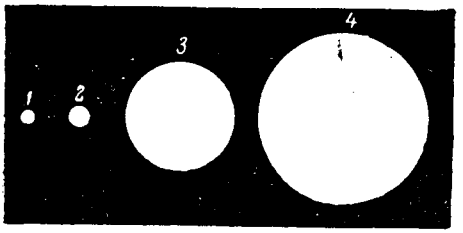


Рис. 13. Солнце по сравнению с некоторыми неподвижными звездами.

1—Солнце; *2*—Арктур; *3*—Бетельгейзе; *4*—Антарес.

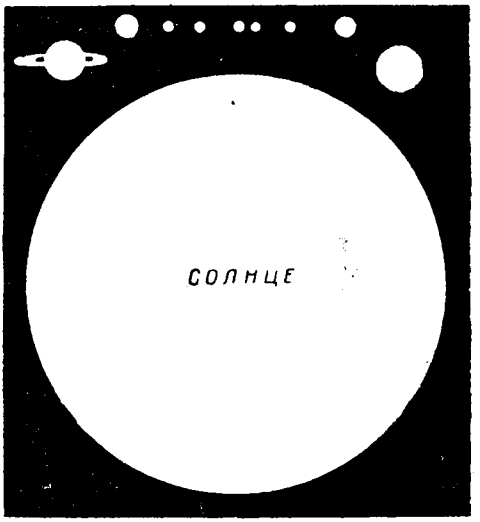


Рис. 14. Относительная величина Солнца и планет солнечной системы.



Рис. 15. Солнечные протуберанцы по сравнению с Землей (справа).

Новейшие спектральные наблюдения хромосферы выяснили, что она состоит из нескольких отдельных слоев. Над хромосферой находится *корона* (рис. 16), серебристо-белая, видимая только во время полных затмений и имеющая изменчивую форму. Спектр короны состоит из трех наложенных один на другой спектров: из сплошного, отраженного от фотосферы, из сплошного корональ ного и га́зового от неизвестного газа корония, с загадочной зеленой и красной линиями, не сходными с линиями каких-либо земных элементов. Так как коронию нет места в периодической системе элементов, то предполагают, что эти линии принадлежат дважды ионизованным кислороду и азоту, но вопрос еще не решен. Выше короны находится

еще *зодиакальный свет*, конус слабого сияния, ось которого совпадает с проекцией эклиптики на небо. Он наблюдается на закате Солнца в тропиках и низких широтах. Предполагается, что это последняя солнечная оболочка из облака космической пыли, газовых и метеорных частиц. Спектр его сплошной, ярче в зеленой части. Эта оболочка почти доходит до земной орбиты.

Лучи короны состоят из газовых молекул, сильно ионизованных и находящихся в состоянии крайнего разрежения, которые давление света стремится отбросить от Солнца, как хвосты комет. Плотность короны, по Эддингтону, равняется от 10 до 14 плотности воды. Многие кометы пролетали че-

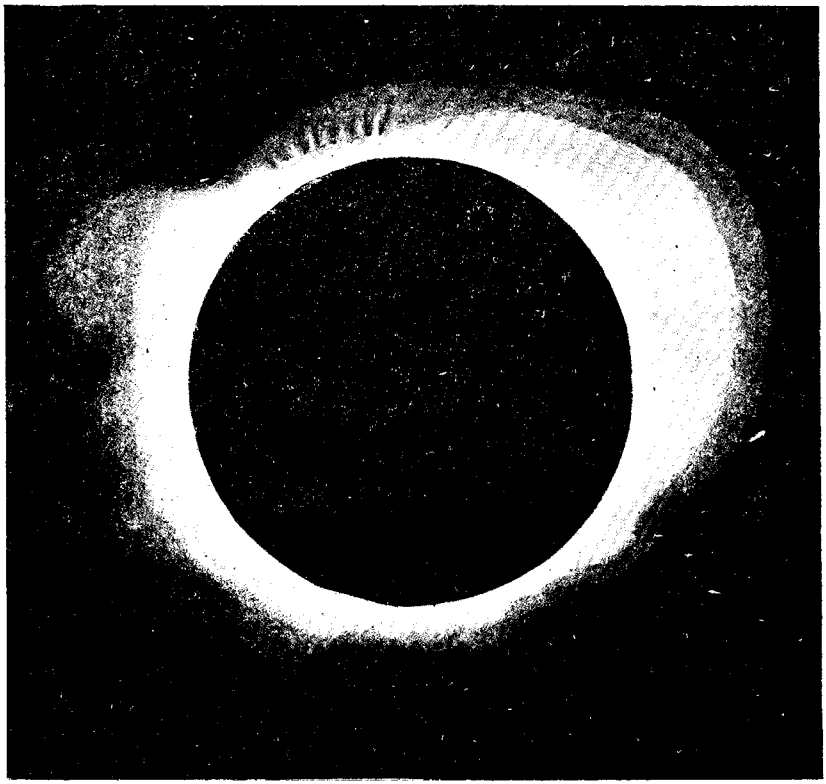


Рис. 16. Солнечная корона. (Снимок сделан во время затмения.)

рез корону, не испытывая возмущения в движении, например комета 1843 г., пролетевшая со скоростью до 5[illegible] *км/сек*, находилась в короне на протяжении 500 000 *км*.

Для телескопических наблюдений поверхность фотосферы тоже неоднородной яркости: к краям она тускнеет, как у многих планет от влияния их атмосферы. В хорошую трубу видно, что вся поверхность Солнца гранулирует. Она как бы покрыта мелкой рябью с диаметром отдельных гранул от 800 до 2 000 *км* и скоростью перемещения 40 *км/сек*. Отдельные гранулы быстро меняются и пропадают в 2 мин. Повидимому это языки пламени, вылетающие из недр. Крупные блестящие *факелы* связаны с пятнами и всего лучше видны у краев. Спектро-гелиографические снимки показали, что это вертикальные извержения раскаленных паров металлов и газов, исходящие из пятен. Это подтверждает старую теорию Секки, что извержения, образующие протуберанцы, дают начало образованию пятен,

так как, охлаждаясь, протуберанцы падают назад, образуя впадины с темными поглощающими парами (рис. 17 и 18).

Солнечные пятна были известны в Китае за 3 000 лет до настоящего времени, но в Европе их открыл только Галилей в 1606 г. Пятна обычно появляются на восточном краю Солнца и в течение 13 дней перемещаются по диску, скрываясь затем у западного края. Они часто возвращаются снова, появляясь на востоке, и по ним удалось определить вращение Солнца в 25,2 суток (рис. 19). Далее выяснилось, что Солнце вращается как газовый или жидкий шар, с различными зональными скоростями, так как пятна, находящиеся вблизи экватора, дают 25,2 суток, а на широте 40° — уже 27,2 суток.

Период пятен, найденный в XIX веке Швабе, дополненный и проверенный Вольфером, неправильный, в среднем в 11—12 лет, с колебаниями в 2 года, причем подъем количества пятен идет быстрее падения, и от минимума к максимуму проходит в среднем 4,5 года, а от максимума к минимуму — 6,6 лет.

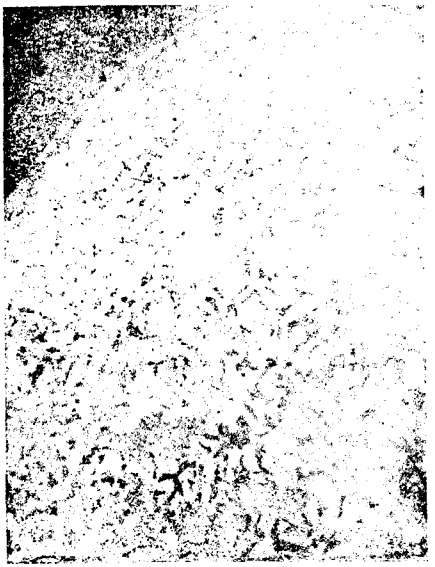


Рис. 17. Спектроскопический снимок поверхности Солнца с пятнами.

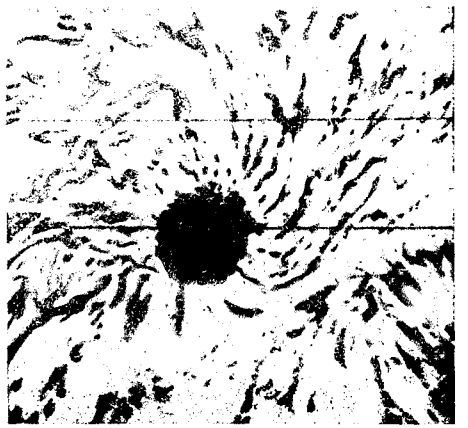


Рис. 18. Спектроскопический снимок солнечного пятна—вихревого движения.

Кривая количества пятен сходна с кривой изменения блеска переменных звезд, и наше Солнце является тоже переменной звездой с 11-летним периодом и колебанием яркости 0,1 звездной величины. Такой же 11-летний период найден для частоты факелов, протуберанцев, для вида и спектра короны. Он повторяется во множестве других явлений: в колебаниях земного магнетизма, в полярных сияниях, во множестве гидрометеорологических и биологических явлений. 11-летний цикл повторяется на кольцах древесины земных деревьев, даже на ископаемых окаменелых деревьях и во многих других еще плохо изученных явлениях. Он сказывается в колебании яркости периодических комет, в облачных и цветных изменениях на Юпитере и Сатурне, в электрических свечениях на Венере, в таянии полярных льдов на Марсе (?) и на Земле, на силе муссонов. Землетрясения, разливы рек, высота уровня больших экваториальных озер центральной Африки, режимы льдов Баренцова моря, сила течения Гольфстрема и пассатов, температура морей, урожаи связываются с солнечными пятнами,[1] но точной корреляции

[1] На 1935 г. аргентинский астроном предсказал на основании наблюдений над солнечными пятнами чрезвычайное усиление сейсмичности.

их периода с земными явлениями еще нет, так как требуется найти корреляцию между Солнцем и всей Землей как планетой, а не с отдельными странами, где климат изучен лучше, как например в США и Европе. Прямые наблюдения на мысе Доброй Надежды и в Буэнос-Айресе показывают, что разность температур во время максимума и минимума пятен доходит почти до 1° С. Повидимому существует также связь пятен с силой и направлением ветра.

Пятна появляются симметрично в обоих полушариях на огромных расстояниях друг от друга, ясно указывая, что они только симптомы происходящего где-то в глубине возмущения. Эмден предполагает, что их появление вызывается вихрями, порождаемыми трением различных слоев, вращающихся с разными угловыми скоростями. Пятна появляются в фотосфере на различных глубинах. Ядро пятен представляет воронку до 3 000 *км* глубиной, куда стекают раскаленные газы верхних слоев, и при появлении пятна на краю оно кажется узкой щелью, окруженной блестя-



Рис. 19. Группа больших солнечных пятен апреля 1934 г.

щими факелами. Работы Хеля выяснили присутствие там обширных циклонических вихрей, в которых газы, вырываясь наружу, несутся вверх. С передвижением к середине диска (к центральному меридиану) пятно перспективно меняется, становится все шире, круглее и часто развертывается в группу пятен и пор, а пройдя меридиан, снова перспективно уменьшается, исчезая на западе.

Помимо перспективных изменений существуют физические. Пятна обладают самыми изменчивыми формами и только в силу этого кажутся темными, — свет их ядра равен всего $^1/_{10}$ яркости фотосферы. Размеры пятен от 625 *км* (мельчайшая пора в 1″ дуги) до колоссальных групп в 200—300 тыс. *км* диаметром, с большими полутенями вихревого строения, окружающими глубокие ядра до 80—90 тыс. *км* поперечником (с полутенями, которыми могла бы быть поглощена Земля).

Проф. Хель с помощью гигантского 150-футового башенного телескопа Солнечной обсерватории в Калифорнии нашел, что магнитные поля существуют во всех без исключения пятнах и напряжение поля в малых пятнах пропорционально их поверхности, а для больших измеряется от 3 500 до 4 500 гаусов (в 9 000 раз больше, чем поле Земли). Это магнитное поле уменьшается очень быстро с подъемом над поверхностью фотосферы, и

только липни спектра обращающегося слоя, как ближайшего к фотосфере, еще обнаруживают заметное магнитное поле.[1]

Выяснилось, что в тех пятнах, которые появляются парами, два смежных пятна обладают разноименными зарядами, а в одиночных пятнах (со скрытыми под факелами пятнами-спутниками) невидимое пятно имеет заряд обратного знака, что обнаруживается магнитным полем наверху. И даже такие невидимые пятна обладают полем в 200—300 гауссов.

Знак полярности пятен противоположен для различных полушарий, и определенная полярность их длится только один цикл, сменяясь затем на обратную, так что пятна возникающего в высоких широтах нового цикла обладают уже другим знаком, чем пятна старого цикла, находящиеся вблизи экватора. Аналогичная обратная смена знака совершается в другом полушарии.

Это исключительное явление смены знака полярности впервые наблюдалось в 1912 г., затем в 1924 г. и ожидается в 1935—1936 гг.

§ 7. МАРС

Наиболее изучена планета Марс, во многих отношениях поучительная для геофизиков, единственная, кроме Луны, поверхность которой не скрыта облаками и доступна для наблюдения.

Диаметр Марса — 6 720 *км* (0,53 земного; поверхность 3/10; объем 1/7; масса 0,10; плотность 3,92; тяжесть 0,38 земной).

Среднее расстояние Марса от Солнца 1,523 земных, 227,7 млн. *км*, год его равен 686,95 земных суток; время обращения вокруг оси 24 часа 37 мин., наклонение оси к орбите 24°; наибольший видимый диаметр 25″,4 дуги, в эпоху великих противостояний, повторяющихся через 15 лет.

Классические наблюдения Скиапарелли показали, что на поверхности Марса имеются двоякого рода образования: красноватые, мало изменяющиеся, называемые сушей, и темные, сине-зеленые, называемые морями. Первых приблизительно больше половины. Новейшие исследования показали, что темные моря не обнаруживают поляризации света и следовательно не могут быть жидкими, а вероятно состоят из растительности, может быть частично из водяной, а также злаковой, лишайниковой и т. п. В них наблюдаются сезонные изменения окраски и яркости, различные для различных морей. Так в 1924 г. в эпоху великого противостояния Марса, когда он подходил к Земле на 56 млн. *км* (наиболее возможное приближение), Антониади с 83-сантиметровым рефлектором наблюдал поразительные сезонные изменения цветовых оттенков, от зеленых и серых к коричневым и лиловым, как будто менялась окраска листвы или созревали поля. Предполагается, что красноватые материки должны быть скалистыми и песчаными пустынями. Воды на Марсе повидимому мало, и запасы влаги сосредоточены в белых полярных шапках, таяние которых распределяет ее по растительным зонам. Так называемые моря покрывают около $^3/_8$ поверхности, а вместо больших земных континентов существуют многочисленные мелкие доли суши, нечто вроде архипелагов островов, разделенных меридионально и отчасти широтно темными протоками. Один пояс морей лежит у экватора, другой — в южном полушарии, образуя заливы к северу; главные: Большой Сырт и Маргаритифер Синус. Моря становятся темнее и больше, когда полярная шапка данного полушария нарастает, и светлеют

[1] Чрезвычайно интересно применение «спектрогелиокинематографа» к изучению процессов на поверхности Солнца. В июне 1934 г. астрономами Мичиганского университета (США) впервые был сделан снимок солнечного пятна, из которого внезапно произошло извержение длинного веретенообразного облака, двигавшегося со скоростью 40 *км/сек*. Через 12 мин. после своего появления оно исчезло в пространстве, а темный след его был втянут со скоростью, дошедшей до 300 *км/сек*.

с ее уменьшением. Эти моря и континенты наблюдаются постоянно и всеми одинаково, а каналы, открытые Скиапарелли в противостояние 1877 г. в виде сети чрезвычайно тонких линий, находящихся на пределах видимости в трубу, замечаются только при самых благоприятных условиях атмосфер на Земле и Марсе, вблизи эпох противостояний и в короткие моменты особых прояснений, длящихся малые доли секунды. Вся сеть каналов Скиапарелли никогда не бывает видна сразу — наблюдаются то одни, то другие каналы. Они иногда раздваиваются, и появляются параллельные каналы на расстоянии 300—600 *км* от первых. Каналы могут иметь в длину до 3 000 *км*, а в ширину 20—30 *км*, с диаметром 0″,08 до 0″,11 дуги. Характер этих образований до сих пор остается загадочным, так как их видят далеко не все астрономы, а некоторые прямо отрицают их существование, считая их отдельными неправильными темными пятнами, сливающимися в сплошную полосу для меньших труб, или даже считают их ошибкой зрения, но в 1926 г. Слайферу удалось сфотографировать 30 каналов; значит они не обман зрения, как утверждали некоторые.

После Скиапарелли, наблюдавшего их в противостояния 1877—1879 и 1894—1896 гг. под ясным небом Италии, ими заинтересовались многие астрономы, в том числе Пиккеринг, Фламмарион и Лоуелл, построивший специальную обсерваторию на горе Флагстафф (2 000 *м*) в пустыне Аризоны, где воздух чрезвычайно прозрачен. С большим рефлектором в 60 *см* Лоуелл наблюдал там Марс 18 лет. Ему удалось увидеть сеть каналов Скиапарелли и открыть вместе со своими ассистентами Дугласом и Слайфером много новых каналов и сотни круглых оазисов, которые они считают возделанными полями, питающимися влагой от сети каналов. Фламмарион указывал, что на высоте 2,5 *км* над Землей долина Рейна кажется полосой зелени с едва заметной струйкой воды посредине, и каналы Марса могут быть видны благодаря обработанным полям вдоль течения.

Гор на Марсе вообще незаметно, но иногда наблюдаются какие-то шероховатости и блестящие точки, как будто вершины, покрытые инеем на восходе солнца, или туман. У южной полярной шапки в противостояние 1924 г. наблюдалась во время таяния и отступления полярной шапки небольшая белая площадь, не участвовавшая в этом отступлении, а только окружившаяся темной каймой, свет которой был поляризован, — следовательно это была жидкость. Эта область разделилась потом на ряд мелких белых пятнышек, и Антониади, наблюдавший ее, думает, что это было высокое плоскогорье с отдельными вершинами, покрытыми снегом. Наблюдается также, что северная полярная шапка больше южной и тает активнее, а температура ее ниже; иногда она увеличивается, спускаясь до 35° широты (для Земли это широта Неаполя); всего вернее это облака, а не снег.

Большой тяжелой атмосферы, подобной земной, на Марсе не может быть, так как притяжение его слабее; вычислено, что давление марсианской атмосферы равно всего 0,14 земной или половине давления на Эвересте. Адамс и Сен-Джон нашли в 1924 г., что она содержит 15% кислорода и 5% водяного пара нормального земного количества.

Полярные шапки Марса, быстро уменьшающиеся с наступлением лета в соответствующем полушарии, имеют наибольший размер 3—4 месяца после зимнего солнцестояния, в конце марсианской зимы (длящейся вдвое дольше земной); наименьший размер наступает 3—4 месяца после летнего солнцестояния, в начале осени (рис. 20). Иногда полярные шапки почти совсем исчезают, чего никогда не случается с земными, хотя Марс в полтора раза дальше от Солнца и тепла получает 0,43 земного количества на единицу поверхности (450 грамм-калорий на 1 $см^2$ в день). Поэтому надо думать, что эти шапки главным образом облачные и отчасти состоят из льда или инея, сходного по химическому составу с земным. Это не может

быть снег твердой углекислоты, так как при таянии шапка окружается жидкой каймой, а углекислота при таянии переходит сразу из твердого состояния в газообразное. Вслед за таянием шапки и появлением голубой каймы начинают темнеть моря, изменяя свою окраску, и тогда появляются каналы. Хотя мы еще не знаем состава атмосферы Марса, но присутствие в ней водяного пара и кислорода теперь неоспоримо. Химический состав и плотность атмосферы влияют на температуру, и так как воздушный слой позволяет видеть поверхность планеты, то значит она мало плотна и должна плохо удерживать тепло, а поэтому суточные и сезонные колебания температуры должны быть на Марсе очень велики.

На Земле имеются примеры больших амплитуд, например в Верхоянске, где зимой температура падает до — 70°, а летом поднимается до + 30°. Возможно, что температурные условия Марса аналогичны этим.

Существование органической жизни на Марсе не доказано, но она вероятна, хотя условия ее должны быть хуже земных, так как планета хо-

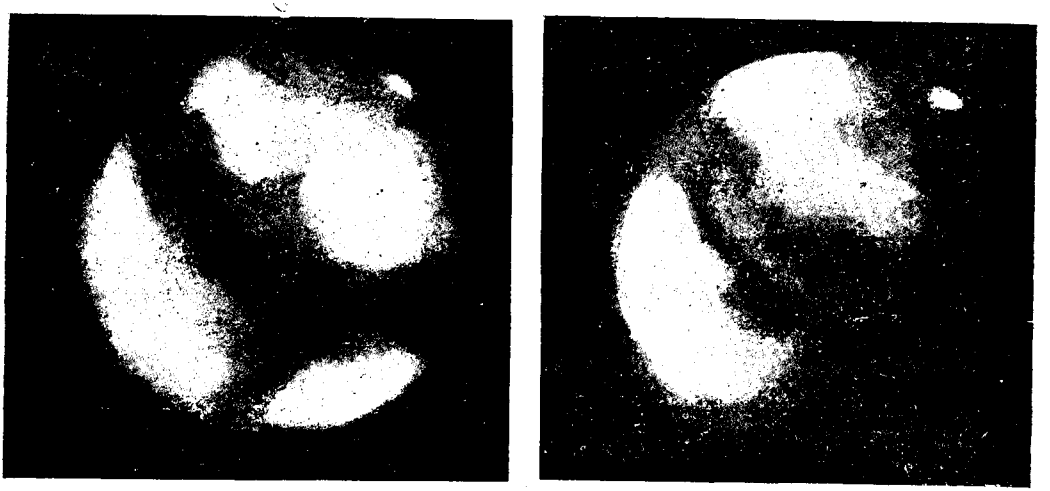


Рис. 20. Изменение поверхности Марса (слева — зимой, справа — летом).

лоднее, суше и воздух ее значительно более разрежен, следовательно она более пригодна для низших организмов, лишаев и растений сибирской тундры, чем для высших организмов, но... физические условия Земли нам кажутся необходимыми лишь в силу нашего долгого приспособления к ним, и мы не можем жить в иных условиях, как рыбы не могут жить без воды.[1] Наш опыт ограничен Землей. Для Марса надо ждать новых данных в следующие великие противостояния (ближайшее в 1939 г.). Простые повторяются каждые два года, а расстояние варьирует от 400 до 500 млн. *км*; два ближайшие к великому противостоянию бывают еще достаточно благоприятными.

Еще Скиапарелли пришел к заключению, что на Марсе денудационные процессы преобладают над тектоническими, обратно тому, что существует на Земле, где горообразовательные процессы главенствуют и обусловливают основные черты пластики земных материков. Несмотря на эту разницу, между Марсом и Землей есть много общего, и геологу нет основания отрицать существование там органической жизни более древней, чем земная, и приспособленной к другим условиям, хотя бытие ее не доказано.

[1] На планете Меркурий возможность жизни отрицается ввиду отсутствия у нее атмосферы и слишком большого нагрева Солнцем.

Возможность органической жизни предполагается еще для второго и третьего спутников Юпитера и для Венеры, под густым слоем ее очень плотной и горячей атмосферы, полной водяных паров и углекислоты, как было на Земле в доисторическую эру (образование радуги произошло на памяти человечества, уже существовавшего тогда на Земле, когда ее атмосфера стала разреженнее).

Прошедшее Земли быть может лучше всего мы можем выяснить из наблюдений над планетой Венерой. Ее атмосфера повидимому (по мнению Ресселя) находится в стадии начальной потери кислорода, тогда как на Марсе она закончилась. Будучи во всех других отношениях почти двойником Земли (размеры, плотность), Венера однако резко отличается отсутствием воды на ее поверхности; во всяком случае пока она не констатирована, что представляется малопонятным.

Из сопоставления Марса и Земли видно, что Марс более охлажден, что доказывает преобладание денудационных процессов над тектоническими. Его развитие может быть определяет и ход будущей жизни Земли, которая со временем может дойти до такого же состояния.

§ 8. ЛУНА

Луна резко отличается от Земли отсутствием атмосферы, воды, органической жизни и преобладанием кольцеобразных гор с кратерообразными углублениями на вершине, называемых *цирками*. Наблюдается, что более новые цирки образовались на старых, внутри или сбоку, даже на стенках, причем новые цирки глубже, валы их обрывистее и выше, а в центре цирков часто возвышаются высокие и крутые центральные пики, происхождение которых загадочно.

Ю. Шмидт (автор первой точной карты Луны, изд. 1874 г.) насчитывал до 35 000 цирков, но чем сильнее телескоп, тем их оказывается больше, как это показал 2,5-метровый телескоп солнечной обсерватории на горе Вильсон, открывающий все новые до 300 *м* диаметром и даже меньше.

Кроме цирков Луна имеет до 12 дугообразных горных хребтов: Апеннины, Альпы, Карпаты, Таврь, Кавказ, высокие горы Лейбница у полюса, гора Дерфеля и др., все очень крутые и обрывистые со склонами в 30—40—50°.

Так называемые моря, впадины темного цвета и сравнительно однообразной поверхности, может быть никогда не имели воды; с уверенностью можно утверждать, что теперь они не имеют ни малейшего следа влаги, так как процент поляризованного света в них даже больше, чем в соседних светлых равнинах. Дно морей глубже этих равнин, напоминая океанические впадины Земли, также окаймленные высокими горными кряжами, например Анды, Кордильеры и др., причем лунные горы относительно выше земных, так как высота 7 000 *м* некоторых соответствовала бы 28 000 *м* для земных. Наблюдаются также ступенчатые изменения уровня морей, как бы гребни застывшей приливной волны, например «прямая стена» в море Ясности. Цирки обычно тоже расположены на гребне изогнутого вала. Иногда такие волны представляют нечто вроде разносклонных хребтов, — например лунные Апеннины. Фай (и Дж. Дарвин) объясняли приливными волнами весь рельеф Луны, полагая, что на Луне не было никогда воздуха и воды, отсутствием которых объясняется замечательное сохранение первоначального рельефа, мало изменившегося от перемены температуры. (Луна не показывает даже в самые сильные телескопы никаких следов эрозии ни от воды, ни от ветра.)

Длинные трещины до 200 *км* длины, 1—2 *км* ширины и 0,5 *км* глубины, иногда усеянные, как четками, малыми кратерами, также не обнаруживают никаких следов эрозии; они напоминают большие гребни и рифто-

вые долины Земли. Цирки иногда окружены светлым кольцом и длинными лучами, не имеющими заметного рельефа, может быть состоящими из вулканической лавы, пепла и тому подобных пород.

Спектральным анализом на Луне хотя и установлены базальты, граниты и сера, вероятно в вулканических пеплах и туфах, но вообще все породы скорее пористого сложения.[1]

Дно лунных цирков залегает (обратно земным кратерам) ниже окружающей их поверхности: например цирк Коперника глубиной в 3 440 *м* возвышается над равниной всего на 800 *м*, имея центральный пик в 3 700 *м* высоты. Вообще лунные цирки гораздо больше кратеров земных вулканов, например Птоломей достигает 180 *км* диаметром, а Теофил — 100 *км*, при глубине в 6,3 *км*. Цирков больше у краев морей и на континентах, чем в самых морях.

Луна всегда обращена к Земле одной стороной, но благодаря легкой либрации можно видеть немного более половины ее поверхности, а совершенно неизвестной остается 0,41.

Слоистые породы, играющие столь видную роль в сложении земной коры, в лунной повидимому отсутствуют, и все ее образование скорее вулканическое. Лунные кратеры трактовались одними как углубления в лунной поверхности от падавших на нее метеоритов, а другими — как следы пузырей на застывшей вязкой массе. Большинство геолотов последнего времени во главе с Э. Зюссом [*14*], Бранка [*15*], А. Штюбелем [*16*] определенно высказывались за чисто вулканическое происхождение лунных гор, несмотря на все их отличие от земных вулканов; наибольшее сходство можно однако установить с одним типом последних, а именно «маарами» Эйфеля, Оверни (см. главу VII). Эти широкие и плоские кратеры с плоским дном, лежащим ниже окружающей местности и занятым обычно озером, обязаны, по общему мнению, своим происхождением взрывам газов. Подобные же процессы, но лишь большего масштаба, должны были создать и лунные кратеры. Вегенер [*17*] восстал против уподобления лунных кратеров вулканическим и против гипотезы взрывов, настаивая на метеоритной гипотезе накопления. Но ряд новых астрофизических спектральных работ все-таки приходит к утверждению вулканизма на Луне [*18*]. Вопрос о наличии вулканических процессов на Луне и в настоящее время решается отрицательно, возможность же небольших изменений ее поверхности обусловливается вероятно исключительно факторами интенсивного распада пород в условиях резких температурных колебаний (до 300°) вследствие отсутствия атмосферы, т. е. факторами чисто пустынного механического выветривания (см. выше и том II). Так как плотность Луны (3,4) гораздо меньше плотности всех внутренних планет и глубоких частей Земли (5,6), то скорее всего она могла образоваться из более легкой верхней части земного шара.

Как повидимому у всех спутников, и у Луны время вращения вокруг своей оси равно времени оборота вокруг Земли, благодаря чему мы видим всегда лишь одну ее половину. Дж. Дарвин [*9*] объяснял это трением приливной волны внутренней огненно-жидкой массы Луны о ее кору, вызываемой притяжением Земли. Трение это, постепенно замедляя скорость собственного вращения Луны, наконец совершенно его уничтожило.

Вильзинг [*18*] пришел к выводу, что «поднятие лунной коры происходило под влиянием давления матмы», т. е. магмакратичеоким путем должны были возникнуть кратерные горы Луны. Развивая эту же точку зрения, Хаарман [*19*] рассматривает лунные кратеры как *селенотуморы* (т. е. лунные туморы)[2] с обрушенным, опустившимся сводом (рис. 21 и 22),

[1] По Эпштейну (США), судя по наблюдениям над скоростью охлаждения Луны во время ее затмения в 1929 г.

[2] См. гипотезу Хаармана в главе X.

т. е. следовательно подобно более ранним представлениям Сакко об их строении как кольцевых грабенов. Хаармап указывает, что эти лунные туморы почти исключительно распространены на «землях» Луны, но не на «морях» ее.

Резюмируя все сказанное о происхождении лунных гор, мы можем насчитать 6 гипотез для объяснения происхождения цирков: вулканическая, плутоническая, приливная, метеоритная, гейзерная, ледниковая. Ни

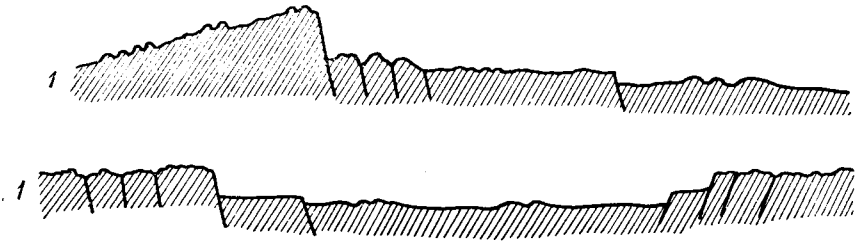


Рис. 21. Разрезы лунных кратеров по Сакко.

одна из них не объясняет вполне их образование, и вероятно одной какой-либо теорией объяснить лунный рельеф нельзя, а нужна комбинация нескольких гипотез.

Наиболее вероятное объяснение — вулканизм и приливы. Часть кратеров также могла произойти от падения метеоритов. [1]

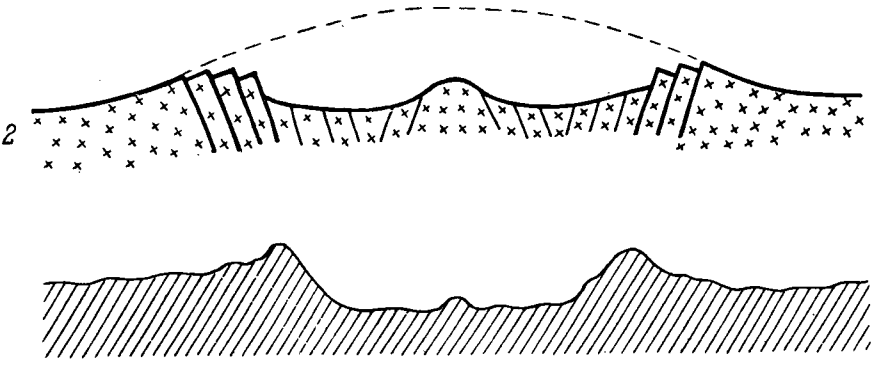


Рис. 22. Разрезы лунных кратеров по Хаарману (вверху) и по Кайзеру (внизу).

На Земле насчитывается до 1 000 вулканических кратеров не старее 100 000 лет, на Луне их в 50—60 раз больше, но диаметр земных кратеров

[1] Бозлер (Cours d'astronomie, т. III) считает метеоритную гипотезу очень возможной. Возражение, что лунные цирки всегда круглы, а метеориты, падающие большей частью косвенно, должны образовать овальные углубления, опровергнуто опытом мировой войны, так как ямы от больших снарядов бывали всегда круглыми и в 100 раз больше диаметра самого снаряда. Они происходили от взрыва оболочки снаряда, а не от удара о почву. Так как скорость таких снарядов не превышала 1 *км/сек*, а скорость метеоров в 50—60 раз больше, и кинетическая энергия взрыва в 1 500 раз выше, то удар о лунную почву может поднять температуру внешней оболочки метеорита до сотни тысяч градусов и вызвать его испарение с эффектом, подобным взрыву снарядов. Астрономы ни разу еще не наблюдали падения на Луну большого метеорита, может быть в силу редкости падения большого космического обломка и кратковременности наблюдений. Можно только предполагать, что среди множества лунных цирков некоторые — метеорного происхождения. На Земле на 1 000 вулканических известен, и то сомнительный, только один метеоритный — в Аризоне (см. § 9).

не превышает 2 *км*, а некоторые лунные цирки, несмотря на то, что Луна меньше в 4 раза, в 100 раз больше земных. Меньшая в 6 раз сила тяжести лишь отчасти объясняет эту разницу размеров. Происхождение крутых и высоких центральных пиков внутри кратеров загадочно.

Стенки (валы) земных вулканов образованы изверженными породами и по объему они больше углублений, из которых были выброшены, а на Луне наоборот, причем на ней нет воды и газов, играющих такую важную роль в земном вулканизме.

§ 9. КОМЕТЫ И МЕТЕОРИТЫ

Кроме спектрального анализа для знакомства с составом мировых тел мы имеем еще другой способ, основанный на изучении небесных камней, т. е. *метеоритов* или *аэролитов*, которые ежегодно в большом количестве падают на Землю и природу которых мы можем исследовать с такою точностью, как земные породы.

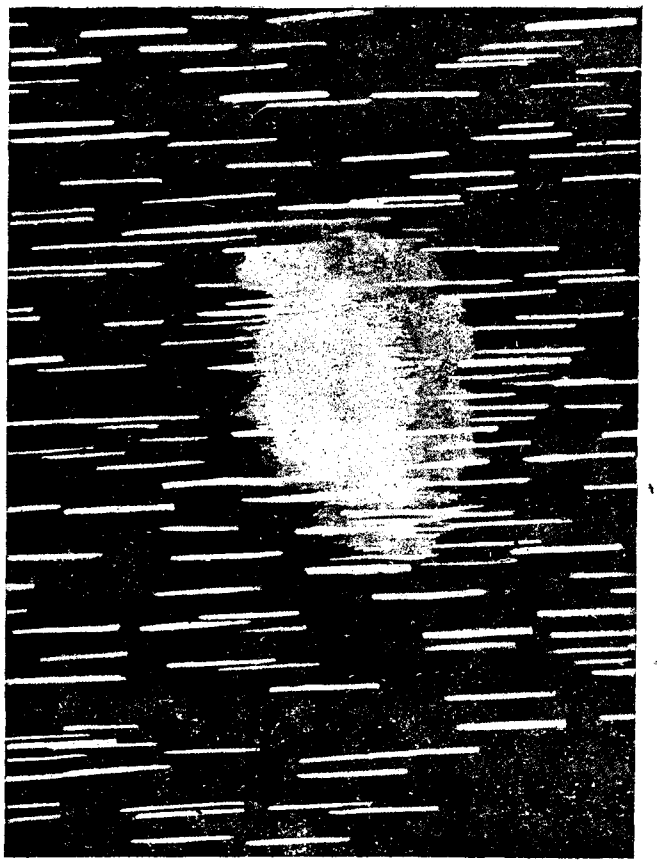


Рис. 23. Прохождение кометы 1930 г.

Метеориты ниспадают обыкновенно в виде огненных шаров (болидов), иногда с огненным хвостом; нередко вступая в низшие слои атмосферы, они раздробляются на мелкие куски или даже в облака пыли, причем явление это сопровождается иногда звуком наподобие выстрела. Быстрота полета метеоритов иногда превосходит скорость движения планет, но на месте самого падения на поверхность Земли обыкновенно не бывает ни света, ни звука, а потому отыскать эти камни даже очевидцам весьма затруднительно; находки их большею частью случайны.

Известия о метеоритах весьма древни; китайцы сообщают о них уже с 694 г. до н. э., а Био по китайским рукописям Ма-туань-линя насчитал 16 случаев падения с 694 по 223 г. н. э. и составил целый список их. Некоторые указания имеются у Гомера и других классических писателей, наконец легенды о метеоритах существовали всегда и почти у всех народов, тем не менее научное исследование их началось только с конца XVIII века (1794 г.), после работы Хладни о палласовом железе.

О происхождении метеоритов было высказано много предположений, но до тех пор, пока считали их то сплотнившимися частицами нашей атмосферы, то сгущенными продуктами извержения земных вулканов, то выбросами лунных вулканов и пр., метеориты не имели общего значения. Только с 1866 г., когда астрономическая теория падающих звезд окончательно победила метеорологическую и когда с развитием наблюдений подметили тесную связь метеоритов с падающими звездами и кометами, Скиапарелли впервые изложил полную теорию падающих звезд и предложил новое объяснение происхождения метеоритов, наиболее вероятное из всех предлагавшихся раньше.

Всем известно, что почти каждую ночь в разных местах неба появляются так называемые *падающие звезды* (étoile filante, Sternschnuppe, shootingstar, stella cadente). Высота появления их считается около 16 геогр. миль над поверхностью Земли, а исчезание — около 13 геогр. миль. Блеск их происходит вероятно вследствие накаливания от сопротивления в атмосфере, а потухание или вследствие выхода из атмосферы или же вследствие разробления их на мелкие части. Обыкновенно они появляются в разных местах неба без определенного направления и с длинными промежутками, но по временам они появляются массами и на огромных пространствах Так например Гумбольдт наблюдал в Кумане в Венецуэле 12 ноября 1799 г. в 2½ часа утра тысячи болидов и падающих звезд в восточной части неба, причем все они летели с севера на юг; позднее он показал, что явление это было замечено во всей Америке от экватора до Гренландии и до Германии на пространстве 1 млн. кв. геогр. миль.

Сопоставление древних известий с 687 г. до н. э. и до 1803 г. свидетельствует, что потоки падающих звезд происходили много раз. В течение же каждого года особенное обилие падающих звезд бывает 26—27 ноября (например замечательные потоки миллионов звезд 27 ноября 1886 г.), также 22—26 августа — известный поток Лаврентия (менее обильны: 15—16 января, 25—26 апреля, 22—30 октября, 19—26 декабря).

Наблюдения этих замечательных явлений показывают, что хотя пути отдельных звезд неправильно перекрещиваются между собою, но все звезды одного и того же потока исходят из какого-нибудь одного пункта неба, называемого *пунктом радиации* их или просто *радиантом*, который хотя перемещается, но только в известных пределах. Так метеоры потока Лаврентия исходят из места близ звезды η в созвездии Персея; 13 ноября радиант лежит между звездами ρ и ν в созвездии Льва, отсюда и названия потоков: *персеиды* (22—26 августа) и *леониды* (26—27 ноября). Нужно думать, что куча этих маленьких тел, вращаясь вокруг Солнца, пересекает земной путь и наиболее мелкие из них, притягиваясь Землею, падают на нее в виде метеоритов.



Рис. 24. Большой каменный метеорит весом в 320 кг. Сев. Америка.

Напряженность явления каждый год неодинакова: в персеидах подмечены периоды в 108 лет, когда падение их достигает максимума, другой же максимум наступает через 20—30 лет. В леонидах эта периодичность еще замечательнее. После Гумбольдта блестящий поток леонид наблюдался 25—26 ноября 1833 г. Ольмстедтом и Пальмером в Нью-Хевене в Северной Америке, когда масса огненных шаров, наподобие ракет ниспадала из одного и того же пункта в таком огромном количестве, что в течение 9 час. насчитано около 260 000 метеоритов. Такая напряженность леонид происходит через каждые $33^1/_4$ года, т. е. три раза в столетие, на основании чего поток леонид 26—27 ноября 1866 г. был предсказан с точностью, и астрономическая теория восторжествовала. Такая периодичность свидетельствует, что космические тела, производящие потоки падающих звезд, распределены неравномерно вдоль всего пути их и местами особенно сгущены, а следовательно из периодичности напряжения можно заключить о времени обращения, например для леонид $33^1/_4$ года. Вычисления их путей дают кривые, сходные с кривыми путей периодических комет, с которыми тесно связаны появления метеоритов. Скиапарелли доказал, что путь персеид совпадал с путем кометы III 1862 г., а леонид — с кометою I 1866 г.; точно так же комета I 1861 г. совпадала с потоком 3 мая, комета Бьела — с потоком 3—10 декабря; словом, потоки метеоритов находятся на пути известных комет.

Не касаясь астрономического анализа, укажем только, что кометы под влиянием Солнца или планет, к которым они приближаются, отчасти или совершенно раздробляются; отделившиеся части по законам механики должны следовать по прежнему пути кометы и следовательно образуют кольцо метеоров, которое и дает начало потокам падающих звезд (рис. 23). Наиболее мелкие части этих тел, попавшие в сферу притяжения Земли, падают на нее в виде метеоритов; последние, встречая сопротивление атмосферы, сильно накаливаются и являются на Землю большею частью оплавленными с поверхности, например метеорит из Станнерна, Пензенский, называемый *уреилит* [20] (рис. 27). Таким образом метеориты и падающие звезды — только различные формы одного и того же явления, связанные переходными членами. Астрономы принимают, что атмосферу Земли ежегодно прорезывают от 10 до 13 млн. падающих звезд, а метеоритов падает не более 2—3 в день, следовательно из массы твердых тел, попадающих в атмосферу, до Земли достигает чрезвычайно малое количество.

Голова комет состоит из твердых метеорных частиц, дающих близ Солнца спектр накаливания, а в хвостах происходят катодные явления

в разреженной среде. Земля пролетала 19 мая 1910 г. сквозь хвост кометы Галлея совершенно незаметно для себя, а комета испытала большие возмущения движения, и даже внутри ее ядро повидимому разделилось на два;[1] Земля теперь встречает поток майских метеоров-акварид, происшедших от этой встречи. Вообще кометы постепенно теряют свое вещество и слабеют, медленно распадаясь на метеорные рои и космическую пыль.

В отношении состава все метеориты разделяются на два типа: *железные* и *каменные*. По классификации Добрэ: *сидериты* (sidérites), т. е. содержащие металлическое железо до 95%, и *асидериты* (asidérites), т. е. не содержащие металлического железа. Они соединяются многими промежуточными или переходными разновидностями, а именно: 1) *голосидериты* (holosidères), не содержащие каменистых веществ, с удельным весом от 7 до 8,

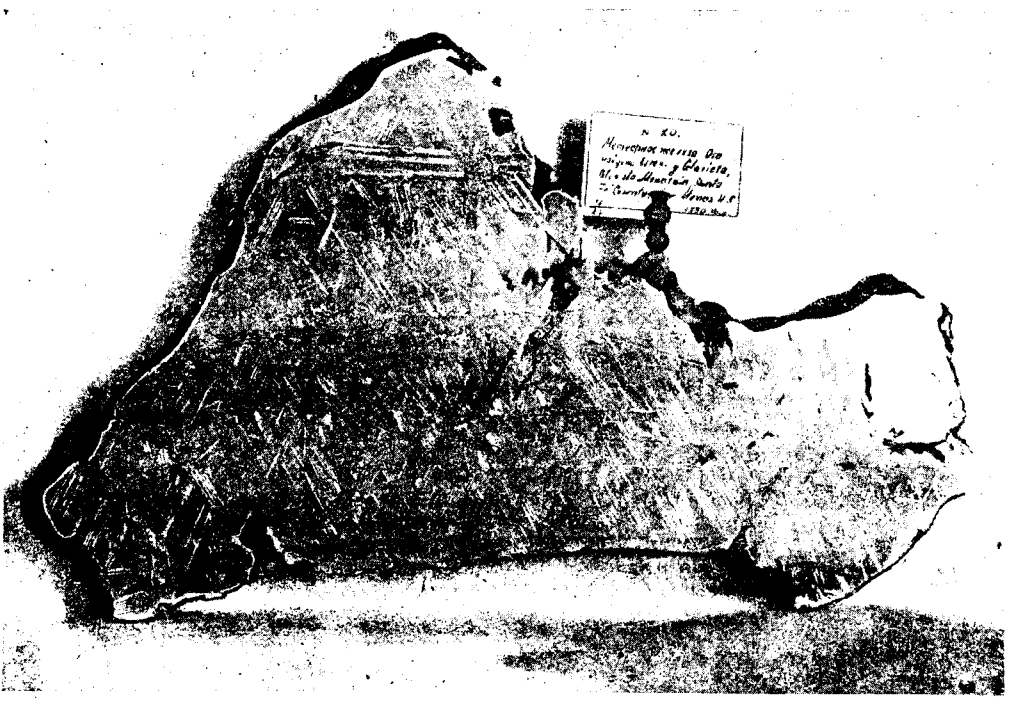


Рис. 25. Видманштетовы фигуры на поверхности метеорита из Аризоны.

например метеорит Шарка; 2) *сиссидериты* (syssidères), содержащие железо и каменистые вещества, но железо находится в виде сплошной массы, с удельным весом от 7 до 7,8, например Риттерсерион; 3) *спорадосидериты* (sporadosidères), в которых железо является в виде зерен, рассеянных в каменистой массе, с удельным весом от 3,5 до 7; эту группу Добрэ разделял еще на *полисидериты* (polisidères), содержащие много железа, например Сиерра-де-Шако с удельным весом от 0,5 до 7: *олигосидериты* (oligosidères), содержащие мало железа, и *криптосидериты* (cryptosidères), в которых железо не видно простым глазом, например метеорит Омалья с удельным весом 3,4—3,8.

Железные метеориты, или сидериты, состоят из самородного железа,

[1] 11 августа 1928 г. (в обсерватории Лико) наблюдалось распадение кометы Неуймина на две части. Комета Бьела, наблюдавшаяся регулярно с 1772 г. через 6½ лет, в 1846 г. оказалась разделенной на две, которые после второго появления в 1852 г. исчезли обе, заменившись роем метеоров.

всегда со значительным содержанием никеля, менее кобальта, фосфора, серы и часто также углерода; распределение составных частей равномерное и сложение их часто пластинчатое, происходящее от сочетания пластинок различного состава по кристаллографическим законам. Пластинчатое сложение отчетливо проявляется на отшлифованной и вытравленной азотной кислотой поверхности железного метеорита; сложение это получило даже особое название (по имени исследователя) *видманштетовых фигур* (рис. 25). Подобное сложение и состав среди земных пород неизвестны, хотя искусственно получены сплавлением смеси из железа с никелем, сернистым, фосфористым железом или с кремнеземом. Метеориты эти принадлежат к наиболее редким и имеют культурно-историческое значение в том отношении, что первобытный человек только по ним познакомился впервые с самородным железом, которое на Земле попадается преимущественно в виде руд, требующих уже высокой культуры для получения из них железа (рис. 26).



Рис. 26. Метеорит из Августиновки. Горный музей.

Промежуточным членом между железными и каменными метеоритами является так называемое *палласово железо*, или палласит — огромный метеорит, найденный Палласом у г. Красноярска недалеко от р. Енисея в Сибири; он весит свыше 650 *кг* и состоит из основной железной массы, в которой рассеяны кристаллы и кристаллические зерна оливина.

В 1924 г. в Адраре (северная Африка) найдена масса металлического железа в виде глыбы размером 160 000 $м^3$, с массой порядка 1 млн. *т*, состоящая главным образом из никеля, железа и до 20% силикатов. В 1930 г. в области Танганайка, между озерами Найясса и Танганайка (Африка), найден железо-никелевый метеорит весом около 80 *т*.

Из каменных метеоритов чаще других попадаются *хондриты*, похожие на вулканический туф серого или черного цвета; полного аналога ему на Земле нет. *Шассиньит* тождествен с одинаковыми породами Земли. Но из всех метеоритов особенно интересны углистые, между которыми замечателен так называемый *уреилит* (рис. 27), упавший в 1887 г. у нас в б. Пензенской губ. у дер. Уреи и, по исследованию Ерофеева и Лачинова, содержащий не только просто углерод, но даже микроскопические алмазы с уд. весом 3,4 [*20* и *21*].

Но, несмотря на нахождение углерода, никаких следов органических остатков в метеоритах не найдено, что однако вовсе не доказывает отсутствия организмов на других планетах, потому что вследствие высокой температуры метеоритов, обыкновенно оплавленных с поверхности, никакие организмы не могли бы сохраниться.

Метеориты нагреваются до нескольких десятков тысяч градусов: поэтому до Земли могут долетать только *тугоплавкие тела.* Наконец к последней группе метеоритов относятся стекловатые метеориты — *тектиты* (молдавиты, билитониты и австралиты), маленькие (не более ореха) линзо- и дисковидные куски темнозеленого просвечивающего стекла, встречающиеся тысячами в третичных и дилювиальных отложениях Чехии и Моравии, а иногда



Рис. 27. Метеорит „уреилит" из б. Пензенской губ.

и в Швеции, юго-восточной Азии и Австралии. Ф. Зюсс [22], а также Вейншенк и Штейнмец [23] считают возможным, что все молдавиты выпали в один период в конце третичного и начале дилювиального времени.

Метеориты по составу сходны с вулканическими породами Земли и, как определял Рейер [24], преимущественно с основной тяжелой группой их, в которой преобладают оливин, железо, никель и др. Сравнивая по метеоритам космическую магму с земной, Рейер усматривал разницу в них главным образом в относительном количестве железа и кремнезема.

Если все известные метеориты вместе взятые действительно представляют нечто подобное земной материи, то небезынтересен средний состав каменных метеоритов [25] (таблица 4).

В земной магме SiO_2 варьирует от 40 до 80% и вообще является преобладающим, тогда как в метеорической магме достигает только 40% и часто

Таблица 4

Химические составные части	Среднее из 443 анализов, в числе которых 318 „железных" метеоритов	Среднее из 125 анализов „каменных" метеоритов	Среднее из 99 анализов „каменных" метеоритов
Fe	68,43	11,46	11,61
SiO_2	11,07	39,12	38,98
MgO	6,33	22,42	23,03
FeO	4,55	16,13	16,54
Al_2O_3	0,74	2,62	2,75
CuO	0,65	2,31	1,77
S	0,49	1,98	1,85
Ni	6,44	1,15	1,32
Co	0,44	0,05	
Na_2O	0,23	0,81	0,95
P	0,14	0,04	0,11
Cr_2O_3	0,12	0,41	0,84
Fe_2O_3	0,11	0,38	
NiO	0,06	0,21	—
K_2O	0,05	0,20	0,33
MnO	0,04	0,18	0,56
C	0,04	0,06	—
Cu, Cr, P_2O_5, TiO_2, SnO_2, H_2O вместе	0,05	0,27	—

совершенно отсутствует, заменяясь железом. Поэтому Рейер земную магму называл кремнеземистой, а метеорическую — железистой. Интересно, что в некоторых метеоритах Сорби удалось обнаружить флюидальную структуру типичных вулканических пород, а иногда в них встречаются следы скольжения, трения и брекчиевидное сложение, подобные обычно наблюдаемым на Земле в породах, испытавших дипамометаморфизм.

Кроме метеоритов большей или меньшей величины нередко падает такого же состава космическая пыль, покрывающая громадные площади, до 100 *км*², например в Гренландии по наблюдениям Норденшельда, который придал ей особое название *криоконита*.

Космическая пыль, находимая на снегах горных вершин, в граде и в морском иле, состоит из металлических окислов, происходящих от сгорания в воздухе метеоритов; ее находят до 1 *мг/км*² на поверхности снега на Монблане.

По современным представлениям о космосе происхождение химических элементов шло и идет внутри больших масс вселенной, причем температура является функцией их величин. Только на поверхности Солнца имеются температуры, которые предполагаются достаточными для расплава, давшего происхождение метеоритам. Не рассматривая метеориты как осколки разорвавшихся солнцеподобных тел, приходится однако считать их происшедшими с поверхности таковых. По распространенному мнению хондриты принимаются за образования поверхности застывающего мирового тела, подобные земным вулканическим туфам [*22*]. Поверхность эта вероятно лишена была локализованных вулканических очагов, находясь вся в активном состоянии, а тело это очевидно было много меньше нашего Солнца, у которого процесс застывания будет итти медленнее с гораздо большей диференциацией каменных масс, чем та, которую мы наблюдаем на метеоритах. Охлаждение и застывание породившей их массы произошло быстро (судя по структурам каменных метеоритов), быть может на отделившейся от главного тела, так

сказать, «капле» [22]. За это говорит замечательное преобладание туфовидных, частью очень рыхлых, сложений каменных метеоритов, пористых, указывающих на быстрое газоотделение. Более спокойно охлаждавшиеся внутренние части дали возможность кристаллизации эукритов, шассиньитов и богатых оливином палласитов, являющихся переходными образованиями к никелевому железу (с видманштетовыми фигурами). У тектитов однако следующая, «атмосферная», фаза образования стерла следы предыдущих благодаря полному переплавлению во время полета; за это говорят фигуры вращения, скручивания австралитов и нитеили каплевидные формы молдавитов и индокитайских тектитов. Однако чрезвычайное единообразие тектитов от Чехии до Австралии говорит за общность их происхождения. Таким образом по метеоритам можно наметить ряд фаз развития некоторых космических тел. Первая на расплавленном Солнце — *астральная*; вторая — *апо-*

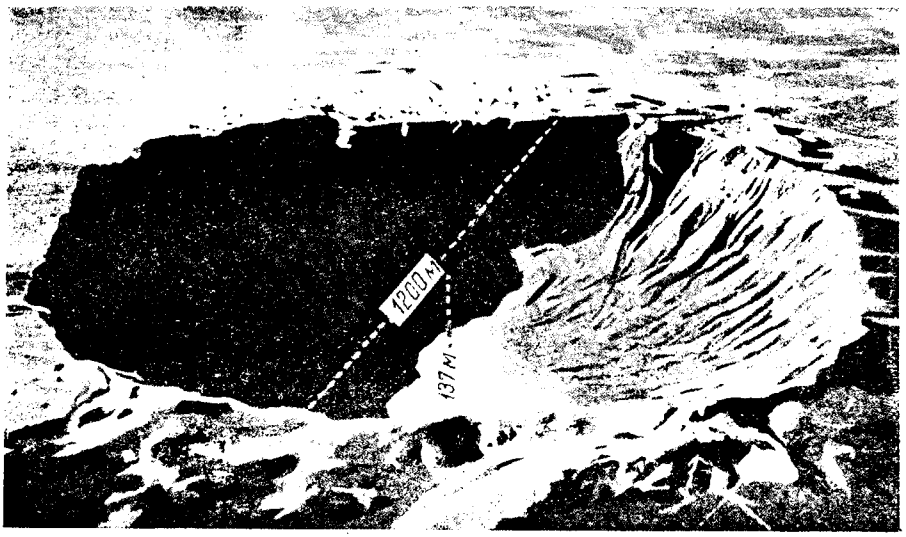


Рис. 28. „Метеорный кратер" в Аризоне. Вид с аэроплана.

статическая,[1] или капельная, отделения капель, бедных кислородом, и безводных расплавов; в третью — «*катартическую*»,[2] очистительную происходит отделение шлаковой оболочки от металлического ядра и кристаллизация минералов независимо от их удельных весов; в четвертую — «*поротическую*»[3] — происходит быстрое на поверхности застывание с образованием хондр. Лишь в пятую — «*диатраустическую*»[4] — фазу происходит разрыв совершенно охладившейся капли на остроугольные осколки, которые при дальнейшем неопределенно долгом блуждании вокруг Солнца или в шестую «*перигелическую*» фазу испытывают дальнейшие преобразования от термометаморфоза — нагревания Солнцем, с полным исчезновением некоторых соединений. Седьмая, «*атмосферная*», фаза начинается после вовлечения в земную атмосферу и заключается в процессах оплавления трением атмосферы.

Что метеориты принадлежат планетной системе и отделились от Солнца одновременно с планетами, заключили Панет и Эванс (в университете Ка-

[1] ἀποσταξεῖν — капать.
[2] καθαίρειν — очищать.
[3] πορόω — делать жестким.
[4] διαθραύειν — доводить до растрескивания.

лифорнии) из определения возраста их по гелиевому методу, который оказывается не старше земного. За это же говорят и петрографические аналогии.

«Метеорный кратер», известный в Америке под именем горы Кун (Coon Butte) и находящийся близ Чортова каньона (Canyon Diablo) в штате Аризона, представляет собою объект, о котором существует обширная литература. Связана она главным образом с именами Джильберта, Баррингера, Ферчайльда, Г. Мерриля, Дартона и Бутуэла (рис. 28 и 29).

«Метеорный кратер» представляет собою кратерообразное углубление среди обширного нагорного плато в области полупустынного климата. Поперечник его — около 1 200 *м*, глубина — 183 *м*. Узкий кратерный вал поднимается над уровнем окружающей местности на 37—49 *м*. Пласты осадочной серии на плато лежат почти горизонтально, но вокруг кратера они приподняты на 46—61 *м*, причем углы периклинально падающих пластов колеблются в пределах от 10 до 80° (в среднем 30°). В одном месте приподнятые пласты даже слегка запрокинуты. Здесь имеется еще местное нарушение как результат бокового толчка. Приподнятыми оказались пласты (по терминологии аризонских геологов) Моен Копи, относящиеся к триасу (мощность их 8 *м*), лежащие под ними пермские (кайбабские) известняки (мощность их 61—91 *м*) и песчаники Коконино. Мощность последних точно неизвестна, но вероятно 1 500 *м*. Таким образом приподнятая серия измеряется по меньшей мере солидной цифрой в 1 600 *м*. Серые сахаровидные коконинские песчаники сильно раздроблены, но к сожалению осыпи и делювий склонов скрывают детали их строения в нижней части кратерного углубления.

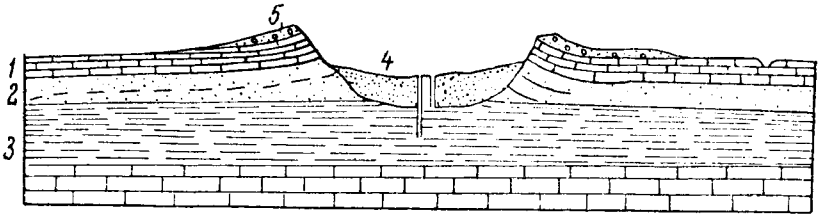


Рис. 29. Разрез „метеорного кратера" в Аризоне, по Чирвинскому.

1—известняки Кайбаб—пермские; *2*—песчаники Коконино; *3*—свита Супай; *4*—песок; *5*—обломки пород.

Кратерный вал представляет собой неправильный гребень, густо усеянный выбросами из кратера, состоящими из обломков известняка и песчаника. Размеры этих обломков колеблются от 9 *м* в поперечнике до тонкой пыли. Более крупные глыбы все принадлежат известняку, в то время как песчаник измельчен и большей частью превращен даже в мучную массу (rock flour). Этого же характера обломки лежат и по внутреннему склону кратера. В окружности кратера, на его наружных склонах и далее на плато, на площади нескольких квадратных километров попадаются обломки железных метеоритов. У северо-восточного края эти обломки встречаются особенно часто. Лежат они на поверхности в смеси с обломками известняка и песчаника, что, по мнению некоторых, служит доказательством того, что весь этот обломочный материал был выброшен из кратера после того, как громадный метеорит или метеорный рой с большой силой ударился о Землю. Дно кратера — около 550 *м* в поперечнике и почти ровное. Ряд буровых скважин, шурфов и канав, проведенных на дне кратера, показал, что породы здесь раздроблены и частью мучнисты. Твердая порода была встречена глубокой буровой скважиной в виде желтого и красного песчаника каменноугольной системы в пределах от 250 до 265 *м*. Песчаник не испытал смещения и залегает горизонтально.

Большие эллиптические депрессии прибрежной низменности штата Каролина в США, одно время также рассматривавшиеся как следы падения большого количества громадных метеоритов, после тщательного изучения проф. Д. Джонсоном (Колумбийский университет) оказались впадинами обычных усохших озер.

Емкость кратера исчисляется Джильбертом в 63 млн. $м^3$. Примерно в этих же цифрах можно вычислить и объем выброшенных каменистых масс, лежащих вне кратера. Для того чтобы вышибить такую яму, метеорит, по мнению Мерриля, должен был быть по крайней мере 150 *м* поперечником и иметь скорость в момент падения 8 *км/сек* (5 миль). По оценке Баррингера, метеорит этот или вернее густая куча метеоритов должна была бы весить 10 млн. *т*. Куда же однако девалась эта масса и что в действительности есть на месте, так как собрано максимум 20 *т* во многих тысячах осколков и осколочков? Наи-

большой осколок, сохраняемый ныне в музее в Чикаго, весит 460 *кг* (около полутонны). Состав этого несомненно метеорного железа следующий (в процентах):

Железо	94,03
Никель	5,32
Кобальт	0,02
Медь	0,01
Фосфор	0,24
Сера	0,01
Углерод	0,12
Кремний	0,02
Хлор	0,12
	99,89

В этом метеорите найден далее шрейберзит (фосфористое железо), тролит (одноосернистое железо), коснит (карбид железа). Баррингер предполагал еще нахождение микроскопических зерен алмаза, следов платины и радия. Сложение железа тонкозернистое. Баррингер полагал, что метеорит ударил под большим углом (70°), часть его осколков вылетела наружу и даже от жара превратилась в пары, а главная масса ушла под гребень вала. После неудач в работах на дне кратера он рекомендовал заложить глубокую буровую у гребня вала, но и она не дала результата и была оставлена. Многочисленные бурения, шахты и канавы на дне кратера ничего не дали кроме мелких кусочков снаружи окислившегося металлического железа (shale balls). Встречались они, по Баррингеру, на глубинах от 61 до 83 *м*. Предпринимались и магнитометрические исследования, от которых казалось бы не могла ускользнуть засевшая где-то в глубине железная масса, но и они ничего не дали. В самом кратере, по Мерриллу и Баррингеру, имеются признаки действия высокой температуры, ибо песчаник местами показывает стекловатое и притом пористое (пемзовидное) строение, а иногда и мелкие сосульки кварцевого стекла. Если это верно, то можно думать, что температура здесь могла достигать 1 670—1 700° С. Баррингер, после того как выяснилось, что метеорита в кратере и под ним не имеется, стал утверждать, что он был почти целиком выброшен во множестве осколков, которые превратились в пары, были рассеяны ветром и затем вследствие выветривания не могли быть обнаружены. Конечно в такой трактовке метеорная гипотеза, которой, вообще говоря, придерживались также Мерриль и Ферчайльд, совсем теряет всякое вероятие.

Чисто математический расчет невозможности образования кратера при одновременном улетучивании ударившегося роя метеоритов произвел астроном Аризонского университета Карпентер.

Нахождение на малой и большой глубине известняков на первый взгляд дает известные основания считать кратер за провальное образование карстового типа, однако то обстоятельство, что породы по периферии кратера приподняты, как в куполообразной складке, лишает это предположение всякого вероятия. Гораздо правдоподобнее кажется относительно давнее (1896) предположение Джильберта, одобряемое также Дартоном и А. А. Стояновым, сводящееся к тому, что кратер этот был вызван взрывом вулканических газов (это — маар, зародыш вулкана). Это тем более вероятно, что хотя в непосредственной близости от кратера или внутри него нет изверженных пород, но, вообще говоря, он находится в середине вулканической области. В ней имеются новейшие вулканические конусы.

Так как «метеорный кратер» в Аризоне (см. рис. 29), хотя и сопровождаемый находками тысяч осколков метеоритов, оказался земного происхождения, то такими являются с тем большей долей вероятия те «кратеры», которые не сопровождаются вообще какими-либо находками метеоритов и к которым относятся кратеры на о-ве Эзеле и быть может кратеры в области Хатанги и Тунгуски, описанные Л. А. Куликом.

Об этих образованиях на о-ве Эзеле в Эстонии и особенно о главном кратерном озере мы имеем подробные исследования, которые в последнее время производили совместно с одной стороны К. Краус [*26*], Р. Мейер и А. Вегенер, с другой — ниж. Рейнвальд и Луха [*26*]. Эзельский главный кратер имеет поперечник 100 *м*, его кольцевой вал возвышается над окружающей местностью на 4—6 *м*. Общая глубина кратера от краев вала 14—16 *м*. Склоны вала внутрь круты, наружу — пологи. В нем стоит вода, которая однако нередко пересыхает. На Эзеле развиты отложения силурийского возраста, лежащие вообще горизонтально (падение всего 1,5 *м/км*). В пределах кратерного вала однако доломиты этого возраста показывают обычно падение в пределах от 35 до 45°. Это, как выражается Рейнвальд, взбросовая зона (Anfrichtungszone). Доломиты образуют здесь куполообразные поднятия, размытые в средней части (в ядре свода). Как известно, этого рода размыв вообще очень обычен для сводов антиклиналей любого происхождения.

Не так далеко от главного кратера находится по крайней мере еще 6—9 малых доломитовых же кратеров от 32 до 4,5 *м* поперечником. В большем из них, отстоящем от первого на 330 *м*, Рейнвальд установил тоже выпячивание внутренних краев наружу. Исследователи всех этих образований высказывали следующие предположения об их происхождении:

1) здесь имел место взрыв подземных газов (Луце в 1827 г., Вапгенгейм ф. Квален в 1849 и др. годах, Линстов в 1919 г., Сцуппт и Тейхерт в 1927 г.);

2) это провальные воронки, доллины (Шмидт, Досс);

3) это карстовые блюдца (Эйхвальд и Куторга);

4) это результат удара и взрыва метеоритов (Калкун в 1927 г., далее Рейнвальд с одной стороны, Мейер и А. Вегенер в 1928 г. — с другой);

5) это продукт выщелачивания линз каменной соли или гипса, предварительно выдавленных снизу (псевдоэруиция); эту мысль впервые высказал Краус в 1927 г.

Гораздо естественнее и проще объясняется образование озельских кратеров выщелачиванием выдавленных вверх линз каменной соли или вспучиванием ангидритовых масс при переходе их в гипс (мог конечно и ангидрит с гипсом подвергнуться псевдоэруиции). Это Salzaufтriebhypotese Карка и Крауса. Каменная соль связана в Эстонии с определенным горизонтом силурийских доломитов (Eurypterusdolomit-Horizont) и может образовать ядра так называемых диапировых складок с периклинальным, облекающим залеганием слоев в их своде.

Что касается давления, которое могло бы образовать псевдоэруиппю солевых масс, впоследствии выщелоченных, П. Н. Чирвинский [27] считает, что давление могло быть вызвано тяжестью материкового льда в ледниковую эпоху.

С точки зрения В. Лодочникова,[1] вещественные, структурные и космические свойства метеоритов вполне удовлетворительно объясняются, если принять их за продукты вулканической деятельности, прежде всего Земли, особенно в минувшие эпохи, а затем Солнца и планет. В отношении Земли к этому утверждению никак присоединиться нельзя. Метеориты не могут происходить от извержения вулканов, так как в них находят сгораемые вещества, и земные вулканы не могут им сообщить космической скорости. Котопахи только однажды выбросил камень в 100 *т* на 14,5 *км* от жерла. Кракатау не мог выбросить камни дальше 15 *км* при скорости в 400 *м/сек*, а нужна начальная скорость 11 *км/сек*, чтобы извержение превратило камень в спутника Земли или тем более заставило его обращаться вокруг Солнца, как рой метеоритов. Теория образования Луны отрывом от Земли могла бы объяснить это явление.

На возможность происхождения комет и метеоритов от извержений других планет указывалось неоднократно, в особенности в отношении Юпитера (С. Всесвятским, Москва, а ранее английским астрономом Р. Проктором). Всесвятский полагает, что момент образования комет с коротким периодом должен быть незадолго до их открытия, и возраст их может исчисляться лишь сотнями лет. Существенным обстоятельством в пользу этих рассуждений и против идеи о захвате комет планетами из космического пространства является то, что они вращаются вокруг Солнца в том же направлении, как и другие планеты. Помимо комет, связанных с Юпитером, имеются повидимому связанные и с Сатурном, а может быть с Ураном и Нептуном. Во всяком случае можно ожидать наличия весьма значительных активных процессов на поверхности больших планет, типа вулканических извержений и взрывов, детальное изучение которых как с точки зрения космологии, так и земного вулканизма и тектогенеза в высшей степени важно и желательно.

Таким образом рассмотрение хотя бы в самых кратких чертах строения вселенной и свойств отдельных элементов ее показывает, что общность причины происхождения мировых тел, составляющая основу Лапласовой гипотезы, отражается не только на однообразии движения и состава, но очевидно также обусловливает одни и те же фазы развития в каждом элементе вселенной. Если это верно, то в таком случае наша Земля точно так же переживала все эти фазы развития, а следовательно возможно с некоторою вероятностью определить прошедшее и будущее Земли на основании аналогии с другими мировыми телами.

Прошедшее ее заключается в том, что она из газообразного сделалась жидким расплавленным сфероидом, который, постепенно затвердевая, покрывался корой, часто прорывавшейся и может быть даже уничтожавшейся громадными извержениями расплавленных внутренних масс: это — *период образования пятен, потухания и возгорания звезды.* Наконец Земля остыла настолько, что водяные пары перешли из атмосферы в капельно-жидкое со-

[1] Доклад в Географическом обществе в Ленинграде 9 января 1934 г.

стояние и образовали моря, после чего уже началась органическая жизнь. Процесс охлаждения Земли еще далеко не окончился, так как непосредственные наблюдения указывают на громадный запас теплоты во внутренности ее, которая до сих пор отражается на целом ряде тектонических процессов, причем даже возможно, что Земля временами снова разогревается (см. главы IV, VII, X).

Несравненно труднее определить, хотя бы в таких же общих чертах, *будущее* Земли. В этом отношении исходным пунктом для нас может служить Марс: так как он значительно дальше от Солнца, чем Земля, раньше сформировался, меньше по величине, то можно допустить, что он уже пережил многие процессы, которые еще придется переживать Земле.

§ 10. ЭЛЕМЕНТЫ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМЛИ

В заключение этой главы укажем кратко на главнейшие элементы движения Земли. По законам Кеплера орбиты всех планет представляют форму эллипсов, в общем фокусе которых помещено Солнце как центральное тело. Расстояние фокуса от центра эллипса, т. е. $OS = e$ (рис. 30), для орбиты земного шара составляет почти $^1/_{16}$ большой полуоси (OP или OA). Более точная вели-

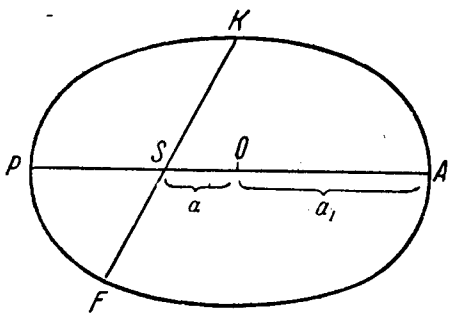


Рис. 30. Орбита Земли.

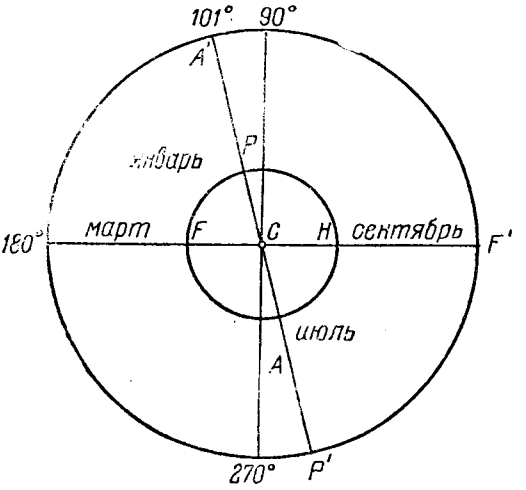


Рис. 31. Орбита Земли.

чина отношения $\frac{OP}{OS}$ равна 0,01677 и представляет так называемый *эксцентриситет орбиты*. Большая полуось (a) или *среднее расстояние* Земли от Солнца принимается в 20 030 000 геогр. миль, а следовательно $e = 333\,900$ геогр. милям.

Если Земля находится в точке A своей орбиты, в так называемом *афелии*, то она отстоит всего далее от Солнца, на $a + e$; напротив того в точке P, т. е. в *перигелии*, она всего ближе к Солнцу, и тогда она отстоит на $a - e$. Первое положение приходится 2 июля, второе — 1 января. Поэтому разность между наибольшим и наименьшим расстоянием Земли от Солнца равняется $2e$, т. е. 6 678 000 геогр. миль, на эту величину Земля бывает ближе к Солнцу 1 января, чем 2 июля. Прямая линия AP, соединяющая перигелий с афелием, называется *линией апсид*.

Скорость движения Земли вокруг Солнца неравномерна: максимум ее соответствует времени прохождения через перигелий, минимум — через афелий. Среднее суточное перемещение равно 344 590 геогр. миль, т. е. по 4 *м/сек*, что по дуге составляет 59′8″,3. В перигелии скорость перемещения достигает 61′10″,1, в афелии уменьшается до 57′11″,7. Время, в течение которого Земля пробегает всю свою орбиту, называется *годом*. Смотря с Земли, кажется, что не она, а Солнце перемещается в течение года с неравномерною скоростью с запада на восток и описывает на небесном своде орбиту (эклиптику).

На рис. 31 *AHPF* представляет эллиптическую земную орбиту; в *C* помещается Солнце. Большой круг представляет кажущуюся орбиту Солнца на небесном своде (эклиптику). В точке *F* — положение Земли в начале весны, т. е. 21 марта; тогда Солнце будет в точке *F'* эклиптики, если смотреть на него с Земли. Точка эта называется *весенней*. По мере перемещения Земли по ее орбите в направлении от *F* к *A* и т. д., перемещается и Солнце по эклиптике от *F'* к *A'* и т. д., проходя при этом 12 созвездий, которые идут одно за другим с запада на восток в нижеследующем порядке: Овен, Телец, Близнецы, Рак, Лев, Дева, Весы, Скорпион, Стрелец, Козерог, Водолей, Рыбы и образуют так называемый *зодиак* (круг зверей). Положение каждого из вышеупомянутых созвездий на эклиптике определяется расстоянием их от весенней точки, называемым *долготой* Солнца, считая по дуге круга от запада к востоку. Так, в начале астрономической весны долгота Солнца равна 0°; 2 июля при прохождении Земли через афелий долгота достигает 100°; в начале астрономической осени, т. е. 23 сентября — 178°; при прохождении через перигелий 1 января — 281°.

Кроме поступательного движения вокруг Солнца Земля вращается еще около своего диаметра, как около оси. Диаметр этот *(земная ось)* не перпендикулярен к плоскости орбиты, а составляет с перпендикуляром угол в 23°27′55″, который называется *наклонением эклиптики*. Величина его мало (несколько секунд) изменяется во все время вращения Земли. Промежуток времени полного обращения Земли около оси называется звездными сутками, ибо в течение этого периода, всегда постоянного, каждая из неподвижных звезд описывает на небе полный круг (360°). Но *солнечные сутки*, или промежуток времени между двумя последовательными кульминациями Солнца, гораздо важнее в общежитии. Солнечные сутки несколько длиннее звездных, ибо Солнце кульминирует несколько позднее той звезды, с которой оно кульминировало накануне. Оно опаздывает средним числом на 4 минуты (3′56″,5), подвигаясь в этот промежуток времени по эклиптике к востоку на 59′, считая по дуге. А так как кажущееся движение Солнца или скорость Земли на орбите неравномерны, то уже вследствие одного этого продолжительность солнечных суток в течение года непостоянна.

Другая причина изменяющейся продолжительности суток заключается в том, что плоскость эклиптики не перпендикулярна к оси вращения Земли. Принять же за меру времени солнечные сутки, время непостоянное, неудобно, и правильно идущие часы не могут показывать истинное солнечное время. А так как в гражданской жизни необходимо руководствоваться солнечными сутками, то условились измерять время *средними* солнечными сутками, продолжительность которых не изменяется в течение всего года. Разность между истинными солнечными сутками и средними называется *уравнением времени*. Если средние солнечные сутки разделить на 24 часа, то продолжительность звездных суток будет заключать 23 часа 56 мин. 4,09 сек. Время, которое употребляет Земля на то, чтобы снова притти в прежнее свое положение относительно Солнца, т. е. чтобы, выйдя из весенней точки, снова к ней вернуться, называется *тропическим годом*; он же носит название и гражданского. Такой год содержит 365 дней 5 час. 48 мин. и 46 сек. (или 365,2422 дней). Тропический год короче того периода, в течение которого Земля, если смотреть на нее с Солнца, вторично возвращается к той же самой неподвижной звезде, ибо положение весенней точки на небесном своде меняется: она ежегодно перемещается по направлению к Солнцу на 50″,221 или на 0°,01395, т. е. от точки F′ к *P'* (рис. 31). Таким образом Солнце возвращается к весенней точке раньше, чем к такой же неподвижной звезде, и притом на 20′30″, вследствие того что собственное движение весенней точки в тропическом году составляет 50″,2 или 0°,01395 $\left(\frac{0{,}01395}{360} \times 365{,}24 = 0{,}01415 \text{ дня} = 20'23''\right)$. *Звездный год*, или время полного оборота Земли около Солнца, содержит в себе 365 дней 6 час. 9 мин. 9 сек.

Почти все главнейшие элементы движения Земли вокруг Солнца подлежат изменениям, но они совершаются в весьма долгий период времени, или колеблясь в определенных пределах, или постоянно в одном и том же направлении.

Такому «вековому» возмущению подлежит, во-первых, эксцентриситет земной орбиты, величина которого в течение долгого периода времени возрастает и затем убывает, не выходя при этом из весьма тесных пределов. В настоящее время эксцентриситет уменьшается и лишь в 20 000 году достигнет минимума в 0,00331. Таким образом земная орбита приближается теперь к форме круга, максимум эксцентриситета равен 0,0780 и наступит приблизительно через 100 000 лет. Последний максимум был за 200 000 лет до настоящего времени. Так как количество тепла, получаемого от Солнца, обратно пропорционально квадрату расстояния между ними, то ясно, что изменение эксцентриситета, достигающее 3 000 000 геогр. миль, должно было влиять на климатические условия предыдущих геологических эпох и могло

например вызывать такие явления, как ледниковый период (см. том II). Наклонение эклиптики, или наклонение земной оси к плоскости ее орбиты, также изменяется на протяжении 40 000 лет от 21,5 до 26°,5; в настоящее время оно уменьшается ежегодно на 0″,47. Изменение наклонения эклиптики, влияя на изменение разницы между зимой и летом, имеет однако гораздо меньшее значение в колебании геологических климатов, чем эксцентриситет и прецессии (перемещение весенней точки). Весенняя точка перемещается к западу ежегодно на 50″,2, и только через $\frac{360^\circ}{50{,}2} = 25\,800$ лет она совершит свой полный оборот. Вследствие этого северное и южное полушария через каждые 13 000 лет меняются своим положением: если теперь зима северного полушария совпадает с перигелием, а лето с афелием, то затем это положение будет обратным. Положение линии апсид AP подлежит подобному же ежегодному перемещению на 11″,3, но только в противоположную сторону. На рис. 30 видно (F ежегодно перемещается на 50″,2 к P; P на 11″,3 к F), что точка земной орбиты, в которой Земля бывает в перигелии, ежегодно приближается к весенней точке на 61″,5. Так как в настоящее время расстояние перигелия от весенней точки (т. е. угол PSF на рис. 30) составляет 79°21′, то в 6680 г. произойдет совпадение обеих точек.

При изменении всех прочих элементов земной орбиты величина большой ее оси, или среднее расстояние Земли от Солнца, остается постоянным, вместе с тем остается постоянной также и продолжительность звездного года, между тем как тропический год несколько изменяется вследствие перемещения самой весенней точки. Промежуток времени, в течение которого Земля совершает полный оборот около оси, т. е. звездные сутки, принимается также за величину постоянную.

Вращение Земли, наглядно показанное впервые опытом Фуко, ныне повторенным в б. Исаакиевском соборе в Ленинграде, на основании современных точных наблюдений некоторых обсерваторий (в частности Института Карнеги в Вашингтоне) все же неоднородно. Некоторые придают этим изменениям большое геологическое значение как в смысле возможных причин, их вызывающих, так и результатов, как например изменений годовых положений звезд. За причину принимают (Босс — Вашингтон) влияние приливов в самом теле Земли, так как приливы океанов повидимому для этого недостаточны (Майкельсон — Чикаго), давая не более 0,001 сек. замедления вращения в столетие (В. Ламберт). В случае если земные приливы увеличивают земной диаметр, создавая поднятия, вздутия, то вращение замедляется и обратно при уменьшении диаметра увеличивается. Исходя из возможности постепенного замедления вращения Земли, некоторые (Шэнли) считают возможным даже предполагать в дальнейшем (через 50 000 лет) совпадения времени вращения Земли и вращения Луны, в результате чего должно произойти «возвращение последней на Землю»; при этом Луна, разорванная силой притяжения Земли, может превратиться в мириады телец в виде кольца, окружающих Землю наподобие известных колец Сатурна. Как на идее отрыва Луны от Земли построен ряд геотектонических гипотез (Дж. Дарвина, Пиккеринга, Хаармана и др., см. главу X), так и на идее вовлечения Луны на Землю имеются современные, хотя и очень фантастические построения (Хинцпетер). Мы коснемся этих вопросов при общем рассмотрении всех тектонических гипотез в главе X, здесь же считаем нужным лишь упомянуть о них для иллюстрации того, как тесно основные законы астрономии и особенно астрофизики переплетаются с чисто геологическими.

Большой интерес возбуждает вопрос о смещениях полюсов оси вращения Земли, которые, хотя и в очень небольших пределах, доказаны наблюдениями Пулковской и других обсерваторий. Путь, описываемый при этом полюсом, имеет вид неправильной спирали, а в самом явлении подмечена двойная периодичность в 423 и 365 дней. Однако эти действительно наблю-

даемые изменения земной оси не следует смешивать с «перемещениями полюсов», весьма значительными, но лишь предполагаемыми авторами различных тектонических гипотез и астрономами, не только не наблюдавшимися, но даже отрицаемыми. Первые изменения земной оси, фактические, по малости своей не могут иметь никакого значения для изменений климата, а также для выводимых от них различных палеогеографических и тектонических вопросов, для объяснения которых предполагаются «перемещения полюсов» на протяжении геологических эпох. Эти смещения впервые были изложены в конце XIX и начале XX века ниж. Рейбишом, затем геологом Крейхгауэром (1902), а подробнее — геологом Симротом (Лейпциг, 1907) в его «пендуляционной теории» и далее Вегенером и Кеппеном.

Среди многочисленных работ, посвященных вопросу о смещениях полюсов, следует отметить интересную попытку палеогеографических реконструкций [28] в меркаторской и азимутальной равновеликой проекциях с истинными положениями северного полюса для отдельных геологических эпох от палеоцена, такими, как они установлены Кеппеном и Вегенером.

Причины смещения выставляются различные — сейсмические (Мильн) и метеорологические — смещения больших воздушных масс (Швейдар, 1919).

Японский геофизик Нагаока (1933—1934 гг.), в ряде работ пытающийся устанавливать причинные связи между изменением скорости вращения Земли и эндогенной ее динамикой (вулканизм, сейсмика, тектогенез), также проводит идею зависимости последней от изменения фигуры Земли в результате смещений полюсов. Расплавление и затвердевание магматических масс могут изменять вращение, силу тяжести и различные движения Земли (см. главы VIII и XI).

Рассмотрев вопрос о происхождении Земли, ее отношениях к другим членам вселенной, а также возможные фазы развития ее, перейдем теперь к более подробному изучению общих физических свойств Земли, какими они являются в настоящее время. К вопросу о внутреннем состоянии Земли мы вернемся ниже, но из предыдущего нами достигнуто уже основание для возможного его решения, причем главным выводом из всех космогоний и астрофизических исследований является *возможность допущения высокой температуры и давления внутренних частей земного шара.*

Литература к главе I

1. Лаплас. Изложение системы мира. Перевод Хотинского. СПБ., 1861, стр. 351, т. 2. — Exposition du système du Monde. 3-e изд. Paris, 1808.
2. H. Faye. Sur l'origine du monde. Théories cosmogoniques des anciens et des modernes 2-e изд. Paris, 1885. См. также в Comptes rendus. T. XC, 1880. Сочинение это переведено. Происхождение мира. Космогонические теории древние и современные; критика гипотезы Лапласа и собственная теория автора с добавлением защиты гипотезы Лапласа и т. д. Космогонические гипотезы К. Вольфа. Спб., 1894.
3. Я. Мессер. Звездный атлас для небесных наблюдений. Спб., 1888.
4. J. Kant. Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels oder Versuch von der Verfassung und dem mechanischen Ursprunge des ganzen Weltgebäudes, nach Newton'schen Grundsätzen abhandelt. 1755. Также в другой статье: Der einzig mögliche Beweisgrund zu einer Demonstration des Daseins Gottes. 1763.
   Buffon. Histoire naturelle. Сборник статей в помощь самообразованию. Москва, т. I, 1898, стр. 551 — 568.
   Herschel. Philosophical Transactions. Vol. LXXIX, 1789.
5. R. du Ligondes. Formation mécanique du Système du Monde avec un résumé de la nouvelle théorie par L'Abbé Th. Moreux. Paris, 1897.
6. Изложение космогоний можно найти в следующих сочинениях:
   Ginzel. Die Entstehung der Welt nach den Ansichten von Kant bis auf die Gegenwart. Berlin, 1893.
   М. Хондриков. Описательная астрономия. 2-е изд. 1896.
   Ньюкомб и Энгельман. Астрономия в общепонятном изложении. СПБ., 1896.
   Дж. Кроль. Развитие звезд. СПБ., 1889.
   Кроме того некоторые более популярные статьи:
   Ришар. Начало и конец мира. СПБ., 1894. Путята. Публичные лекции 1881

Ф. Шведов. Космогония конца XIX в. Дневник X съезда русск. естествоиспытателей и врачей. Киев, 1898. Ch. Zenger. Le Système du Monde électrodinamique. Paris, 1893.
E. Belot. L'origine de la terre. Scientia, VIII, 1932.
Gofford. The origine of the Solar System. Scientia, IX a, X, 1932.
К. Л. Баев. Катастрофы в истории развития солнечной энергии (о планетезимальной теории).
Аррениус. Представление о вселенной на протяжении времени. Перевод Покровского. Изд. „Природа", 1912.
К. Л. Баев. Спиральные туманности. 1915.
Poincaré. Leçons sur les hypothèses cosmogoniques. 1911.
Классические космогонические гипотезы. Сборник под ред. В. Костицына, ГИЗ, 1923.
Эддингтон. Звезды и атомы. ГИЗ, 1923.
Строение и эволюция вселенной. Сборники под ред. А. Михайлова. Изд. Ком. ун-та им. Свердлова. 1925 и 1926.
Джеффрис. Происхождение солнечной системы. Мироведение, т. XIX, № 3—4 и № 5—6, 1930.
И. Полак. Происхождение вселенной. ОНТИ, 1934. Наиболее сжатое современное изложение важнейших вопросов, могущее служить дополнением данной главы.
Science News Letter. 24 Jan. 1931. Статья Мезера.
Science News Letter. 23 Apr. 1932. Статья Генна.
7. A. E. Nordenskiöld. Studien und Forschungen, veranlasst durch meine Reise im hohen Norden. Leipzig, 1836.
8. Swante Arrhenius. Das Werden der Welten. 1908. По-русски — „Образование миров". 1908—1911.
9. G. H. Darwin. Ebbe und Flut. 1911.
10. T. C. Chamberlin. The origin of the Earth. Chicago, 1908.
11. Д. Джинс. Вселенная вокруг нас. 1932.
12. Г. Фредерикс. История, строение и жизнь Земли с точки зрения распада материи. Журнал геофизики и метеорологии, т. IV, 1927.
13. Помимо приведенных возражений против небулярной гипотезы сводка таковых дана E. Hoppe. Mitteilungen mathem. Gesel. Hamburg. IV, 1906, S. 237.
14. E. Suess. Ueber den Mond. Sitzungsberichte Wiener Akademie. 104, 1895.
15. Branca. Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahresheft Ver. Vaterl. Naturkunde Würtemb., 1894.
16. A. Stübel. Die genetischen Verschiedenheiten d. vulk. Berge. 1903.
17. A. Wegener. Die Entstehung der Mondkrater. 1921.
18. J. Wilsing. Zur Entwicklungsgeschichte des Mondes. Potsdam, 1921.
19. E. Haarmann. Die Oszillationstheorie. 1930.
20. M. Jerofeieff und Latschinoff. Der Meteorit von Nowo-Urei. Записки СПБ. минералогического об-ва, т. XXIV, 1888.
21. О составе метеоритов: O. C. Farrington. Publication Nr. 151 Field Museum of Natural History. Chicago, 1911; G. P. Merril, Americ. Journ. Science, vol. 27, 1909 (таблицы анализов).
22. Fr. Suess. Verh. Ges. Deutsch. Naturforsch. 1909. Zur Beleuchtung des Meteoritenproblems. Mit. Geol. Ges. in Wien. B. XXV, 1932.
23. Weinschenk und Steinmetz. Zentralblatt f. G. u. Miner. 1911.
24. Reyer. Theoretische Geologie. 1888.
25. N. H. Darton. A resume of Arizone Geology. University of Arizone, Bulletin, Oct. 1925, p. 198—202. Очень хорошо составленная и богато иллюстрированная книга, в которой цитируется и главнейшая литература по Аризонскому кратеру.
26. K. Kraus, Meyer und A. Wegener. Untersuchungen über den Krater von Sali auf Ösel. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XX, Heft 3/4, 1928, S. 312—378, mit 10 Fig. und 1 Tafel. Rep. Nr. 76, Min. etc., 1928, S. 294—296.
Reinwaldt mit Beiträgen von A. Luha. Bericht über geologische Untersuchungen am Kaalijarwi (Krater von Sali) auf Ösel. Sitzb. d. Naturf. Ges. bei d. Universität Tartu-Dorpat.
В обеих цитированных работах подробно использована имеющаяся по вопросу литература и даны ее списки. Реферировавший вышеозначенные работы в Neues Jahrb. (1929) К. Тейхерт с сомнением относится к метеорной гипотезе и вообще считает вопрос о причинах образования Эзельского кратера открытым.
27. П. Н. Чирвинский. О псевдометеорных кратерах в Аризоне и на острове Эзеле. Записки Росс. минерал. о-ва, т. LX, 1931.
28. Davidson Black. Palaeogeography and Polar Shift. Bull. Geol. Soc. of China. Vol. X, 1931.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМЛИ

§ 11. ФИГУРА ЗЕМЛИ

Современные астрономия, астрофизика и астрохимия позволяют поставить изучение истории Земли, геологию, на более точное научно-историческое основание. Без самых хотя бы кратких сведений о достижениях этих наук в настоящее время невозможно ознакомление с геологией. С другой стороны, сущность основных проблем развития Земли и процессов, из которых это развитие непрерывно слагается, в особенности процессов внутренней земной динамики, не может быть решена одной геологией. Теснейшее сотрудничество ее с рядом дисциплин, точными методами изучающих физику Земли, или геофизику, — геодезией, гравиметрией, магнитометрией, электро-, радио- и сейсмометрией и геотермикой, неизбежно и весьма плодотворно, как показала первая четверть нашего века.

Всю совокупность этих физических дисциплин и методов мы объединяем под названием прикладной геофизики, понимая под этим приложение геофизики к разрешению геологических задач. При этом в зависимости от существа этих задач применяемые геофизические методы могут и должны быть различны и соответствовать характеру и масштабу данных геологических объектов, что иногда упускается из виду. Об этих методах и открываемых ими возможностях будет сказано в главе X (§ 60), здесь же мы лишь кратко изложим основные геофизические представления, подобно тому как в главе I мы изложили основные астрономические и космологические представления. Помимо использования геофизических дисциплин в своих целях геология помогает и более рациональному их применению. Так например геодезия никогда не проникла бы в истинную природу аномалий силы тяжести и не поняла бы фигуры Земли без включения в свои представления геологических понятий. Все перечисленные дисциплины представляют собой граничные, переходные между двумя основными — физикой и геологией, и правильное установление внутренних связей между ними является одной из основных задач нашего времени.

Однако чрезмерное увлечение чисто физико-математическими построениями в геологии столь же вредно, как и пренебрежение ими. Еще 50 лет тому назад Деттон писал: «Физика одна не в силах притти к правильным выводам (о горообразовании), не зная величин тех постоянных в своих уравнениях, которые может дать только геологическое наблюдение; обе эти науки должны работать совместно, друг друга взаимно дополняя, но не подменяя».

На первый взгляд Земля представляется плоским кругом, у краев которого заходит и восходит Солнце, Луна и звезды. Таково и было представление о фигуре Земли у всех древних ученых.

Анаксагор (449 г. до н. э.) со своими учениками Периклом, Еврипидом и Фукидидом держались того же взгляда; Анаксимен считал при этом небесный свод хрустальным, к которому, подобно золотым гвоздям, прикреплены неподвижные звезды. Геродот разделял то же заблуждение. У Гомера в IX веке до н. э. находятся следующие изречения, собранные из его песнопений Шеффером: «Неизмеримая Земля имеет вид круглой равнины, окраины которой омываются первобытными водами Океана — тихо текущей глубокой

всемирной реки. На одном острове, посреди этой реки, недалеко от крайней границы Земли, живут на западе киммерийцы, во мгле и мраке, не пользуясь благотворными лучами Гелиоса, живут близ входа в царство мертвых, которое тянется под Землей в глубокой тьме. На столбах, поддерживаемых на западе Атласом, покоится словно медный свод вечное небо и распростерло свой блистающий звездами купол над материками и морями, а с противоположной стороны под Землею, ниже ада, расстилается сводом тартар. Посредине земли высится могучий, обильный пропастями Олимп, на высокой вершине которого восседают боги Эллады». Таково же повидимому было воззрение Пифагора, который впрочем думал, что Земля должна иметь совершенную форму, т. е. форму шара; научать же так впервые стал один из учеников его Филолай, современник Сократа и Парменида из Элеи (460 лет до н. э.). Аристотель впервые привел доказательства в пользу шарообразной фигуры Земли, указывая на то обстоятельство, что тень Земли, бросаемая на лунный диск, всегда кругла (а также и два других). Он уже тогда учил, что притяжение к центру Земли всюду одинаково, из чего Архимед вывел заключение, что и поверхность моря должна быть тоже шарообразною. Дикеарх составил карту мира; Гиппарх оставил систему мира, царившую более 1 000 лет; он же дал первую картографическую сетку меридианов и параллелей, нанеся на нее карту Средиземноморья. Несмотря на такие успехи, позднее Лукреций Кыр и Тацит продолжают считать Землю плоским кругом. Наконец только после первого кругосветного путешествия Магеллана (1519—1522 гг.) мнение о шарообразности Земли было окончательно и твердо установлено.

Но после того как дошли до убеждения, что Земля — шар, попытка определить размеры земного шара, а вместе с тем поверхность и радиус Земли измерением какого-нибудь определенного пространства на земной поверхности, не могла уже казаться более невыполнимою. Зная на поверхности шара длину дуги большого круга в 1° и умножив ее на 360, получим величину окружности шара. Проще всего определить длину дуги меридиана в 1°. Первый, кто действительно этим способом измерил Землю, был афинянин Эратосфен (за 200 лет до н. э.), работавший в Александрийской библиотеке. Эратосфен выбрал для измерения дугу круга между Александрией и Сиеной (теперь Ассуан) на верхнем Ниле, полагая, что оба эти пункта лежат на одном и том же меридиане (однако Сиена на 3° восточнее Александрии). Тут очевидно дело шло о двоякого рода определениях. Во-первых, нужно было определить угловую величину дуги, т. е. разность географических широт Александрии и Ассуана; во-вторых, измерить линейную величину этой дуги какой-либо единицей длины. Известно было, что в Сиене в разгаре лета Солнце не бросает тени; вырытый там колодец, знаменитый в древности, устранял в этом отношении всякое сомнение: дно этого колодца освещалось солнечными лучами *только один раз в год*, следовательно Сиена лежала под тропиком. Приняв это в соображение, Эратосфен определил для Александрии в самый долгий день, т. е. когда Солнце в Сиене стояло в зените, полуденную высоту его помощью гномона. Показанное им зенитное расстояние Солнца в 7°12′ и составляло разность широт между Александрией и Ассуаном (действительная разность широт равна 7°7′). Расстояние между этими пунктами он определил согласно караванному счету в 5 000 стадий и таким образом получил длину окружности земного шара $5\,000 \times \frac{360°}{7°12'} = 250\,000$ стадий $= 5\,408$ геогр. миль. Принимая найденную таким образом окружность, — говорит Бейер, — за меридиан, найдем излишек только в 8 миль. По Эратосфену, градус меридиана равен 140 *км* (или 131,2 версты $= 694^4/_9$ стадии, а стадия, по Плинию, равна 625 фут., хотя к сожалению истинная длина египетской стадии ныне неизвестна, она определяется от 158 до 185 *м*), что больше действительного на 27 *км* или почти на $^1/_4$ градуса [*1*]. Из этого видно, что первая попытка измерения Земли, давшая результаты, весьма близкие к современным, принадлежит Эратосфену, хотя способы его были далеко несовершенны. Второе измерение, произведенное арабами во время владычества Калифа Аль-Мамуна в 827 г. н. э. между 34 и 35° с. ш., было хуже.

Третье измерение градуса было выполнено в первый раз в Европе в 1525 г. французским медиком и математиком Фернелем [*2*], который измерил один градус меридиана, считая число оборотов колеса экипажа от Парижа до Амьена; но удовлетворительный результат, полученный им и отличающийся только на 22 *м* от новейших, приписывали лишь счастливой случайности.

Громадным шагом вперед в измерении Земли был прием голландца Виллеборда Снелиуса (1617 г.), который был основателем ныне употребляемого метода измерений градуса — *триангуляции*.

До второй половины XVII века Земля считалась правильным шаром. Но впоследствии, на основании теоретических соображений и результатов наблюдения, стали заключать об уклонении от шарообразного вида. Уже Пикар обратил внимание на некоторые данные, из которых можно было заключить, что секундный маятник следовало бы укоротить, если его перенести ближе к экватору. В 1672 г. Рише нашел, что в Кэене, лежащей под 4°56′ с. ш., парижский секундный маятник качался медленнее, так что его

нужно было укоротить на 1,25 линии для того, чтобы он снова бил секунды. Это было явным доказательством уменьшения силы тяжести к экватору. Наблюдение Рише скоро было подтверждено и другими учеными, разъяснившими также, что явление это не может быть приписано одной центробежной силе, так как для этого пришлось бы допустить скорость вращения Земли в 17 раз большую действительной; следовательно уменьшение силы тяжести от полюсов к экватору, пропорциональное квадрату расстояния от центра притяжения, зависит только от вздутия Земли на экваторе.

Оба знаменитых физика и математика того времени, Гюйгенс (1629—1695) и Ньютон (1642—1726), выводили, основываясь на наблюдениях Рише, такое следствие, что если Земля была некогда в состоянии жидкой или пластической массы, то по законам центробежной силы она не могла сделаться совершенно круглой, но на концах оси вращения, т. е. на полюсах, должна быть сплюснутой. Если допустить сплюснутость одной лишь водяной оболочки Земли, то все страны на экваторе были бы затоплены; следовательно в сплюснутости Земли должна была принять участие и твердая масса ее.

На этом основании они полагали, что фигура Земли должна представлять сфероид, сжатый у полюсов. Обозначая половину большой его оси, т. е. экваториальный радиус, через a, а малую полуось, т. е. полярный радиус, через b, получим отношение $\frac{a-b}{a}$, выражающее *сжатие сфероида*.

Учение Гюйгенса и Ньютона о полярном сжатии Земли встретило сильные возражения, в особенности со стороны обоих парижских астрономов Кассини, которые на основании некоторых не совсем точных градусных измерений утверждали, что Земля — сфероид вращения, но не с полярным, а с экваториальным сжатием.

Для разрешения этого спора французская академия снарядила две знаменитые экспедиции, из которых одна отправилась к экватору, а другая — к полярному кругу. В 1735 г. Буге и Кондамин отправились в Квито (Южная Америка) измерять градус меридиана под экватором, а Мопертюи и Клеро в 1736 г. — в Лапландию, чтобы произвести подобное же измерение у полярного круга.

Мопертюи нашел, что длина одного градуса меридиана в Лапландии равна 57 437 туазам; в Перу, по Буге и Кондамину, длина эта только 56 753 туазов, следовательно дуга меридиана в 1° под экватором оказалась на 684 туаза короче, чем у полярного круга, или, все равно, длина градуса увеличивается от экватора к полюсу. Все бывшие сомнения исчезли, и теория Ньютона о сжатии Земли у полюсов окончательно подтвердилась, равно как и то, что форма Земли — не шар, а сфероид со сжатием около $\frac{a-b}{a} = {}^1/_{300}$, так что разность между экваториальною и полярною полуосями $(a-b)$ достигает значительной величины — около 20 *км*. Доказанность правильности воззрений Ньютона о сплющивании полюсов Земли не влечет однако за собой обязательности признания ее жидкого или пластического состояния, так как лорд Кельвин доказал, что если бы даже Земля состояла из литой стали, то все же центробежная сила, вызванная ее вращением, должна была обусловить сплющенность полюсов. Если принять точку зрения Дж. Дарвина, что скорость вращения Земли ранее была больше, то и сплющивание могло тогда быть большим.

С тех пор были произведены различными государствами многочисленные градусные измерения не только по меридиану, но и по широте.

До 1789 г. во всей Европе царил невероятный хаос мер, и уже с XV века передовые умы начали думать над возможностью его устранения введением единообразия мер. Но лишь после взятия Бастилии, по предложению Талейрана, Национальное собрание выделило комиссию (10 мая 1790 г.) в составе выдающихся ученых-математиков Борда, Кондорсэ и Монжа, геометра Лагранжа и астронома Лапласа для разрешения этой задачи мер.

Комиссия 19 марта 1791 г. внесла в Собрание свое предложение об «естественной единице длины» — метре, которая и была окончательно принята после измерений Мешеня и Деламбра как одна десятимиллионная часть четверти окружности Земли. Эти измерения меридиана между Дюнкерком и Барселоной в условиях гражданской войны отличались чрезвычайной трудностью и потребовали громадной выдержки и мужества их исполнителей. Введение метра однако было декретировано Конвентом еще до окончания точных измерений, 1 августа 1793 г., по предложению профессора математики Арбогаста при председателе Дантоне, не только как практическое, но и политическое мероприятие, которое должно было закрепить собой единство молодой Республики, с обязательным введением в жизнь с 1 июля 1794 г. Однако потребовалось много лет (до 1840 г.) для того, чтобы метр действительно утвердился даже во Франции, и лишь в 1870 г. возникла международная комиссия мер и весов, в задачи которой входило распространение метрической системы во всем мире. Тем не менее и до сих пор в таких больших странах, как США и все английские владения, не говоря о некоторых менее цивилизованных, метрическая система к большому ущербу для всех международных научных мероприятий еще не введена.

Последующие измерения показали, что практикуемый метр меньше действительного почти на 0,2 *мм*. Между всеми градусными измерениями особенно замечательны как по обширности, так и по точности англо-индийские и русские. Первые обнимают дугу в 23°50′ от Калпаппура у подошвы Гималаев до Куданкулама на мысе Комарин. Русские же измерения, произведенные по инициативе и под руководством Струве и Теннера, обнимают еще большую дугу в 25°20′ от устья Торнео-Фугленас (70°40′11″.3 с. ш.) до Старонекрасовки на Дунае (45°20′2″,8 с. ш.). Результаты этого величайшего по протяжению градусного измерения по меридиану вошли во все последующие определения вида и размеров Земли. Но кроме того русские ученые произвели замечательные измерения дуги меридиана на Шпицбергене (под руководством акад. Ф. Чернышева) и по широте, которые до сих пор составляют главную часть международного геодезического предприятия по измерению 52-й параллели. Оно начинается от Хаверфордвеста в Англии, проходит через Англию, Бельгию, Германию, Польшу и Европейскую часть СССР и тянется до Орска на Урале. Общая длина этой огромной дуги составляет 63°41′, причем на долю Европейской части СССР приходится почти $^2/_3$, именно 39°24′. Выбор 52-й параллели был сделан потому, что в этом направлении материк Европы представляет наибольшее протяжение по долготе. Измерения эти продолжались около 15 лет и, несмотря на страшные трудности, например при работах в Полесьи, где приходилось возводить тригонометрические знаки до 40 *м* и более высотою, закончены были еще в 1872 г., вычислены и напечатаны под общим руководством покойного нашего геодезиста Н. И. Стебницкого [*1*].

В последнее двадцатилетие было сделано новое градусное измерение по меридиану Ленинград — Одесса Военно-топографическим управлением.

На основании градусных измерений давно пытались определить величины главнейших элементов земного сфероида. Еще Бессель в 1841 г. определил сжатие в $^1/_{299}$, т. е. полярный радиус короче экваториального на 2,88 геогр. мили. Кларк определил его в 1866 г. в $^1/_{295}$ и в 1880 г. — $^1/_{293}$, Фай — в $^1/_{292}$, Бонсдорф — в $^1/_{298,6}$, а Гельмерт в 1906 г. — в $^1/_{298,3}$, т. е. почти подтвердил величину, найденную Бесселем, а кроме того Вальбек, Шмидт, Эри и Джемс получили независимо один от другого результаты, так превосходно согласующиеся между собою, что каждый из них, если бы не было других, мог считаться полным решением вопроса. В 1926 г. собранием международной Геодезической ассоциации в Мадриде был принят за международный сфероид Хейфорда с величиной сжатия 1 : 297.

По окончании больших градусных измерений между прочим обнаружилось, что уклонения отдельных определений от общего вывода зачастую превосходят возможные ошибки наблюдений, из чего необходимо было заключить, что общий вид Земли не есть правильный сфероид, а представляет тело, лишь в общих чертах похожее на сфероид. Повторилось то же, что случилось в начале XVIII века, когда убедились, что Земля — не шар, а сфероид. Как шар был достаточным первым приближением для представления вида всей Земли (и теперь еще принимается во многих приближенных вычислениях), так сфероид оказался вторым, хотя уже гораздо более точным, приближением. Истинный же вид всей Земли остается пока неизвестным и во всяком случае гораздо более сложным, чем предполагали до сих пор.

Скорее лишь с точки зрения исторического интереса следует еще упомянуть несколько гипотез о форме Земли приверженцев правильного ее геометрического вида.

В 1875 г. Л. Грин [2] выдвинул свое учение о тетраэдрической форме Земли, как имеющей наименьший объем при наибольшей площади, — наиболее близок шару именно гексакис — тетраэдр. Вершины земного тетраэдра, по Грину, приходятся на местах четырех главных материковых масс: Европа — Африка, Австралия — Азия, Америка и Антарктика. Лишь четверть века спустя гипотеза Грина обратила на себя внимание и была поддержана несколькими геологами, хотя и в видоизменениях, а именно [2] Грегори, М. Бертраном, Б. Эмерсоном, М. Леви, Лаппараном и наконец Арльдтом. Но чрезвычайно произвольное изменение и приложение гипотезы Грина приводится бельгийским астрономом Принцем в доказательство ее несостоятельности. Гипотеза Грина весьма малоправдоподобна прежде всего потому, что предполагаемые выступы углов тетраэдра слишком несоразмерно малы по сравнению с радиусом Земли.

Все попытки сравнить форму Земли с какой-либо правильной геометрической фигурой — шаром, эллипсоидом вращения, тетраэдром и т. п., оказываясь тщетными, приводят нас к выводу, что Земля — тело геометрически неправильное. Наблюдения над маятником приводят нас к тому же результату. В таблице 5 сопоставлены результаты вычислений разных ученых.

Таблица 5

Вычислитель	Год	Большая полуось a *м*	Малая полуось b *м*	Сжатие	Длина четверти меридиана *км*
Деламбр	1800	6 375 653	6 356 564	1 : 334,0	10 000 000
Вальбек	1819	6 376 896	6 355 833	1 : 302,8	10 000 268
Шмидт	1830	6 376 945	6 355 521	1 : 297,6	10 000 061
Эри	1830	6 377 491	6 356 184	1 : 299,3	10 000 976
Бессель	1841	6 377 397	6 356 079	1 : 299,2	10 000 856
Теннер	1844	6 377 096	6 356 015	1 : 302,5	10 000 568
Кларк	1856	6 377 862	6 356 465	1 : 298,1	10 001 515
Кларк	1858	6 378 552	6 356 697	1 : 291,9	10 002 300
Шуберт	1861	6 378 547	7 356 011	1 : 283,0	10 001 768
Кларк	1861	6 378 254	6 356 614	1 : 294,8	10 001 949
Пратт	1863	6 378 245	6 356 643	1 : 295,3	10 001 924
Кларк	1863	6 378 288	6 356 620	1 : 294,4	10 001 902
Вилларсо	1865	6 378 204	6 355 881	1 : 285,8	10 001 334
Кларк	1866	6 378 206	6 356 584	1 : 295,0	10 001 887
Фишер	1868	6 378 338	6 356 230	1 : 288,5	10 001 714
Листинг	1872	6 377 365	3 355 298	1 : 289,0	10 000 218
Поодан	1878	6 377 757	6 355 500	1 : 286,5	10 000 681
Кларк	1880	6 378 249	6 356 515	1 : 293,5	10 001 869
Бонсдорф	1888	—	—	1 : 298,592	—
Каркиесс	1891	6 377 972	6 356 727	1 : 300,2	10 001 816
Жданов	1893	6 377 717	6 356 433	1 : 299,7	10 001 389
Хейфорд	1909	6 378 988	6 356 909	1 : 297 0	—

Для русских геодезических работ имели значение сфероиды Вальбека, Бесселя и Кларка, размеры которых принимались при вычислении координат точек русских триангуляций. Сфероиды Жданова и Бонсдорфа вычислены, пользуясь данными русских градусных измерений по меридиану и двум параллелям 52,0° и 47½° с. ш.

Средний радиус Земли — 6 368 *км*.

Вероятная ошибка в определении величины среднего радиуса Земли равна $\frac{1}{7000}$, т. е. 910 *м*, а это в свою очередь дает ошибку в исчислении поверхности Земли, равную около 7 000 *км*^{2}, тогда как площадь о-ва Кипра равна 9 000 *км*^{2}. Вследствие этого стали вообще сомневаться в точности добытых результатов, и эти сомнения получили еще более прочное основание, когда стали приписывать надлежащее значение результатам, добытым из наблюдений над качанием секундного маятника. В настоящее время эти сомнения породили много новых исследований и вычислений, которые привели к совершенно новым заключениям относительно вида Земли и морского уровня в особенности.

С помощью маятника можно определить напряжение силы тяжести на экваторе и под различными широтами: выражая формулой Клеро это напряжение, можно найти его и на полюсах:

$$\frac{\Delta g}{g_0} + \alpha = 2{,}5\,\frac{f}{g},$$

где Δg приращение силы тяжести от экватора к полюсу, α — сжатие, g_0 — сила тяжести на экваторе.

Отношение между центробежной силой и напряжением силы тяжести на экваторе, т. е. $\frac{f}{g_0} = \frac{1}{289}$, следовательно остается только определить напряжение силы тяжести на экваторе и на полюсе или вернее найти закон приращения этой силы по направлению к полюсу, чтобы определить α — величину сжатия, которая на основании многочисленных наблюдений оказалась равной $\frac{1}{287{,}8}$.

Число колебаний постоянного маятника, например лондонского секундного, в зависимости от широты места выражается уравнением:

$$N\varphi = N_0 + y \sin^2 \varphi,$$

где $N\varphi$ означает число колебаний в сутки и в широте φ, N_0 — на экваторе, y — постоянный коэфициент, определенный с большою точностью из многих наблюдений. По этой формуле можно вычислить число колебаний лондонского маятника в местах, в которых число колебаний измерялось опытом. При сравнении вычислений и наблюдений оказалось, что они более или менее разнятся. Единственной причиной тому может быть только то, что силы тяжести в этих местах отступают от теоретической в ту или другую сторону.

Заставляя качаться один и тот же маятник под различными широтами и определяя с возможно большею точностью число колебаний в течение средних солнечных суток, получим, что *напряжения силы тяжести относятся как квадраты чисел колебаний*. Изменяя же длину маятника так, чтобы он во всяком данном пункте земной поверхности бил секунды, найдем, что *силы тяжести относятся как длины маятников*.

Подобного рода изыскания были произведены во многих местах земного шара, и даже с этой целью были снаряжаемы особые экспедиции. Рядом первых наблюдений мы обязаны англичанину Сэбину, наблюдения которого в начале XIX века над маятником простираются от 15° ю. ш. через экватор, почти до 80° с. ш. (до Шпицбергена), и Литке на островах Тихого океана. Так как из этих многочисленных наблюдений на уровне моря можно было найти величину убывания силы тяжести от полюса к экватору, то получились следующие значения для длины секундного маятника и для соответствующих ускорений силы тяжести (таблица 6).

Таблица 6

Географическая широта	Длина секундного маятника *мм*	Ускорение силы тяжести *м*
0°	990,94	9,78009
45°	993,51	9,80552
90°	996,08	9,83089

Величина сжатия или, все равно, знаменатель сжатия, определенный маятником, равный 287,8, значительно отличается от величины сжатия, определенной по градусным измерениям (297,0).

Из сравнений результатов определений сжатия Земли мы приходим к заключению, что два способа определения приводят к числам, весьма несогласным между собою; при-

чина заключается не в случайных ошибках наблюдений того или другого рода, потому что эти ошибки, как видно по сличению чисел, меньше, чем разность между вероятнейшими выводами из двух способов определений. Разность эта станет понятна, если просмотреть наблюдения над маятником, которые показывают, что вывод их несогласен с теорией и что в одних местах маятник показывает большую силу тяжести, а в других меньшую против рассчитанной для отдельных широт.

Степень притяжения океанов материками, ранее сильно переоценивавшаяся, на самом деле ничтожна благодаря быть может меньшей плотности материковых частей земной коры сравнительно с океаническими. Этим скорее всего и объясняются столь непонятные аномалии маятника при движении внутри материков от их окраин. *Гравиметрия* ныне *является* несомненно весьма *важным орудием для разрешения как основных тектонических проблем, так и для изучения фигуры Земли* (см. § 12 и 60) [*4*, *5*, *6*, *7*].

Выше уже было сказано, что общий вид Земли не есть правильный сфероид. Поверхность Земли воображаемая (т. е. потенциалов силы тяжести) названа *геоидом*. Она определялась Листингом как поверхность, которую принимает уровень воды в океанах и в мысленно проведенных каналах, сообщенных с морем и прорезывающих материки по всем направлениям. Поверхность эта неправильная и вообще выпуклая; на материках она повышается, а на океанах опускается. *Поверхность геоида во всех точках Земли перпендикулярна к направлению отвеса.* Превышение геоида над сфероидом на материках, а также понижение его на океанах достигает 50 *м*. Таким образом вся амплитуда отклонений геоида от сфероида не превосходит 100 *м* и по сравнению с размерами Земли ничтожна. На рис. 32 видно положение поверхности геоида по отношению к физической поверхности Земли.

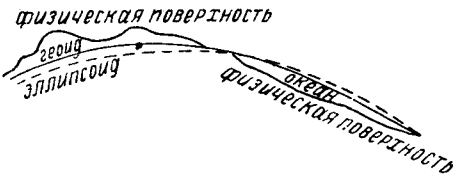


Рис. 32. Соотношение физической поверхности Земли, эллипсоида и геоида Земли по Тверскому.

Вопрос о правильности определения геоида, сделанного Стоксом в 1850 г., до сих пор не может быть решен удовлетворительно из-за отсутствия достаточного количества определений силы тяжести, а главное из-за крайне неравномерного распределения и тех, которые имеются. На океанах гравиметрические наблюдения стали удовлетворительно производиться лишь в самые последние годы, некоторые же части света, например Африка, Южная Америка и Австралия, их почти лишены. Все данные собственно относятся лишь к Европе, некоторым частям Азии и Северной Америке, что составляет лишь 3% земной поверхности! Южное полушарие гравиметрически нам вообще неизвестно. Анализ всего имеющегося материала, произведенный в 1934 г. финским геофизиком Хирвонен, давшим вместе с тем наиболее полное изложение вопроса о геоиде, приводит все же еще к неутешительным в смысле решения его выводам. Лишь широко поставленная систематическая международная работа по накоплению и анализу гравиметрических наблюдений в течение достаточного периода времени сможет подвинуть важный вопрос для геодезии, геологии и астрономии об истинной форме Земли.

Итак история изучения фигуры Земли распадается на три главных периода, если не считать древнейших представлений о виде и величине Земли: первый период — до конца XVII века, когда Землю считали правильным шаром; второй период — с конца XVII до начала XIX века, когда ее считали правильным сфероидом: третий период — настоящее время, когда убедились, что в общем Земля хотя и близка к сфероиду, но все-таки представляет неправильную фигуру геоида, выяснить который во всех деталях составляет благодарную задачу XX века.

§ 12. ПЛОТНОСТЬ ЗЕМЛИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НА НЕЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ[1]

В § 11 были изложены методы, с помощью которых был определен общий вид нашей планеты и которые привели к уяснению величины ее поверхности и объема. Теперь нам предстоит решить вопрос о ее *массе*, которая выражается *произведением плотности Земли на объем.* Астрономия научает, как определить относительные массы Солнца, планет и их спутников, а зная это, по известной абсолютной массе одного из небесных тел, например нашей Земли, найдем плотность и других тел солнечной системы, ибо объемы их получаются измерением видимого диаметра и определением их расстояний. Поэтому знать среднюю плотность Земли важно не только для геолога, который старается составить себе представление о внутреннем состоянии Земли, но также и для астронома, которого это приводит к заключениям о физическом строении отдельных небесных тел.

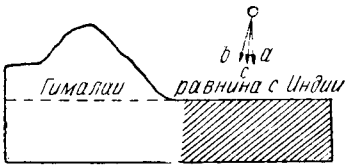


Рис. 33. Влияние дефекта плотности горного хребта на отклонение отвеса (в Гималаях).

a—правое положение отвеса, истинно-вертикальное; *b*—левое положение отвеса—должно было быть теоретически—вследствие притяжения его горной массой, если бы плотность ее была однородна с плотностью масс, слагающих равнину (сев. Индию), заштрихованных для наглядности; *c*—среднее положение отвеса, которое действительно наблюдается. Все углы отклонения отвеса преувеличены.

Спрашивается теперь, как разрешить задачу об определении средней плотности Земли, так как очевидно речь может итти только о средней плотности, ибо Земля состоит из веществ весьма различных по весу. Нельзя разумеется предположить, что средняя плотность Земли приблизительно равняется средней плотности составных частей земной поверхности, ибо заключение, что ядро Земли представляет один и тот же состав и одну и ту же плотность, как и ее поверхность, а priori было бы несправедливо и, как увидим ниже, действительно вполне ошибочно.

Закон тяготения дает нам средство определить отношение всей массы Земли к массам определенной величины и отсюда уже вывести абсолютную массу самой Земли. Закон тяготения выражается так: *взаимное притяжение двух тел прямо пропорционально массе и обратно пропорционально квадрату расстояния их центров притяжения* (центров тяжести). Поэтому, подвергнув какое-нибудь определенное тело сначала действию массы Земли, а затем действию другой достаточно большой массы, найдем отношение к ней массы Земли.

Так как масса Земли значительно превосходит все другие массы, которые могут служить для подобных опытов, то очевидно, что в данном случае приходится прибегнуть к весьма точным измерениям и к весьма чувствительным приемам и что при производстве подобных опытов трудно избежать влияния незначительных погрешностей.

Уже Ньютон советовал определять плотность Земли измерением отклоняющего действия большой горной массы на отвес. Поместив отвес близ горы, замечают, что вследствие притягательного действия ее массы он отклоняется от вертикального положения к центру тяжести горы, а по величине этого отклонения можно вывести соотношение между массами горы и всей Земли. Умея же определить объем и плотность горы, не трудно найти этим способом и плотность самой Земли, которая равна 4,7. Первое такое определение произвел английский астроном Маскелайн в 1774 г. (рис. 33).

Можно также вычислить уменьшение силы тяжести с удалением от поверхности Земли. Если подниматься на высокую гору и определять уменьшение силы тяжести по наблюдениям над продолжительностью качания маятника, то на это уменьшение имеет влияние масса горы; разность между вычисленным и наблюденным уменьшением силы

[1] См. главу X.

тяжести выражает величину этого влияния. Так находится отношение горной массы к массе всей Земли. Но и это определение страдает от неточности определения формы и плотности горы. В 1824 г. Карлини нашел по колебаниям маятника на Мон-Сени, что плотность Земли равна 4,84.

Совершенно подобным же образом, но только опустив маятник на дно глубокой шахты, можно по изменению продолжительности качания маятника найти плотность Земли.

Этим способом (1882—1883 гг.) воспользовался австрийский геодезист Штернек [8], определивший плотность Земли по наблюдениям над качанием маятника в шахте Адальберт (серебряный рудник Пршибрам в Богемии) равной 5,77. Определения Вильзинга дали также близкий результат.

Штернек производил наблюдения на разных горизонтах, причем крайние места наблюдения отстояли по высоте на 972,5 *м*. Плотность горных пород в руднике определена с большою тщательностью известным геологом Почепным и найдена $L = 2{,}75$. В таблице 7 совмещены результаты наблюдений Штернека.

Таблица 7

№ станции	Места наблюдений	Высота над уровнем моря *м*	Толщина земного слоя h *м*	Расстояние от центра Земли r *м*	Время качания маятника сек.	Ускорение силы тяжести *м*
1	Поверхность Земли . .	+ 509,1	0	6,370000	0,5001650	1,0000000
2	В шахте	— 6,9	516	6,369484	0,5001535	1,0000461
3	„ „	— 238,8	747,9	6,369252	0,5001475	1,0000700
4	„ „	— 463,4	972,5	6,369027	0,5001408	1,0000903

На основании этих наблюдений по формуле

$$\frac{L}{D} = \frac{2}{3} - \left(1 - \frac{s}{s_0}\right)\frac{r}{3h},$$

где L — плотность пород в шахте, т. е. 2,75, D — средняя плотность Земли, r — радиус Земли, s и s_0 — ускорения силы тяжести, исправленные на центробежную силу, h — глубина места наблюдения, получаются следующие величины для плотности Земли:

Из соединения 1 и 2 станций . . . . . $D = 5{,}71$
» 1 и 3 » . . . . . $D = 5{,}81$
» 1 и 4 » . . . . . $D = 5{,}80$

В среднем $D = 5{,}77$.

Кроме определения плотности Земли при помощи сравнения с притяжением горы и наблюдения над маятником существуют еще более точные два способа: при посредстве крутильных весов Куломба, примененных Кавендишем [9], и простых весов, примененных Жолли [10].

Крутильные весы Куломба давно уже известны в физике и применялись для определения небольших притяжений и отталкиваний: например Митчель измерял ими силу удара солнечного луча; Крукс на том же принципе изобрел известный радиометр, и только Кавендиш применил их для измерения плотности Земли.

Этим способом [11] Кавендиш нашел $D = 5{,}48$, т. е. весьма близко к определению Штернека. После того Рейх сделал множество определений тем же способом и получил тоже близкие результаты, а именно: от 5,49 до 5,58. Бальи из 2 000 опытов вывел число 5,66, а Корню и Бальи [12] получили летом 1882 г. $D = 5{,}56$, а зимою 5,50.

Таким образом способ этот, хотя и не безусловно совершенный, тем не менее принадлежит к довольно точным.

Но еще более простым и точным считается способ Жолли, основанный на употреблении простых, но весьма чувствительных весов (с точностью до 0,001 *мг*), чашки которых находятся не в одной плоскости, но разнятся по высоте от 20 до 25 *м* (в определениях Жолли на 21,665 *м*). Опыт производят так: кладут какое-нибудь тело массою M на верхнюю чашку весов, уравновешивают их и получают вес его a_1; затем перекладывают это тело на нижнюю чашку весов, где очевидно притяжение Земли действует сильнее, и кроме того для увеличения притяжения под нижней чашкой ставят большой свинцовый

шар (радиусом 9.4975 *м*, весом 5,775 *кг*) и находят вес a_2, тогда $a = a_2 - a_1$ определяет силу притяжения свинцового шара; зная же вес его, плотность и пр., легко определить плотность Земли.

Жолли получил $D = 5{,}692$, с вероятною ошибкою $\pm 0{,}068$.

Этим же способом английский физик Пойнтинг [*13*], сделавший 11 определений, получил в среднем 5,49.

Пойнтинг, сопоставляя все, что сделано по вопросу о плотности Земли, дал следующую интересную таблицу, в которой сведены результаты всех определений средней плотности Земли, сделанных до него.

Таблица 8

Годы	Наблюдатель	Метод	Средняя плотность Земли
1774—1776	Маскелайн и Гюттон	Отклонение отвеса горою Шехальен	4,5—5
1865	Джемс и Кларк	То же	5,316
1821	Карлини	Маятник с горн. массой	4,39—4,95
1880	Менденголл	„ „ „	5,77
1854	Эри	Маятник в рудниках	6,565
1883	Штернек	„ „	5,77
1885	„	„ „	почти 7
1797—1798	Кавендиш	Крутильные весы	5,448
1837	Рейх	„ „	5,49
1840—1841	Бальи	„ „	5,674
1852	Рейх	„ „	5,583
1870	Корню и Бальи	„ „	5,50—5,56
1879—1880	Жолли	Обыкновенные весы	5,69
1878—1890	Пойнтинг	„ „	5,49
1886—1888	Вильзинг	Маятниковые весы	5,579

Из всех определений [*14*] различными способами получаются довольно близкие между собою числа, и потому *в среднем принимают плотность Земли равною 5,5* (точнее $5{,}52 \pm 0{,}01$).

Такая плотность превышает удельный вес даже магнитного железняка (4,9—5,2), и так как средняя плотность известных нам пород, слагающих земную кору, не превышает 3,3:

гранит, гнейс	2,5—2,7
базальт, диабаз	3,3
известняк, песчаник	2,5—2,8

и даже 2, если принимать огромное количество воды, то естественно допустить, что внутренность Земли состоит из весьма плотных или тяжелых веществ.

До сих пор однако закон возрастания плотности с глубиною не определен, хотя попыток в этом отношении было сделано много; так кроме данных Штернека, Лежандр и Лаплас показали, что плотность возрастает с давлением; если на поверхности $D = 2{,}5$, то на половине радиуса $D = 8{,}5$, а в центре Земли $D = 11{,}3$. Рише принимал для поверхности $D = 2{,}1$, на половине радиуса 8,5, в центре 10,6, т. е. почти равную плотности серебра. Штанф [*15*], принимая плотность земной коры в 1,3238, получал плотность центра — 11,9095.

Принимая плотность земной коры на поверхности 2,66, получают:

В центре Земли	11,3
На глубине 5 000 *м*	10,8
» » 2 500 »	7,4
» » 1 300 »	5,0
» » 800 »	3,75
» » 500 »	3,3
» » 60 »	3,2

Величину давления в центре Земли определяют в $3 \cdot 10^6$ млн. *ат*, а в нижних частях коры — в 30—60 тыс. *ат*, причем уже на глубине 50 *км* оно равно во всех направлениях, т. е. гидростатическое.

Клусман [*16*], принимая плотность земной коры в 3,4, получает плотность ядра в 9,2, а промежуточной зоны в 6,0, или если для коры 3,0, то для ядра 8,4, а для промежуточной зоны 7,2. Интересно сопоставить вместе среднюю плотность всех членов нашей солнечной системы:

Солнце	1.38—1.4
Меркурий	6,4 —6.7
Венера	5,0 —5,9
Земля	5,52
Марс	5,3
Юпитер	1,25—1.1
Сатурн	0,72—0,8
Уран	1,1 —1,92
Нептун	1,3
Луна	3,0 —3,4
Метеориты	2,0 —7,0

Астроном Вильдт (Геттинген, 1934) высказал предположение, что Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун покрыты очень мощными ледяными покровами, плотность же внутренних их частей равна 5,5.

Понятие о силе тяжести[1] нельзя смешивать с нагрузкой вышележащих масс: первая уменьшается от поверхности к центру Земли, где доходит до нуля, а вторая наоборот увеличивается, достигая в центре своего максимума 3 млн. *ат*.

С поверхности Земли однако сначала сила тяжести увеличивается соответственно уменьшению расстояния до центра, вплоть до глубины 1 000 *км*: 1 000 *кг* на поверхности должны весить на этой глубине 1 040 *кг* вследствие уравновешивающего, обратного притяжения вышележащих масс. Ниже к центру идет уменьшение. За единицу измерения силы тяжести принята величина ускорения ее или ускорения свободно падающего на поверхности Земли тела, равная в среднем 9,8 *м/сек*. Она подвержена однако существенным отклонениям в обе стороны от средней величины как в зависимости от географической широты (ввиду того что Земля не шар, см. выше), так и местных изменений плотности и залегания горных пород. Эти отклонения нормальной величины силы тяжести, или аномалии ее (гравианомалии) при тщательном анализе являются важным показателем различных нарушений в теле Земли и следовательно одним из методов геологического исследования. Сила тяжести активна в приложении к падающему телу и потенциальна, если тело не может падать; величина этой потенциальной энергии равна следовательно той энергии, которую тело развило бы, падая к центру Земли, и поэтому пропорциональна расстоянию до него.

Сила тяжести на земной поверхности распределена, вообще говоря, неравномерно: в одних местах она показывает избыток, в других — недостаток по отношению к теоретически вычисленной для каждой данной точки. В общем первое явление наблюдается в областях океанов, а второе — в областях континентов, причем наибольшие недочеты (дефекты) масс приурочиваются к горным складчатым областям. Лишь за последние 25 лет геологами обращено большое внимание на аномалии силы тяжести, хотя

[1] О геологическом значении аномалий силы тяжести см. § 60 главы X.

факты эти известны уже очень давно. Первый, кто вообще стал наблюдать отклонение отвеса и изменения силы тяжести в данном месте под влиянием «космических» сил, был знаменитый М. В. Ломоносов. Самая постановка вопроса и предложенная им программа наблюдений в мировом масштабе свидетельствуют о глубоком интуитивном понимании им, как он выражался, «натуральных, потаенных действий». Изучение внутреннего строения Земли первоначально пошло по направлению изучения деформаций Земли под влиянием лунно-солнечного притяжения, для чего довольно давно уже стали производиться наблюдения над колебанием отвеса. Так в 1892 г. Кортаци произвел такие наблюдения в г. Николаеве, а в 1904 г. — А. Орлов в б. Юрьеве. В 1911 г. Международная сейсмологическая ассоциация на очередном конгрессе постановила произвести эти наблюдения в мировом масштабе в различных районах.

Для непосредственных геологических выводов однако гораздо важнее результаты, которые можно извлечь из наблюдений над распределением силы тяжести на земной поверхности. Из наблюдений над силой тяжести на основании формулы Клеро и Гельмерта вычисляется сжатие земного сфероида, которое равно 1 : 297. В согласии с геодезическими измерениями эти наблюдения дают возможность определять фигуру Земли, рассматривая ее как фигуру равновесия (см. § 11). Напряжение силы тяжести определено уже в большом числе точек земной поверхности в разных частях света и на океанических островах, а за последнее время и в океанах, особенно методом с подводных лодок (Венинг-Мейнеса). Для того чтобы наблюдения в различных точках были сравнимы между собой, необходимо ввести ряд поправок к наблюдаемым значениям.

Во-первых, прежде всего надо принять во внимание, что сила тяжести изменяется по мере удаления от земной поверхности, поэтому наблюдения, произведенные на разных высотах над уровнем моря, надо привести к одному уровню. Обычно их приводят к уровню моря, что называется поправкой за высоту.

Во-вторых, надо принимать во внимание притяжение промежуточных масс, расположенных между действительными горизонтами и уровнем моря. В особых случаях приходится вводить поправку на рельеф местности: в гористых местах, долинах и т. д. К этим поправкам мы ниже вернемся (§ 60). На основании большого числа наблюдений, приведенных к уровню моря, Гельмерт вывел формулу для нормального распределения силы тяжести на земной поверхности в зависимости от географической широты. В действительности были обнаружены следующие факты. Наблюдаемые значения силы тяжести, исправленные за высоту и промежуточные слои, обычно оказываются ниже нормального значения на суше, на больших высотах и т. д. Наоборот на океанических островах, на побережьях и в низменностях они более нормального. Это обстоятельство было объяснено (см. выше) тем, что в общем избыток масс на земной поверхности над уровнем моря сопровождается недостатком масс или недостатком плотности и наоборот — недостаток масс на поверхности земной коры сопровождается избытком плотности в нижележащих слоях. Этот факт привел к учению о так называемой *изостазии* (равновесии) *земной коры.*

Идея изостазии возникла именно на основе первых наблюдений над аномалиями силы тяжести (над отклонением отвеса) в области Индо-Гангской аллювиальной равнины еще в 1855 г. Попытки теоретического объяснения этих явлений почти одновременно были даны сначала Праттом, а затем Эри. Этим было положено начало двум направлениям теоретической мысли, сохраняющимся по существу и до настоящего времени. Согласно Пратту, поверхность Земли сложена породами различной плотности: в области морей и океанов плотность пород значительно больше, чем в области материков, а особенно гор. Если мы представим себе поверхность Земли сложенной из

равновеликих по основанию призм, то объем каждой такой призмы в области океана будет меньше, чем в области материка и тем более в области горных хребтов (рис. 34). Масса же каждой такой призмы должна быть одинакова; отсюда естественно, что плотность материи будет в призме большого объема меньшей и наоборот. Крайнее выражение взглядов Пратта в настоящее время мы видим в воззрениях Вегенера и Джоли, которые считают, что дно океанов сложено из Sima[1] (базальта) с удельным весом 3, а материки — из Sial[1] с удельным весом 2,5—2,7. Согласно же Эри земная кора при одинаковой плотности (δ) имеет неравномерную толщину и плавает на жидкой массе (рис. 35). Явления изостазии объясняются компенсацией вследствие различия в размерах составных частей различной плотности изостатических призм: в области океанов изостатическая призма состоит из столба воды, относительно небольшого столба Sial и значительного столба Sima; в области материков она состоит из значительного столба Sial и равного ему или немного меньшего столба Sima; наконец в области нагорий вся изостатическая призма почти нацело состоит из Sial, имея в некоторых случаях ничтожное

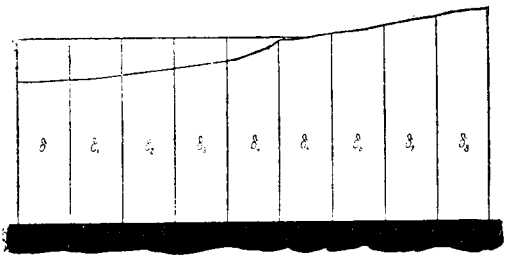


Рис. 34. Идея изостазии по Пратту.

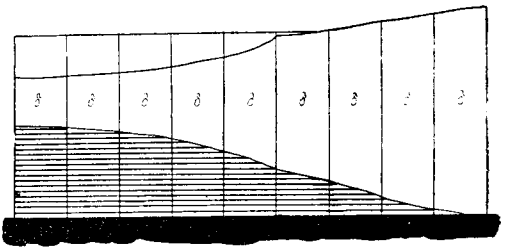


Рис. 35. Идея изостазии по Эри.

добавление из Sima. Таким образом тяжелая Sima в области океанов лежит ближе к поверхности, чем в области материков, а тем более гор. Наблюдаемое напряжение силы тяжести для каждой данной точки обычно приводится к поверхности идеального сфероида, поверхность которого лежит в общем выше уровня океанов и несколько ниже уровня материков.

Идея Пратта больше привлекает геодезистов, тогда как для геологов ближе и естественнее гипотеза Эри, предполагающая сравнительно равномерную плотность соседних частей земной коры. Гипотеза Пратта предполагала неравномерное застывание различных частей (столбов) земной коры, в результате чего плотность их была различна. Не говоря о несоответствии этого основным идеям космологии и геологии, гипотеза Пратта предполагает в дальнейшем полную неизменяемость земной коры и поверхности, что также конечно совершенно не может быть нами разделяемо. По гипотезе Эри отдельные части земной коры погружены на различную глубину в пластический подкоровой слой, так сказать в нем плавая. Таким образом правильнее считать, что *самое понятие изостазии*, т. е. уравновешивание глыб земной коры, *соответствует именно гипотезе Эри*. Впервые однако эта идея была выражена еще Гершелем в 1837 г. в частном письме, адресованном им Ляйэлю.

Целый ряд геодезистов, преимущественно американских (особенно Хейфорд), детально вычислили глубину залегания изостатической поверхности, которую определили однако различными цифрами от 70 до 120 *км*. В отношении самого понятия о теории изостазии до последнего времени не имеется единого отчетливого взгляда. Обыкновенно неправильно считают Деттона [17] автором теории изостазии; он лишь первый применил в 1889 г. это слово для существовавшего уже ранее понятия для объяснения горообразования (см. главу X). Равным образом неправильно считают изостатическую теорию за

[1] Сокращенно от Si — кремний, Ma — магний, Al — алюминий.

горообразовательную тектоническую теорию: о причинах тектонических изменений теория изостазии не дает ясного ответа, представляя собою лишь часть большой проблемы тектогенеза, к тому же часть сравнительно второстепенную. Столь же неправильно связывать причину аномалий силы тяжести и основанные на ней тектонические рассуждения обязательно с вопросом изостазии, так как этим путем лишь неправильно устанавливается определенное решение большой задачи, которая может быть решена совершенно другим путем (см. главу X). Наоборот именно данные по изучению силы тяжести дают важный критерий для анализа теории изостазии. Именно от результатов изучения силы тяжести (которые проще называть далее гравиметрическими наблюдениями) геология может получить как подтверждение своих собственных наблюдений, так и критику и побуждение для постановки новых проблем. В этом направлении первые геологические конкретные результаты стали получаться только весьма недавно. Основной в этом направлении явилась первая работа Коссмата (1921), сопровождавшаяся рядом других работ того же автора. Затем имеются работы Борна, Швиннера и некоторых других геологов.

В противовес теории изостазии в 1925 г. Г. Н. Фредерикс [*18*] выдвинул другое объяснение: материки представляют собою вздутия на поверхности магматического сфероида, обусловленные скоплениями газов. Наибольшие скопления газовых масс предполагаются под горными странами. Как известно, газ, обладая весьма значительным объемом, обладает малой массой, а следовательно малой плотностью. Поэтому магма, насыщенная газами, будет обладать меньшей плотностью, чем магма ненасыщенная, причем плотность ее будет обратно пропорциональна величине насыщения. Отсюда следует, что под материками в магматической области будет действительный дефект массы, который зависит от присутствия газа. Согласно воззрениям Г. Н. Фредерикса, наличие тяжелых и легких масс в земной коре не должно влиять на ее вертикальные перемещения, и изостатическая компенсация не существует (рис. 36).

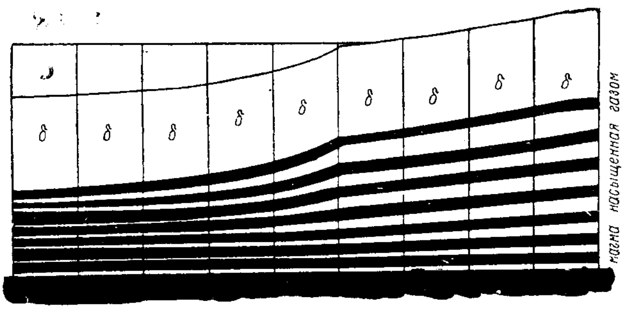


Рис. 36. Представление о причине аномалий силы тяжести, по Фредериксу.

Идея приложения исследований маятниковой аномалии силы тяжести (основанных на различной скорости качания маятника) в различных частях земной поверхности принадлежит Гельмерту [*19*] (Берлин), первое же практическое осуществление этого метода — австрийскому геодезисту Штернеку.

Определения силы тяжести бывают двоякого типа: 1) абсолютное, которое весьма сложно и для чисто геологических работ не играет особой роли, и 2) относительное, при котором так называемые «постоянные ошибки» не имеют большого значения, которое однако вполне достаточно для общего суждения о распределении силы тяжести на поверхности Земли.

Задача определения скорости качания маятника решается следующим образом. Мы имеем известные величины: время качания полсекундного астрономического маятника T_1, наблюдаемое в обсерватории как в исходном пункте наблюдений, и силу тяжести g_1 там же; измеряется и находится время качания того же маятника в новой точке T_2. При равной длине маятников сила тяжести, или ускорение силы тяжести двух мест, относится обратно пропорционально квадрату времени качания этих маятников.

$$g_1 : g_2 = \frac{1}{T_1} : \frac{1}{T_2}.$$

Из этой формулы получается величина g_2, т. е. сила тяжести в новой точке. При этом вводятся поправки на температуру воздуха, сопротивление воздуха, качание штатива, ход часов и т. д. Однако полученная величина g_2 должна быть еще поправлена согласно тому, что было указано ранее, следующими двумя способами.

1. *Поправка за рельеф*, так как на отдельных вершинах ускорение силы тяжести вообще меньше, чем на плато той же высоты. Такой же существенной будет поправка и для точек в ущельи, так как возвышающиеся кругом массы уменьшают ускорение силы тяжести. Эти поправки обнимают лишь небольшую окружность. После поправки за рельеф, которая очевидно всегда положительна, из g наблюденного получается g' или, иначе говоря, $g' - g$ и будет поправкой за рельеф.

2. *Поправка на уровень моря*, или так называемая поправка за свободный воздух: увеличение на

$$\Delta g = + \frac{2g}{R} \cdot H,$$

где H — высота точки наблюдения над уровнем моря, R — средний радиус Земли, равный 6370,3 *км*.

После прибавления этой поправки Δg к наблюденной величине величина g_0 или g_0', т. е. поправленная за рельеф и приведенная к уровню моря, содержит в себе однако еще притяжение масс горных пород, заключенных между поверхностью геоида и точкой наблюдения, которое надо исключить. Эта поправка называется *поправкой Буге*. При введении поправки Буге не следует представлять себе, что массы горных пород, находящиеся над уровнем моря, конденсированы на эту высоту, но наоборот, они являются совершенно устраненными. При этом вычитается величина притяжения бесконечно простирающейся плиты высотой в H, которая равна:

$$\frac{3}{2} : \frac{D}{D_m} \cdot \frac{H}{R} g,$$

тогда окончательно

$$g_0'' = g + (g' - g) + \frac{2g}{R} \cdot H \frac{3}{2} \cdot \frac{D}{D_m} \cdot \frac{H}{R} \cdot g,$$

где:

D — плотность пород устраненной плиты;
D_m — средняя плотность Земли;
g_0 — наблюденная величина;
$(g' - g)$ — редукция рельефа.

Получающаяся после введения поправки Буге величина есть ускорение силы тяжести на поверхности под точкой наблюдения, которая указывает на условия распределения силы тяжести лишь *по поверхности геоида*.

Сравнивая теоретические величины силы тяжести с наблюдаемыми, находим две важных разницы.

Первая разница $g_0 - \gamma_0 = \Delta g$, или приведенная к уровню моря, или так называемая *полная гравианомалия* (положительная или отрицательная; если же она равна нулю, то следовательно в данный момент нет никаких изостатических нарушений). Полная гравианомалия, наблюдаемая выше средних высот, дает слишком большие, а ниже их — слишком малые величины, и потому это выражение $g_0 - \gamma_0$ не всегда годится для непосредственного суждения о состоянии компенсации за исключением лишь равнин, обладающих ничтожной разностью высот. Хейфордом было предложено поступить обратно: привести γ_0 к уровню точки наблюдения, получив величину g_0, что однако, являясь совершенно гипотетическим, для геологической интерпретации не дает достаточных данных.

Гораздо более важной является разница $\Delta g'' = g_0'' - \gamma_0$, т. е. разница между ускорением силы тяжести под геоидом g_0'' и нормальным над уровнем моря γ_0. Ту же аномалию, которая имеется на поверхности твердого геоида на точке наблюдения, можно получить, если устранить все неровности поверхности. Из этого можно делать выводы о состоянии различных частей земной коры. Величины эти выражаются в третьем десятичном знаке g, в сантиметрах, т. е. в тысячных сантиметра на 1 сек., или каждая 0,001 *см*. $\Delta g''$ — притяжение, конденсированное над уровнем моря, бесконечной каменной плиты в 10 *м* толщиной, с удельным весом 2,4.

Изображение этих величин на карте Европы впервые чрезвычайно удачно было сделано Кёсматом в 1921 г. кривыми изоаномалами (изогаммы — это кривые, соединяющие точки с равной γ, т. е. теоретические величины силы тяжести), т. е. линиями, соединяющими точки равных аномалий силы тяжести, со всеми поправками по методу Буге. Наиболее полную сводку гравиметрического цифрового материала по всей Земле дал Боррас в 1912—1914 гг. С тех пор однако накопился очень большой новый материал в различных частях света.

Средняя ошибка такова, что из учета выпадают массы до 100 *м* мощностью, и это кладет предел работе с маятником в геологических целях.

Анализируя геологически и орографически различные места, мы видим наиболее важные гравиметрические контрасты например между Галицийской внешней по отношению к Карпатам впадиной и Венгерской внутренней впадиной. Орографически, гипсометрически и с точки зрения изостатических представлений Венгерская низменность должна была бы быть компенсирована совершенно так же, как Галицийская, но согласно своей малой высоте над уровнем моря должна была бы иметь небольшой внутренний дефицит масс. На самом же деле оба района имеют аномалию диаметрально противоположного характера, совершенно не соответствующую теоретическим, изостатическим представлениям. В Венгерской впадине мы имеем избыток масс совершенно такого же характера, если не величины, как например в Тирренском море; в обоих случаях мы можем наблюдать наличие обрушений внутренней части складчатой полосы, причем это опускание было связано с процессами вулканизма, которые полностью отсутствуют во внешней впадине вроде Галицийской.

Из этого следует, что структурные тектонические причины безусловно имеют большее значение для гравианомалий, чем орография. Этим вопросам посвящен § 60 главы X.

Переходя к рассмотрению распределения аномалий силы тяжести на поверхности Земли, мы имеем следующее.

Материки за исключением зон складчатых гор, подножий их и побережий, вообще говоря, дают очень малые отклонения силы тяжести от теоретической величины, примерно 0,034 условных величин, т. е., иначе говоря, величину плиты в 340 *м*, что по отношению к теоретической толщине земной коры — 120 *км* — является величиной ничтожной. Для океанов определение величины силы тяжести впервые было дано Геккером, а именно: для Тихого океана — 0,005, для Индийского — 0,031, для Атлантического — 0,011. Средняя же величина для всех океанов по Гельмерту дана 0,003—0,013, из чего следует, что, вообще говоря, сила тяжести над океанами распределена сравнительно однородно и близка к полному равновесию.

Тем не менее предположения геодезистов, приведшие к допущению совершенно однородных условий для всех океанов, с геологической точки зрения недопустимы, так как материалы дна океанов тектонически и геоморфологически не могут быть однородными. Тихий океан в целом компенсирован, однако и в нем имеются большие местные аномалии: например на плато со средней глубиной 2 700 *м* мы имеем аномалию + 264, а в глубоководных частях, «рвах», Тихого океана с глубинами около 8 000 *м* (Тонга) — 196 и — 273.

Вулканические острова Тихого океана дают громадные положительные аномалии, например + 268 (Гонолулу) и + 270 (на Гавайских островах). Уже приближаясь к цоколям этих вулканических островов, мы имеем положительную аномалию около 100. Этот избыток тяжести быть может объясняется неустойчивостью вулканических островов, которая выражается в постоянном опускании их коралловых рифов.

Как мы увидим ниже (§ 17), в основе всех современных представлений о строении тела Земли лежит идея о грубослоистом, концентрическом расположении оболочек различной плотности и состава. После того как Пратт доказал (неожиданно для себя), что горные массы влияют на положение отвеса меньше, чем следовало бы ожидать, исходя из их масс и удельного веса, а Эри объяснил это тем, что горы поддерживаются снизу выступами твердой, но более легкой земной коры, погруженными в вязкую, полужидкую, но более тяжелую массу (магму) наподобие ледяных гор (айсбергов) в океане, — возникло большое число гипотез как для объяснения физической природы этих двух геологически наиболее важных внешних слоев Земли, так и для выяснения вероятного их горизонтального распределения. Оба вопроса ближайшим образом связаны с учением о вулканизме и тектонике, а потому и будут рассмотрены в главах VI—VIII, здесь же лишь отметим, что во втором из них существенно различны два возможных решения: или обе оболочки являются сплошными по всей Земле, т. е. в каждом данном месте ее имеются обе, хотя бы и разной толщины, или же наоборот одни части поверхности Земли сложены лишь легкой «корой» Земли (материки), а другие — лишь тяжелой магмой (дно океанов).

Выводы об эластичности земной коры делаются на основании наблюдений над влиянием приливов океанов. Лит (директор Сейсмологической станции Гарвардского университета) в 1934 г. наблюдал изгибания земной коры в 50 *км* от океана на величины в 0,036°.

Удельный вес земной коры принимают за 2,67, а «магмы» — за 3,0. Тогда, как и полагал Деттон [*17*], материки плавают, погруженные в магму, причем погруженная их часть должна быть в 8,09 раз больше поднимающейся, полная же их мощность из этого определялась в 30,67 *км*, поскольку средняя высота материков над дном океанов (см. главу III) 4,62 *км*. Целым рядом тектонических гипотез толщина материковых масс принимается в 30—35 *км* (см. главу X). Таким образом уже ясно, что *познание истинной физической природы*, а также рельефа дна *мирового океана представляет собою одну из важнейших*, хотя и труднейших *задач теоретической геологии*, неразрешимую без сложных точных геофизических наблюдений, из которых на первом месте стоят наблюдения мировых землетрясений (условий прохождения упругих волн от них через тело Земли — см. главу VIII) и распределение силы тяжести. В особенности это касается дна Тихого океана, физические особенности которого новидимому наиболее отличны от свойств материков, что приводит большинство современных геофизиков и многих геологов к утверждению о том, что оно сложено очень плотными, весьма основными породами, сплошным слоем от поверхности до глубины 1 200 *км* (Гутенберг). Эти же вопросы весьма важны также для разрешения фундаментальной проблемы геологии о «постоянстве океанов», взгляды на которую все еще противоречивы. Ко всем этим проблемам мы будем возвращаться неоднократно в соответственных частях курса.

Наконец для полноты можно еще упомянуть, что неоднократно возникали мало обоснованные идеи о возможности существования пустот внутри Земли и даже сплошной полости; Земля рисовалась в виде оболочки, скорлупы с двумя отверстиями на полюсах

и «внутренним солнцем», освещающим и равномерно согревающим внутреннюю, вогнутую поверхность Земли, пока не населенную и дающую неограниченные возможности расселения, а этим уничтожения социальных кризисов! Подобные фантазии к сожалению часто проистекают из наличия ряда нерешенных вопросов в геологии, и мы отмечаем их здесь как вредные явления, дезорганизующие научную работу. Так например бельгийский инженер Легренье пытался неудачно [20] объяснить дефекты силы тяжести в земной коре наличием в ней пустот, подобных образующимся при застывании искусственного стекла и магматических расплавов. Исходя из такого неверного построения и в то же время из правильной предпосылки о частой связи сейсмичности с резкими нарушениями силы тяжести, Легренье пытался также чрезмерно повысить значение обвальных землетрясений, приписывая им основное, универсальное значение.

Большинство подобных необоснованных фантазий (к которым можно отнести и гипотезу о тетраэдре земли Грина, см. выше) создается или вообще не на научном основании, или лишь исходя из физико-математических предпосылок, не подкрепленных геологическими фактами, установленными непосредственным наблюдением. Между тем последние для геолога гораздо важнее математических объяснений, основанных на произвольных допущениях. «Хотя математическая мельница толчет с точностью, но ее так часто засыпали неверными геологическими предпосылками, что помол чаще оказывался более ядовитым, чем полезным» (Р. Чемберлен, 1931).

Все геодезические методы подсчета (Хейфорд, Бови) глубины изостатической компенсации, основанные на идее Пратта (и вообще дающие весьма различные величины от 60 до 200 *км*), удовлетворяют геодезическим данным и запросам, но совершенно не объясняют, как и почему эта компенсация происходит, а следовательно геологов не удовлетворяют. И прежде всего следует иметь в виду, что горные породы и минералы, слагающие земную кору (см. главу IV), весьма неоднородны во всех физических отношениях, и потому изображать их обобщенными величинами средней плотности и удельного веса очень трудно, а следовательно и выводы из таких обобщений нужно делать с большой осторожностью. Все эти соображения необходимы для правильного пользования в геологии идеей об изостазии, в которой нельзя видеть какую-то особую, определенную «силу» Земли, но скорее лишь тенденцию к достижению или сохранению равновесия в ее теле, тенденцию по существу противоположную различным динамическим процессам (горообразованию), происходящим вероятно часто не в силу изостазии, а именно вопреки ей, ее нарушая. В правильном ограничении и понимании принцип изостазии заслуживает внимания и подлежит изучению геологов, однако методами геологическими. Поскольку же нарушение равновесия в Земле проявляется гравианомалиями, то возможно большее их наблюдение и *геологический анализ* теперь должны составлять обязательную часть всестороннего и глубокого геологического исследования, особенно наиболее подвижных частей Земли. Главные результаты этих исследований изложены в § 60.

§ 13. МАГНЕТИЗМ ЗЕМЛИ

Магнитные свойства Земли известны были еще древним китайцам, которые ввели в употребление компас, получивший распространение в Европе только с XII века, но научное исследование магнетизма и в особенности связь его с другими явлениями природы, например с землетрясениями, строением земной коры и пр., стали познавать только недавно. Изучение магнетизма производится при помощи магнитной стрелки, причем различают *склонение и наклонение магнитной стрелки и напряженность магнетизма.*

Склонением называется угол отклонения магнитной стрелки от меридиана данного места; оно может быть восточное или западное, и величина его разнообразна для различных мест. Линии, соединяющие на карте места одинакового склонения, называются *изогонами.* Изогона, склонение которой равно 0, называется *магнитным меридианом.* Изогоны хотя не совпадают с меридианами, но все сходятся в точках, лежащих вблизи полюсов: в северном полушарии под 70°5′3″ с. ш. и 96°45′3″ з. д., в южном — под 75°6′ ю. ш. и 154°8′ в. д.: точки эти называются *магнитными полюсами* и к сожалению

до сих пор еще не определены с желаемой точностью, а потому о степени изменения или величине перемещения их судить невозможно.

Несовпадение магнитных полюсов с географическими полюсами Мендер, а затем Эйенхаген [*21*] объясняли неравномерным распределением суши и воды, что подтверждается уже тем, что на северном полушарии, где площадь суши значительнее, магнитный полюс лежит дальше от географического, чем в южном полушарии, где он на 5° ближе. Кроме того вычисления Эйенхагена о положении магнитных полюсов довольно близко совпадают с непосредственными наблюдениями. С другой стороны, если южный магнитный полюс не совпадает с географическим, то, приписывая это влиянию материков, можно было допустить, что около южного полюса находится суша, что и было доказано.

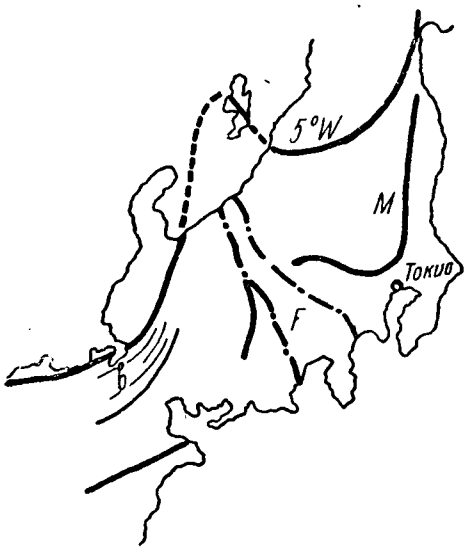


Рис. 37. Направление изогон (черные линии) на о-ве Ниппон.

F—Fossa magna—грабен между жирной прерывистой линией.

В величине склонения наблюдаются вековые, годичные и суточные колебания: первые достигают значительной величины (до 30°), остальные же мелкие (до минут или даже до десятых минут).

Наклонением магнитной стрелки называется угол наклонения ее к горизонту: в северном полушарии — северного конца, в южном — южного. Линии равного наклонения называются *изоклиналами*. Величина наклонения увеличивается от экватора к полюсам и достигает максимума у магнитных полюсов, где стрелка стоит почти вертикально. Изоклиналы так же не совпадают с широтами, как изогоны с меридианами. Изоклинала, где наклонение равно 0, т. е. стрелка стоит горизонтально, называется *магнитным экватором*, который в восточной Африке и южной Азии поднимается до 10° с. ш. и в Южной Америке опускается до 15° ю. ш. Величина наклонения также подвержена вековым, годичным и суточным колебаниям, как и склонение, и также в зависимости отчасти от положения Земли в отношении Солнца.

Местами те и другие линии, т. е. изоклиналы и изогоны, обнаруживают значительные и неправильные уклонения в своем направлении или, как говорят, *магнитные аномалии*. Появление их объясняют или скоплением особого рода пород, например близостью магнитных железняков, или, как указал Науман [*22*], дислокациями земной коры. Прекрасный пример в этом отношении представляет Япония, где изогона 5° З претерпевает крутое дугообразное изогнутие, соответствующее как раз большому излому (сбросу — грабену) земной коры, называемому Fossa magna, как видно на рис. 37, так что изогона 5° З совпадает с тектонической линией. Такое же влияние отчасти отражается на изогонах 4°30′ З и 4° З, но в меньшей степени; с другой стороны, те же изогоны довольно близко совпадают с общим простиранием складчатости Японии, как видно на рис. 37. Подобную же связь изогон с линиями дислокации Науман усматривал и во многих других странах: например магнитные линии в Альпах претерпевают большие аномалии сравнительно с направлением их вне альпийской системы; то же на западном берегу Шотландии, Англии, Франции и в Нидерландах, но особенно в Северной Америке изогоны отличаются большими аномалиями: по р. Гудзон

«Palisaden» недалеко от Нью-Норка, где свита триасовых песчаников, заключающая мощную залежь диорита, обрываясь большим сбросом, притыкается к гнейсам. Повидимому именно в такой резкой смене пород, какая вызывается сбросами, и можно видеть иногда причину магнитных аномалий.

Наоборот по аномалиям возможно до некоторой степени определять нарушения в земной коре или линии дислокации в местностях, где они недоступны непосредственному наблюдению.

Исследования в Курской полосе весьма сильных гравиметрических аномалий помимо магнитных (нередко вообще совпадающих) указывают на сильные тектонические нарушения, связанные с поднятиями глубинных основных пород, богатых железом.

Кроме склонения и наклонения не менее важно определить *напряжение магнетизма*, которое также для различных мест различно и также варьирует в зависимости от положения Солнца. Линии равного напряжения называются *изодинамами*. Напряжение магнетизма определяется числом качаний стрелки наклонения, подобно тому как качание маятника определяет силу тяжести: напряжения магнетизма двух мест относятся как квадраты чисел качания. Гумбольдт за единицу сравнения брал напряжение магнетизма на магнитном экваторе, но Гаус дал абсолютный способ определения силы магнетизма: он выбрал единицей измерения магнитной силы *силу, которая в 1 сек. сообщает массе в 1 мг ускорение на 1 мм*. Единица измерения Гумбольдта переводится на единицу измерения Гауса при помощи коэфициента 3,494.

Замечательно, что существуют по два центра наибольшей силы магнетизма на каждом полушарии: на северном полушарии один полюс наибольшего напряжения лежит под 52° с. ш. и 92° з. д. в Северной Америке на ЮЗ от Гудзонова пролива; полюс меньшего сравнительно с первым напряжения определен менее точно в северо-восточной Азии под 65° с. ш. и 118° в. д. вблизи устья Лены. Угол наклонения не достигает в этих точках 90°; на южном полушарии также найдены два фокуса большого напряжения, но они лежат близко один от другого: под 65° Ю и 140° В — фокус более сильного напряжения и под 50° Ю и 120° В — более слабый.

Область самого слабого напряжения магнетизма находится на юге Атлантического океана под 20° ю. ш. против берега Южной Америки. В следующей таблице представлено напряжение силы магнетизма в вышеименованных точках, по Гаусу:

Американский фокус	6,55
Азиатский фокус	6,22
Более сильный фокус южного полушария	7,03
Более слабый фокус южного полушария	6,92
Минимум напряжения (20° Ю, 37° З)	2,44

Отношение максимума напряжения к минимуму равно 3 : 1.

Если соединить линией те точки меридианов, в которых напряжение магнетизма минимальное, то получим так называемый *динамический экватор*, который не совпадает с магнитным экватором.

Распределение силы магнетизма на земной поверхности весьма неравномерно: если разделить Землю на два полушария — восточное между 80° з. д. и 100° в. д. от Гринича и западное от 100° в. д. до 80° з. д., то последнее имеет большее напряжение силы магнетизма, нежели восточное (отношение равно 4 : 3), и содержит все четыре центра максимальной напряженности: при этом бросается в глаза то, что западное полушарие содержит больше воды, чем суши, восточное — наоборот. Северное и южное полушария по напряжению силы магнетизма не уступают друг другу.

Наряду с правильными суточными изменениями магнитных элементов (наклонения, склонения и напряжения) случаются иногда внезапные быстрые, заходящие далеко за границы суточных колебаний магнитной стрелки. Стрелка в таких случаях обнаруживает беспокойство; эти неправильные и большие колебания стрелки названы *магнитными бурями*, но не нужно думать, что последние совпадают с атмосферными.

Из наблюдений, представленных полярными станциями, Вийкандер заключил, что тамошние бури поразительно отличаются от бурь в умеренном поясе; из этого он вывел, что начало бурь нужно искать где-нибудь на границе обоих поясов. Сэбин из наблюдений на британских станциях вывел заключение, что магнитные бури имеют также суточные и годичные периоды. Так например в Кью (Kew) преобладают западные бури (т. е. стрелка склонения отклоняется к западу) днем, восточные — ночью, а одновременно с последними в Нерчинске наступает максимум для западных бурь. Однако закона для периодичности этих явлений пока еще не найдено. Что касается годичных периодов, то замечено, что годичные бури достигают максимума ко времени равноденствия, а минимума — в июне.

Обращено внимание на тесную связь между магнитными бурями и землетрясениями. Японскими геологами было подмечено, что приблизительно за сутки до сильных землетрясений в эпицентральных областях последних наступают магнитные возмущения. Еще Мильн [*23*] связывал эти явления с перемещениями больших глубинных вулканических масс, а затем более определенно указал на это Ланг [*24*] для германского землетрясения 1911 г. (Подробнее об этих вопросах см. в гл. VIII.)

С явлениями магнетизма связаны и полярные сияния (aurora borealis), сопровождающие магнитные бури. Для разных мест они отличаются по форме и по количеству. Линии, соединяющие места, где одинаково часто проявляются северные сияния, называются *изохазмами*. Максимальная изохазма проходит по северной оконечности Европы, Новой Земли и Азии (под 77° с. ш.), затем опускается до 70° на западном берегу Америки, а на Лабрадоре — до 57° с. ш., наконец снова от Исландии поднимается на северный берег Норвегии; остальные изохазмы идут параллельно максимальной.

Различие в форме и характере северных сияний Норденшельд объясняет тем, что обыкновенно они исходят из светящегося кольца, которое не изменяет своего положения относительно магнитного полюса. Кольцо это находится на высоте 200 *км* (0,03 радиуса Земли); центр его (т. е. полюс полярных сияний) лежит несколько севернее магнитного полюса; диаметр его 2 000 *км* (т. е. 0,3 радиуса Земли). Большие и блестящие северные сияния исходят из внешнего кольца. Круг зрения обыкновенных северных сияний лежит внутри двух окружностей, начерченных на земной поверхности из полюса северных сияний радиусами в 8° и 28°. Этот круг зрения захватывает северную часть Скандинавии, Исландии и Гренландии и разделяет местности, где световые дуги показываются преимущественно на юге, от тех, где они видны обыкновенно в северной части горизонта. Вокруг полюса северных сияний виден только небольшой световой венец. В средней Скандинавии, как и в Северной Америке (британских владениях), видны уже большие неправильной формы венцы, т. е. вообще лучистой и складчатой формы северные сияния, которые должны лежать ближе к земной поверхности, нежели дугообразные северные сияния. Большая часть полярных экспедиций зимовала так близко от полюса северных сияний, что световая дуга виднелась совсем близко над горизонтом и внутри этой дуги не случилось наблюдать лучистообразной формы сияний.

Рис. 38 представляет наглядным образом границы видимости различных форм северных сияний, как это изложил Норденшельд. В круге, радиусом 8° вокруг полюса северных сияний, явления эти наблюдаются в виде светящегося тумана над горизонтом. В кольцевом пространстве, очерченном радиусами в 8° и 16°, видны северные сияния в форме обыкновенных дуг; в этом месте зимовал Норденшельд. В кольцевом пространстве между окружностями радиусов в 16° и 20° внутренний «обыкновенный круг» должен лежать весьма близко к зениту наблюдателя и обнаруживаться в виде светлого сияния на небесном своде. Может еще случиться, что внутренний круг будет виден на севере, внешний — на юге не далеко от зенита. Наблюдения Вейпрехта с этим не согласуются. Между кругами радиусов в 20° и 28° появляются обыкновенно лучеобразные северные сияния. Они начинаются с того, что появляется светящийся обыкновенный круг, от которого расходятся лучи в небесное пространство или до второго светящегося круга. Между кругами радиусов в 28° и 33° уже не видно внутреннего обыкновенного круга северных сияний, но зато появляется великолепное, складчатой формы, сияние с движущимися лучами [*25*]. Подобное же распределение имеют полярные сияния вокруг южного магнитного полюса, как показал Болле [*26*], хотя впрочем изохазмы его — не концентрические круги. Спектральный анализ северных сияний обнаруживает лимонно-желтую линию, подобной которой не найдено пока нигде — ни в спектре земных, ни в спектре небесных тел.

Кеннелли и Хивисайд выдвинули гипотезу о том, что Земля окружена на высотах от 100 до 1 000 *км* особым слоем, заряженным электронами, препятствующим проникновению радиоволн. Наблюдения над высотой распространения северного сияния дали близ-

кие величины (от 70 до 800 *км*), что навело на мысль о наличии причинной связи между обоими явлениями. Для решения вопроса в 1933 г. была запроектирована специальная германская экспедиция, которая должна была провести ряд наблюдений в Арктике над связью северных сияний с целым рядом явлений природы и выяснить свойства высоких слоев атмосферы — ионосферы.

Изучение северных сияний (Л. Вегардом в Норвегии) показало также, что Земля обладает подобием солнечной короны, однако эксцентричной. Она больше на стороне ближайшей к Солнцу и представляет собой результат воздействия Солнца на газы земной атмосферы. Спектроскопическое изучение северных сияний показало наличие в них азота. Изучение высоких горизонтов атмосферы или вернее стратосферы, предпринятое в последние годы, имеет громадное значение и для изучения природы космической радиации, могущей сильно изменить наши представления о космосе, а следовательно космологии и физических свойствах солнечной системы и Земли в частности. Изучение электромагнитных свойств ее особенно важно для раскрытия внутренней динамики Земли, без чего все гипотезы о ее сложении и действующих в ней процессах пока мало обоснованы и проблематичны. Физик Гепп (США, 1929) допускает наличие электрического заряда Земли в 200 млн. ампер и в количестве, достаточном для снабжения десяти величайших современных городов светом, теплом и энергией на миллион лет. Показателем наличия этих токов является магнитная стрелка, а возбудителем — громадные температуры внутренности Земли в 200 млн. ампер ею при отделении от Солнца (согласно космогонической гипотезе Гепна, см. главу I).

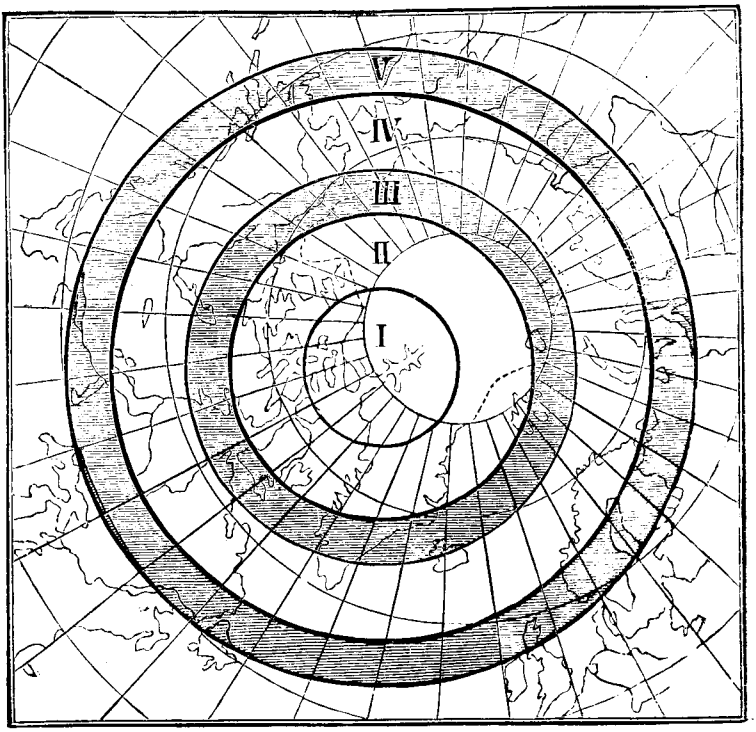


Рис 38. Пояса северных сияний по Норденшельду.

Магнитные и другие физические свойства Земли нельзя рассматривать оторванно от ее теплового режима, который во всех космологических и тектонических гипотезах играет виднейшую роль.

С магнетизмом Земли не следует смешивать магнитных свойств отдельных горных пород. Давно известны магнитные свойства некоторых горных пород Гарца и особенно базальтовых массивов Эйфеля, Фогельсберга и Везувия. Наибольшей магнитностью обладают базальты, затем диабазы, диориты и сиениты и меньшей — порфиры и граниты. Свойство это зависит от процентного содержания железа (магнитного железняка) в породе и приурочено преимущественно к верхним поверхностям пород, быстро убывая в глубину. В лавовых потоках (Везувий, Рим, Оверпь) [27] установлено, что в верхних концах призм застывания лавы находятся южные магнитные полюса, а в нижних — северные, причем опытами Меллони доказано, что бо́льшая скорость охлаждения лавы увеличивает магнитность.

Случаи магнитности горных пород описаны из многих мест (в частности с Урала и из Сибири). Этому вопросу посвящены главным образом работы Кенигсбергера (Германия), а у нас Ф. Левинсон-Лессинга [28]. Последний указал на намагничивание горных пород индукцией электриче-

ских разрядов в атмосфере. Указания на такую роль ударов молнии в скалы делались часто в разных местах.

§ 14. ТЕПЛОТА ЗЕМЛИ

Теплота Земли двоякого происхождения: внешнего солнечного и внутреннего: для нагревания поверхности Земли имеет значение лишь первый источник тепла — Солнце, тогда как второй дает не более 0,5% солнечного тепла. Зато при самом незначительном лишь углублении в Землю от поверхности роли сразу меняются на обратные, и во всех вопросах внутренней динамики и литогенезиса условия распространения тепла внутри Земли имеют весьма важное значение [29].

1. Внешняя теплота Земли

Температура каждой точки земной поверхности, в зависимости от изменения ее положения по отношению к Солнцу, подвержена постоянным колебаниям, среди которых прежде всего выделяются суточные и годовые периоды. Количество тепла, получаемое теоретически каждой точкой, непосредственно зависит от географической широты данной точки и состояния атмосферы, но в этот простой процесс различные причины вносят много нарушений в обе стороны. Причинами этими являются: а) неравномерное распределение суши и воды и различные свойства их поглощения и отдачи тепла, что влечет за собой известную разницу между континентальным и морским климатом, а в общем более низкую среднюю температуру южного водного полушария; б) различия в рельефе земной поверхности и факт уменьшения температуры воздуха на ½° С при подъеме на каждые 100 *м* над уровнем океана; в) различные характер и густота растительного покрова поверхности; г) воздушные и морские течения, вносящие резкие местные климатические аномалии. Принимая во внимание всю совокупность указанных факторов, мы имеем однако для каждого места почти постоянное количество тепла, получаемое им от Солнца в течение года, которое называется *средней годовой температурой места*, выводимой из средних температур всех дней в году и имеющей весьма в общем небольшие отклонения, не превышающие 1°. Линии, соединяющие точки с одинаковой средней годовой или месячной температурой, называются со времени Гумбольдта *изотермами*; они представляются весьма неправильными кривыми, далеко не совпадающими с линиями широт. Средняя годовая температура северного полушария определяется в 15,5° С, а южного — всего лишь 13,6°; причиной этого, помимо большого количества воды в южном полушарии, является то, что по астрономическим условиям данного периода северное полушарие имеет лето на 8 дней длиннее южного. Это положение однако со временем изменится на обратное, как было указано в главе I.

2. Внутренняя теплота Земли

Солнечная теплота благодаря известной теплопроводности пород проникает внутрь Земли. Но это проникание доходит только до известной, сравнительно небольшой, глубины, где уже суточные колебания температуры воздуха не отражаются. По Кетеле, в Брюсселе глубина эта равна 1,23 *м*. Немногим больше глубина пояса, где колебания годовой температуры не заметны и где она всегда остается одна и та же. Пояс этот называется *поясом постоянной температуры*, которая обыкновенно немного выше средней годовой температуры на поверхности.[1] По мере углубления от этого

[1] А. Гейм указывает, что лишь в местах с долголежащим снеговым покровом разница между средней годовой и средней постоянной температурой почвы больше.

нояса температура Земли постоянно и довольно правильно повышается. Пояс постоянной температуры для различных мест лежит на различной глубине. Глубина его зависит от разницы крайних температур данного места на поверхности и от свойств и теплопроводности пород; она колеблется от 1 до 30 *м* не более. В обсерватории Парижа термометр на глубине 28 *м* в течение 100 лет постоянно показывает 11,83° С. У нас в Кирове, по определению проф. Клоссовского [*30*], слой постоянной температуры лежит на глубине 19,2 *м*, где годовые колебания не превышают 0,01° С. По его же наблюдениям видно, что даже на незначительной глубине амплитуда колебаний резко уменьшается, а именно на 0,5 *м* глубины амплитуда равна 21,9° С, на 1.5 *м* — 14,28° С, на 3 *м* — 8,12° С. Где крайние температуры воздуха близки, как под экватором, там глубина слоя постоянной температуры равна 1—2 *м*, а так как источники лежат еще глубже, то понятно, что там нельзя встретить холодных, освежающих ключей, как в умеренном климате, где хотя глубина слоя постоянной температуры 3—4 *м*, но зато средняя годовая достигает 0° С; например в Исландии все источники очень холодны и даже мешают развитию растительности. Если средняя годовая ниже нуля, то на известной глубине почва вечно мерзлая, как например в Сибири.[1]

Южная граница мерзлой почвы в пределах Европейской части СССР начинается у Мезени и переходит Печору приблизительно по 65,5° с. ш., на Урале спускается, но затем поднимается к Березову и снова постепенно спускается к Байкалу. За самый южный пункт мерзлой почвы считают г. Ургу. Восточнее Урги мерзлая почва может быть спускается еще южнее в Хинганском хребте, но далее к востоку поворачивает круто на север, пересекает Амур, вероятно выше Благовещенска, и переходит в северную часть Камчатки. Толщина мерзлой почвы варьирует в широких пределах. зависящих от местных условий; так в Пустозерске определили толщину ее около 17 *м*, в Олекминске — около 20 *м*, в Забайкалье — в 16 *м* (по Сумгину) [*42*].

В Якутске в колодце купца Шергина в 1837 г. на глубине 116½ *м* мерзлая почва еще не окончилась, и Шергин на дне колодца обнаружил температуру —0,6°. Позднее Миддендорф [*31*] в 1844 г. произвел тщательные наблюдения над температурой этого колодца. На глубине 6 *м* залегал уже слой постоянной температуры — 10,15° С, ниже температура возрастала и на дне колодца была —3° С, т. е. через каждые 15,4 *м* глубины она поднималась на 1°. На этом основании Миддендорф считал глубину нижней границы мерзлой почвы около 200 *м* (от 186 до 195 *м*). Если же принять в основание наблюдения Шергина, т. е. —0,6° С на дне колодца, которые Бэр, а за ним и Лазо считают более верными, то глубина нижней границы мерзлой почвы будет только около 116 *м*. В доказательство этого Лазо указывает на нахождение незамерзшей воды в колодцах Качагинской степи на глубине 126 *м*, что едва ли было бы возможно при глубине мерзлой почвы до 200 *м*. Что касается южной границы распространения мерзлой почвы в Сибири, то Миддендорф, наметив ее только приблизительно (от Березова, севернее Туруханска, между Олекминском и Витимом, на Амгинск, откуда к СВ до Охотского моря), указал, что она обусловливается не только одной низкой температурой, но многими весьма сложными климатическими факторами, вследствие которых в некоторых областях, например в Нерчинском округе, мерзлая почва появляется отдельными площадями или островами. С. И. Залесский [*32*] предложил называть южную границу мерзлой почвы *изопсихою* (равнохолодною).

Бэр отодвигал южную границу мерзлой почвы до Урги; Лопатин [*33*] доставил много новых данных о распространении ледяных слоев и мерзлой почвы по Средней Тунгуске и на Витимском плоскогорьи. Фриц [*34*] пытался начертить общую границу вечно мерзлой почвы вокруг северного полюса; по справедливому замечанию Ячевского граница эта в пределах от Печоры до Байкала представлена несогласною с имеющимися фактическими данными. Вильд [*35*] на основании теоретических соображений считал южный предел мерзлой почвы совпадающим, впрочем только приблизительно, с годовою изотермою —2° С. Воейков [*36*], как и Гейм, придавал большое значение снеговому покрову при определении южной границы мерзлой почвы, неравномерность которой даже при одинаковой низкой температуре зависит от толщины снеговых осадков: чем толще снеговой покров, тем меньше промерзает почва в глубину и наоборот. Наконец горный

[1] Подробнее об этом см. том II.

инженер Ячевский [37], разобрав критически все вышеприведенные данные и дополнив их своими наблюдениями в Забайкалье, пришел к тому же заключению, как и Миддендорф, т. е. что южная граница мерзлой почвы в Сибири зависит не только от низкой температуры и снегового покрова, но также от геологического и гидрологического характера местности и наконец даже от положения места по отношению к странам света. Вследствие такой сложности условий граница эта, говорит Ячевский, «должна представлять линию, весьма сходную с береговой линией изрезанного материка, окаймленного многочисленными островами». Однако по недостатку наблюдений границу эту Ячевский во многих местах провел только схематически, особенно между Березовым и Туруханском, где граница мерзлой почвы показана им почти прямолинейною. Южная граница вечно мерзлой почвы в общем понижается к югу с удалением на восток. Очень может быть, что она проходит южнее Камчатки, так как в средней части Сахалина как на восточном берегу (Ныйский залив), так и на западном (долина Дуйки у Александровской тюрьмы), т. е. на широте примерно Саратова и Воронежа, И. С. Поляков [38] определил мерзлую почву в июне и августе на глубинах около 72 *см*.

На крайнем севере между 73 и 76° с. ш., на Новосибирских о-вах (Ляхов, Котельный и др.), Бунге и Толль [40] наблюдали мощные слои почти чистого льда, прикрытого песчано-глинистыми плиоценовыми осадками, а местами даже перемежающегося с ними. Эти толщи льда Толль считал остатками древних ледников, называя их *окаменелыми ледниками* [41]. Вопреки этому мнению И. П. Толмачев пришел к заключению, что такие же толщи произошли от древних скоплений снега в долине р. Березовки, подобно тому как это было установлено в Аляске.[1]

Еще в начале XIX века по предложению Лапласа французская Академия наук наряду с вопросами распределения давления воздуха и земного магнетизма поставила и вопрос о температуре глубоких горизонтов Земли. Из числа этих трех крупных вопросов физики Земли последнему до нашего времени было уделено меньше всего внимания. Отчасти это объясняется тем, что недра Земли для нас мало доступны и что методы определения температуры на значительных глубинах мало разработаны. Значительный прогресс был достигнут после проведения буровых скважин в Шперенберге (1871 г.), Шладебахе (1886 г.) и в Парушовицах и производства в них точных измерений температуры. Начало XX века было ознаменовано проведением еще более глубоких, чем перечисленные, скважин, а именно: в Чухове (1904 г.), Шубине (1910 г.) и в Северной Америке, достигших уже двухкилометровой глубины и также широко использованных в интересах геотермики. Но тем не менее интереснейшие наблюдения эти мало расширили наши познания в области геотермики, потому что они относятся к очень небольшому участку центральной Европы. Необходимость постановки наблюдений во всех частях света, в различных геологических условиях, с использованием уже существующих многочисленных глубоких буровых скважин (преимущественно нефтяных) особенно указывалась горным инженером Л. Ячевским [37], по почину которого в 1908—1912 гг. как международными геологическими конгрессами в Мексике и Стокгольме, так и Русским географическим обществом была намечена организация специальных обязательных международных геотермических исследований. Из-за войны однако это дело осталось незаконченным.

Для суждения о величине изменения температуры с глубиной введены два понятия:

1) *геотермическая ступень* или число метров, необходимое для погружения вглубь Земли, чтобы наблюдать повышение температуры на 1° С;

2) обратное понятие — *геотермический градиент*, под которым понимают то изменение температуры, которое происходит при опускании вглубь Земли на 100 *м*.

Степень уменьшения температуры с поднятием в атмосферу называется *аэротермическим градиентом*; последний равняется около 200 *м*, т. е. через каждые 200 *м* температура уменьшается с поднятием в атмосферу, или, считая сверху, увеличивается с опусканием в нижние слои атмосферы. Вообра-

[1] Наибольшее количество данных по мерзлоте заключается в работах Сумгина [42].

жаемые линии, которые на геологических разрезах соединяют точки, обладающие (по наблюдениям или предположительно) одинаковыми температурами, называются *геоизотермами*, или *геотермами*.

Средняя температура места на поверхности зависит от высоты его, следовательно геотермы на горах должны подниматься, а в низменностях опускаться; но так как аэротермический градус больше геотермического, то очевидно поверхность геотерм не будет соответствовать изгибам, рельефам, на горах выпуклости ее будут положе, а вогнутости менее круты. Еще по наблюдениям Кордье и особенно Бишофа, Гершеля и др. определилось, что правильное возрастание геотермической ступени происходит по нормали к поверхности, следовательно в горах по наклонной плоскости. Но кроме внешнего влияния на возрастание температуры с глубиною влияют еще различная теплопроводность пород, их характер залегания, давление горных масс, соприкосновение с теплыми или холодными подземными потоками (что уже видно из наблюдений над глубиною залегания слоя постоянной температуры, которая например в песчаниках в 1,5 раза больше, чем в базальтах), высота места, удаленность от моря и пр. Рассмотрим подробнее как самый способ наблюдения, так и все факторы, влияющие на величину геотермической ступени.

Определение геотермической ступени возможно сделать различными путями: измерением температуры на различных глубинах в рудниках, или в глубоких шахтах, или артезианских колодцах, или тоннелях. Определять температуру можно или в воздухе, или в воде, или в самих породах. Практика показывает, что последний способ наиболее надежен, потому что рудничный воздух значительно изменяется от дыхания рабочих, горения ламп и т. д., поэтому в различное время он будет иметь на одном и том же горизонте различную температуру. Точно так же температура рудничных вод не представляет величины постоянной, а изменяется в зависимости от хода и направления выработок, которые обусловливают больший или меньший приток подземных вод с различной температурой. Стало быть наиболее верный способ для определения температуры — это измерять температуру пород. Для этого употребляют длинные термометры, которые вставляют в буровые скважины, сделанные обыкновенно ручными бурами, причем направление буровых скважин всегда проводится таким образом, чтобы оно было перпендикулярно к поверхности обнажения.

Наиболее полно методика измерения температур в скважинах разработана и описана Кенигсбергером [*43*], который рекомендовал пользоваться для этой цели максимальными термометрами, заключенными в стальные плотно завинчиваемые гильзы, опускаемые в скважину на канате, штанге или стальной ленте. Л. Ячевским был предложен более совершенный метод измерения помощью специально сконструированного в Петербурге физиком В. В. Кузнецовым «термографа-лилипута» [*37*], при помощи которого наблюдатель с очень скромной научной подготовкой может быстро, удобно и объективно производить измерения в глубоких буровых скважинах. В последнее время эти приемы усовершенствованы.

Рейх в саксонских рудниках, а Шварц в рудниках Шемнина определили геотермическую ступень около 40 *м*. Исследования в прусских рудниках и в особенности в английских дали цифру 53 *м*, причем колебания были от 19 до 86 *м*. Исследования Маттеучи [*44*] в каменноугольных копях Монте-Масси в Тоскане дали еще более отличные цифры, а именно геотермическая ступень равна всего только 13.7 *м*. Все эти цифры — средние из многочисленных наблюдений, но в каждом ряде наблюдений замечаются большие колебания: например при наблюдении в прусских рудниках колебания доходили от 15 до 115 *м*. Мы не будем перечислять все эти наблюдения, а укажем только на некоторые, обставленные более точными способами; так например в Рюдерсдорфе, близ Берлина, на глубине 290 *м* измерения дали для геотермической ступени 30 *м*

Для Великобритании получены особенно низкие величины геотермической ступени от 10 до 28 *м* [*45*], а в США особенно высокие — около 40 *м*. Наибольшие величины

Таблица 9

Место наблюдений	Глубина *м*	Геотермическая ступень *м*
Нейзальцверк (Вестфалия)	644	29,20
Мондорф (Люксембург)	502	31,04
Питцбюль (Магдебург)	151	26,50
Артерн (Тюрингия)	333	40
С.-Андре (Ури)	253	30,25
Мульелон (Крезо)	816	30,7
Ла-Рошель (Франция)	126	20
Торси (Крезо)	554	30
Шладебах	1 748	35,7
Зенневиц (у Галле)	1 084	36,5
Лиет (у Альтоны)	1 259	35
Зуденбург (у Магдебурга)	509	32,2
Шперенберг	1 273	33,7
Парушовиц	2 003	31,8
Чухов	2 239,7	31,8
Нефтяные скважины в Мексике (в сев. части штата Веракруц)	694	26,7
Нефт. скважины на о-ве Борнео	233	25,9
» » » » »	387	20,4
» » » » »	240	18,6
» » » » »	350	16,6
» » » » »	1 554	30,4
Понт-а-Моссон (глубочайшая скважина Франции)	1 554	30,4
Колумбуй (Огайо)	785	40,0
С.-Джон (Иллинойс)	1 138	45,8
М.-Дональд (Пенсильвания)	2 126	41,2
Вилинг (Зап. Виргиния)	1 359	45,5
Маннингтон	604	53,7

геотермической ступени получены в Южной Африке: рудник Рендо — 115 *м*; Карнарвон — 49 *м*.

При измерениях геотермической ступени в разных местах получаются не тождественные цифры (варьируют от 20 до 40 *м*) даже при одинаковой точности наблюдений, потому что на величину геотермической ступени оказывают влияние, как выше замечено, целый ряд факторов, которые необходимо принимать во внимание при сравнении различных наблюдений. Факторы эти следующие.

1. *Различная теплопроводность* горных пород, среди которых производятся наблюдения.

Гюйсен [47], рассмотрев измерения геотермической ступени в буровых скважинах, пришел к тому заключению, что геотермическая ступень возрастает с увеличением теплопроводности пород; о различии же теплопроводности дает понятие следующая таблица, в которой показаны коэфициенты теплопроводности для различных тел, т. е. число калорий, проходящих в 1 сек. через 1 $см^2$ с падением температуры в 1° С (по Гутенбергу):

Золото	0,68
Железо	0,16
Кварц	0,006
Гнейс	0,005
Гранит и базальт	0,004
Песок	0,0003
Каменный уголь	0,0007

Кенигсбергер дает величины:

Для каменной соли	0,0113
» песчаника	0,006
» глинистого сланца	0,0019

Геотермические наблюдения летом 1932 г. в артезианских скважинах Харькова и Москвы дали величину геотермической ступени для первого в 37,7 *м* и для второй — 47,3 *м*, т. е. градиенты здесь меньше, чем в подобных же геологических условиях в горных породах средней теплопроводности. Поэтому причины аномалии могут быть регионального порядка и должны быть выяснены систематическими исследованиями Русской плиты (С. Красковский), которые дали бы возможность составить и ее термическую карту.

2. *Гидрохимический метаморфизм* пород оказывает весьма большое влияние на геотермический градиент; некоторые породы подвергаются весьма сильному процессу метаморфизации, при котором происходят химические реакции, повышающие температуру пород, а потому геотермический градиент получается гораздо больше, нежели в других породах, в которых этого процесса нет. Например значительно уклоняющиеся цифры Штапфа в некоторых местах Сен-Готардского тоннеля обусловлены были большой энергией разложения полевошпатовых пород; с другой стороны, маленькие цифры (13—14 *м*) геотермического градиента, которые получены Маттеучи, а также минимальная величина его в богемской буроугольной копи в Озеит (5.2 *м*) обусловливаются метаморфизацией каменноугольных отложений, особенно разложением пирита и марказита; та же величина в 5 *м* была найдена в серных копях Сицилии. Таким же понижающим образом действуют нефтяные залежи: в Баку — 28 *м*, в Берекее — 23 *м*. Вообще можно сказать, что в каменноугольных рудниках геотермический градиент больше, нежели в металлических. Даже в различных металлических рудниках геотермический градиент различен: в Англии при наблюдении в медных и оловянных рудниках оказалось, что в медных геотермический градиент больше, чем в оловянных. На величину градиента влияет, так сказать, жизнь пород, в которых производят измерение. Повышает геотермический градиент также близость не вполне остывших вулканических пород, например в Машоль (Limagne) — 14,16 *м*, Неуффен (Schwäb. Alb) — 11,1 *м*, Санторин — 10 *м*. Кенигсбергер на основании многочисленных сопоставлений говорит даже «о применении наблюдений над температурою в скважинах для геологического прогноза», полагая, что ненормально высокая температура может содействовать нахождению некоторых полезных ископаемых (руд, углей, нефти).

3. *Характер залегания* пород также имеет сильное влияние на величину геотермического градиента. Дело в том, что одни буровые скважины проходят в породах мало наклоненных или горизонтальных, другие же — в породах крутонаклонных или вертикальных. Положение пластов имеет важное значение для распространения температуры: не только пласты, но та или другая сланцеватость породы влияет на распределение температуры. Исследования французских ученых о распространении температуры в различных породах показали аналогию с распространением ее в кристаллах. Известно, что если отшлифовать пластинку минерала правильной системы и нагревать ее из средины, то температура распространяется правильно во все стороны; но другое явление получится, если взять кристалл неправильной системы — квадратной или шестиугольной: распространение теплоты по главной оси будет быстрее, чем по боковым. То же самое наблюдается в породах слоистых: по направлению сланцеватости распространение температуры идет быстрее, нежели в направлении перпендикулярном к плоскостям напластования или даже сланцеватости, в отношении почти как 1 : 3.

4. *Циркуляция подземных вод* различной температуры несомненно оказывает влияние на результаты наблюдений над геотермическим градиентом, особенно в буровых скважинах: например весьма малый градиент, полученный в буровой около Пешта, объясняется подтоком горячих источников на различных глубинах скважины. Эта скважина [*48*] показывает поразительные колебания в ходе температуры: так от 58 до 152 *м* температура возрастает от 15 до 30°, на 370 *м* — до 45°, на 570 *м* — до 60°, на 900 *м* — до 80,9°. В Па-де-Калегевт градиент равен 56 *м*.

В 1931 г. были проведены с новой аппаратурой [37] геотермические наблюдения в пяти глубоких буровых скважинах Донбасса (Сталинский район) для определения вероятной температуры на глубоких горизонтах мощной шахты 100, где работы должны вестись до глубины 1 200 *м*. В двух скважинах удалось установить влияние промывки на увеличение градиента с 0,026 до 0,039°.

Н. Генрих [49] заметил, что измерить с совершенною точностью температуру пород в глубине невозможно, так как невозможно защитить термометр от влияния воздуха и воды. При наблюдениях температур в буровой Шперенберга Генрих показал, что на глубине 1 061 *м* измерения в воде, находившейся в постоянном движении, дали 42° С, тогда как при изолировании водяного тока температура на той же глубине оказалась 45,75° С; следовательно температура на глубине 1 064 м была ниже температуры собственно пород на 3,75° С. Если таково влияние воды даже в однородных породах, как в Шперенберге (каменная соль при почти полном отсутствии притока теплых или холодных вод), то в разнородных и трещиноватых породах оно может быть гораздо сложнее, так как по трещинам могут выходить в буровую скважину источники различной температуры и на разных горизонтах. Это относится ко всем буровым скважинам, особенно к самым глубоким, где вода, имея большой простор для движения, может, с одной стороны, охлаждать низшие горизонты пород, а с другой — нагревать верхние, отчего геотермический градиент может получиться совершенно необыкновенный, резко отличающийся от среднего, как это и наблюдается в буровой у г. Пешта.

На значительных глубинах, где разложение пород и трещиноватость их умаляются, а значит уменьшается или даже прекращается доступ воды, возрастание температуры идет гораздо правильнее, хотя может быть медленнее. Действительно, наблюдения в Рюдерсдорфе, Гренделе, Нейзальцверке, по в особенности в одной из самых глубоких скважин Шперенберга в 40 *км* от Берлина показывают, что величина геотермической ступени с глубиною увеличивается, хотя часто с большими уклонениями, как видно из таблицы 10.

Таблица 10

Шперенберг			Рюдерсдорф			Нейзальцверк		
Глубина *м*	Температура °С	Геотерм. ступень *м*	Глубина *м*	Температура °С	Геотерм. ступень *м*	Глубина *м*	Температура °С	Геотерм. ступень *м*
26,7	9		26	8,5		26	8,5	
		20,2			11,3			14,8
313,9	23,2		123,4	17,12		188,4	19,7	
		32			34			29,4
627,7	33		212,8	19,75		417,4	24,5	
		31			19,5			51,1
941,6	43		285,9	23,50		628,6	31,4	
		48						30,9
1268,6	48					696,5	33,6	

Из этой таблицы видно, что например в Шперенберге геотермическая ступень с глубиною возрастает более чем вдвое; в других же после возрастания снова понижается.

Дункер [50], сделавший целый ряд прекрасно обставленных наблюдений в Шперенбергской скважине, получил ряд, указанный в таблице 11.

Таблица 11

Глубина *м*	Температура °С	Глубина *м*	Температура °С
220	21,58	534	30,92
283	23,47	597	33,12
345	26,43	660	35,83
408	2[illegible],88	1 064	46,55
471	29,08	1 269	48,10

Генрихом [51] сделаны наблюдения в еще более глубокой скважине, проведенной у Шладебаха до глубины 1 748 *м*. Наблюдения в десяти пунктах этой скважины представляют как бы продолжение наблюдений в Шперенберге, потому что самый верхний из них (1 266 *м*) лежит почти на той же глубине, как самый нижний (1 268 *м*) в Шперенберге. Результаты показаны в таблице 12.

Таблица 12

Глубина *м*	Температура °С	Разница температуры через 30 *м* °С
1266	45,25	
1296	46,13	0,88
1326	47,13	1,00
1356	48,50	1,37
1386	49,63	1,13
1416	50,50	0,87
1446	51,13	0,63
1476	51,88	0,75
1506	52,88	1,00
1536	53,13	0,25
1566	53,50	0,37
1596	54,00	0,50
1626	55,00	1,00
1656	55,50	0,50
1686	56,50	1,00
1716	56,63	0,13

Г. Фриц [52], сопоставляя все наблюдения, дал весьма простую формулу для определения температуры T на любой глубине S, а именно:

$$T^2 = 1{,}8\ (S + 50).$$

Температуры, вычисленные по этой формуле, довольно близко сходятся с наблюдениями, в доказательство чего он приводит следующую таблицу.

Таблица 13

Глубина S *м*	Температура, вычисленная по формуле Фрица °С	Температура, непосредственно наблюдавшаяся в разных местах °С	Место наблюдений
0	9,48	9,50	Средняя темп. для средней Европы
3	9,75	9,70	
27,6	11,80	11,60	Обсерватория в Париже
223	22,16	21,60	Шперенберг
414	26,89	26,60	»
669	35,97	35,90	»
828	39,75	39,40	»
1 266	48,68	45,25	Шладебах
1 390	50,90	48,10	»
1 506	53,02	52,88	»
1 626	54,91	55,00	»
1 716	56,50	56,63	»

На глубине 2 220 *км* температура получается 2 000°, а у центра Земли — только 3 385°.

На разнообразие результатов наблюдений над возрастанием температуры с глубиной кроме всех вышеуказанных причин оказывает наибольшее влияние характер *рельефа* местности, или вообще *орографические* осо-

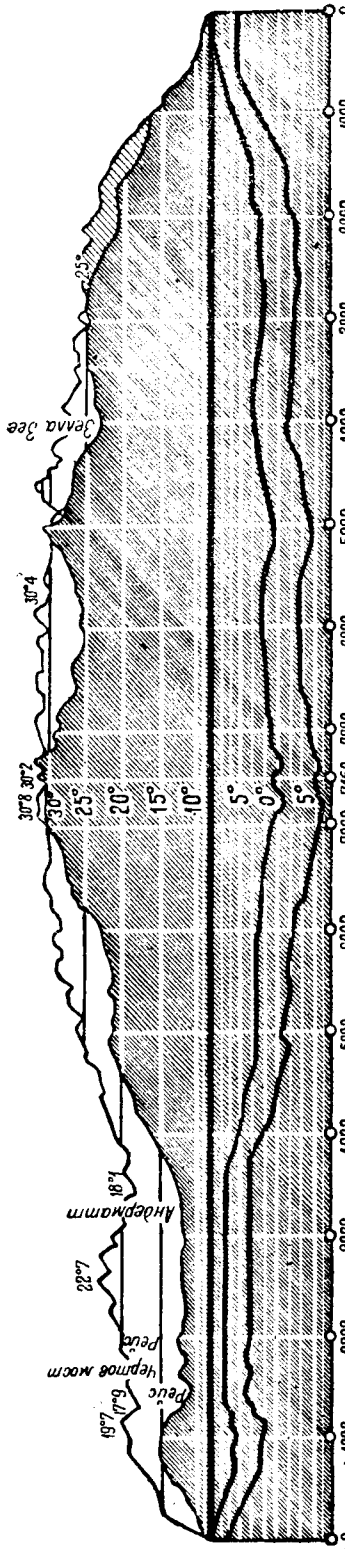


Рис. 39. Геотермический профиль С.-Готарда по Штапфу

бенности ее, как это положительно доказано наблюдением температуры при проведении больших тоннелей через Мон-Сени, Сен-Готард и Арльберг. Самые тщательные наблюдения произведены на Сен-Готарде Штапфом [*53*]; на Мон-Сени наблюдения сделаны Джиордано [*54*] только со стороны Италии.

Чрезвычайно важны наблюдения, сделанные при проведении Симилонского тоннеля Геймом [*55*] и Шардтом [*56*]. Здесь было доказано вышеприведенное теоретическое предположение о более быстром распространении тепла по плоскостям напластования, чем вкрест их. Так у северного портала тоннеля при отвесном залегании величина геотермической ступени определена в 35—37 *м*, а у южного конца при пологом залегании всего лишь в 28—29 *м*. В связи с этим при проведении Симилонского тоннеля были встречены температуры на 10—12° выше предположенных (например на расстоянии 8 110 *м* от северного портала встречена температура более 55° вместо ожидавшихся 42° С).

Сен-Готардский тоннель длиною 14 998 *м* имеет северный выход в долине Гейсы у Гёшенена на высоте 1 109 *м*, а южный — в долине Теччино у Айроло на высоте 1 145 *м*.

Распределение температуры в Сен-Готардском тоннеле видно на профиле Штапфа (рис. 39); возрастание температуры до некоторой степени совпадает с возвышением гор над тоннелем, хотя колебания в линии температур меньше, нежели в неровностях поверхности; наиболее значительная разница замечается под равниною Андерматта, где температура ненормально возвышается вследствие химических процессов в области известняка, которого в других частях тоннеля нет. Наибольшая температура получилась в средине тоннеля и равна 30°,8; геотермическая ступень, рассчитанная по средней вертикали, равна 50,3 *м*. Если сравнивать возрастание температуры под изолированными вершинами и равнинами, то оказывается, что под первыми оно значительно меньше, нежели под вторыми, а значит величина геотермической ступени наоборот больше. Так под равниною Андерматта геотермическая ступень равна всего 20,5 *м*, а под крутосклонным Ваннелем — 42,8 *м*; на южной стороне тоннеля, под озером Селла геотермическая ступень равна 45 *м*, а под вершиною Внатамизура — 62,30 *м*.

Наблюдения в Сен-Готардском тоннеле доказывают охлаждающее влияние вершин на внутреннюю температуру. Это влияние достигает значительных размеров в том случае, когда подобные вершины покрыты постоянным снегом или ледниками, охлаждающее влияние которых так велико, что геотермическая ступень вблизи их достигает величины 300 *м*.

То же самое доказывают наблюдения Джиордано в тоннеле Мон-Сени, результаты которых показаны в таблице 14.

Таблица 14

№ пункта	Расстояние от южного входа *м*	Глубина тоннеля *м*	Температура воздуха °C	Температура пород °C
1	500	—	10,5	14,2
2	1 000	520	15,3	17,0
3	2 000	—	17,8	19,5
4	3 000	—	20,3	22,8
5	4 000	—	23,0	23,6
6	5 000	910	24,5	27,5
7	6 000	1 370	26,8	28,8
8	6 450	1 609	30,1	29,5
9	6 662	—	—	28,0
10	7 000	1 447	25,0	27,0

Самая высокая температура относится к средине тоннеля: 29,5°. Над этим пунктом, в соответствующей точке той же вертикальной, выходящей наружным концом на седловину хребта, средняя годовая $T = -3°$, следовательно геотермическая ступень равна 49,5 *м*. Между № 7, лежащим на 1 370 *м* ниже поверхности, и № 8, залегающим на глубине 1 609 *м*, следовательно при разнице горизонтов их в 239 *м*, как видно из таблицы 14, температура возрастает всего на 0,7°, тогда как в предыдущих двух пунктах № 6 и 7, разница в горизонтах которых 460 *м*, возрастание температуры равняется 1,3°. Из этого ясно, что для высот, соседних с границею вечного снега и выше, увеличение высоты гор на многие сотни метров не производит заметного возвышения температуры пород. Если принять общую сумму возрастания температуры от вершины горы до среднего пункта тоннеля, то оно равно 32,5°; вычитая из этого числа 2°, которые обусловлены налегающей горной массой толщиной 699 *м*, получим 30,5°; разделяя на это число вертикальную высоту в 910 *м*, получим, что геотермическая ступень почти равна 30 *м*. Охлаждающее влияние высоких гор оказывает такое значительное действие на температуру их внутренних частей, что геотермическая ступень возрастает до 300 *м*, так что горный массив в 700 *м* дает возвышение температуры у подошвы только 2°. Если сделать такую же поправку для Сен-Готарда, то геотермическая ступень будет также не более 30 *м*. Итак не только петрографический характер пород, не только интенсивность метаморфизации их, условия залегания, потоки подземных вод, но и характер рельефа, особено присутствие снега и ледников на поверхности, оказывает весьма существенное влияние на ход возрастания температуры с глубиною, а следовательно и на величину геотермической ступени.

5. Наконец кроме всех этих факторов, различие геотермического градиента, по мнению Генриха, обусловливается еще *неравномерным охлаждением* земного шара, по крайней мере для первых 30 *км* глубины. Очевидно под поверхностью морей Земля охлаждена на большую глубину, нежели под материками, т. е. одни и те же геотермы должны под морями опускаться несравненно ниже, чем под материками. Наибольшая высота на материках достигает почти 9 000 *м*, наибольшая глубина в морях — около 10 000 *м*, следовательно между максимальной высотой и глубиной вертикальное расстояние более 19 000 *м*. Принимая геотермическую ступень в 33 *м*, получим на глубине 19 000 *м* под высочайшею вершиною более 500°, тогда как на том же горизонте на дне глубокого моря температура не превосходит 1—2° С, а местами 0° С. Даже если брать не крайние высоты и глубины, а среднюю высоту материков около 700 *м* и среднюю глубину морей около 3 600 *м*, то и тогда на одном и том же горизонте под материками и морями температура разнится почти на 130° С. Так как изгибы геотерм по всей вероятности происходят с большею или меньшею постепенностью, то очевидно величина геотермического градиента, изменяясь также постепенно, не может быть одинакова в различных местах одного и того же материка; a priori можно думать, что она увеличивается с приближением к морским бассейнам, хотя к сожалению систематического ряда фактов в этом направлении мы не имеем.

Таким образом, сопоставляя все сказанное о наблюдениях над возрастанием температуры с глубиною, мы приходим к следующим заключениям:

1. Ниже пояса постоянной температуры, равной средней годовой температуре воздуха данного места, залегающего на различной глубине, происходит непрерывное возрастание температуры с глубиною.

2. Закон возрастания температуры с глубиною еще не определен с точностью, хотя средним числом принимают возвышение на 3° С через каждые 100 *м*. Определение это затрудняется целым рядом факторов, которые нарушают правильность возрастания температуры и обусловливают разнообразие результатов наблюдений и выводов относительно величины геотермического градиента

3. На значительной глубине влияние всех этих факторов заметно уменьшается, и потому возрастание температуры делается более постоянным.

4. Геотермическая ступень на большой глубине заметно увеличивается, т. е. возрастание температуры происходит медленнее, чем у поверхности. Это явление однако не дает права считать внутренность Земли совершенно охлажденною, как полагали некоторые ученые, основываясь на ошибочных вычислениях. Напротив, все наблюдения единогласно свидетельствуют о непрерывном возрастании температуры с глубиною, определенной уже до 2 300 *м* (Северная Америка); замедление же возрастания или увеличение геотермического градиента отчасти можно объяснить теми сложными процессами в верхней части земной коры, которые с глубиною умаляются или даже уничтожаются, т. е. деятельностью воды, химическими реакциями и радиоактивностью. Опыты Бишофа (с расплавленными шарами базальта) до некоторой степени указывают, что увеличение геотермического градиента с глубиною представляет вполне естественное явление в охлаждающемся расплавленном шаре, каким предполагают Землю, согласно гипотезе Лапласа. Наблюдая температуру при охлаждении расплавленных шаров базальта диаметром 0,75 *м*, Бишоф [57] в течение 48 час. нашел следующие величины (таблица 15).

Таблица 15

№ ступени	Место наблюдений	Температура °С
1	В центре шара	192
2	В расстоянии от центра 0,114 *м*	170
3	„ „ „ „ 0,185 „	156
4	„ „ „ „ 0,247 „	137

Из этих данных получается: между № 1 и № 2 возрастание температуры на 1° С через 0,0052 *м*, между № 2 и № 3 — 1° — 0,00507 *м*, между № 3 и № 4 — 1° — 0,00326 *м*, т. е. степень возрастания от поверхности к центру уменьшается, так как приведенные числа относятся между собою как

32 : 50 : 52.

На тот же закон охлаждения указывали Томсон, Тэт и др.

Распределение внутренней температуры и степень возрастания ее с глубиною имеют не только теоретическое, но весьма важное практическое значение, особенно при разработке все более и более углубляющихся рудников и при проведении железнодорожных тоннелей через большие горные хребты. Внутренняя температура Земли определяет, так сказать,

крайнюю границу глубины, до которой возможна работа человека; так например одно из богатейших месторождений золота и серебра в жилах Комстока в Неваде, давшее с 1860 по 1876 г. более 237 млн. долларов, уже в настоящее время почти оставлено по причине высокой температуры, которая невыносима для рабочих и достигает 42,2 и даже 46,7° С; работа при такой температуре, хотя с трудом, возможна только вследствие сухого воздуха в рудниках, а отчасти вследствие перемежаемости нагретого воздуха с холодными токами его, да и то рабочие в нагретых местах более 10 минут не выдерживают. Вообще принимают, что при температуре крови человека в 37° С можно работать в сухой атмосфере до температуры 50° С, но во влажной даже при 40° С работа невозможна. В таком же невыгодном положении для работ находятся некоторые глубокие каменноугольные рудники: например копи Розебридж в Англии глубиною 796 *м* имеют уже температуру пород до 34,4° С (1875 г.).

Не менее важно определение внутренней температуры при проектировании больших тоннелей; так например проекты тоннелей через Симплон, Монблан [58] должны были существенно измениться; точно так же при проектировании у нас большого тоннеля через Кавказский хребет необходимо иметь в виду возрастание внутренней температуры, которая даже при глубине тоннеля около 1 000 *м* и наибольшей длине его в 23 *км* (под Архотским перевалом) может возрасти до 36° С. С этой целью, как и вообще для выяснения физико-геологических условий проектирующихся тоннелей через главный Кавказский хребет, были произведены геологические исследования по двум направлениям: через Архотский перевал [*59*] — юго-восточный Кавказ и через перевал Домбай-Ульген [*60*] — северо-западный Кавказ. Оба эти исследования показали, что вероятная температура при проведении тоннелей не превысит 38° С, потому что Архотский залегает сравнительно неглубоко, а на Домбай-Ульгене или Аманаусе большое охлаждающее влияние оказывают многочисленные ледники и снеговые поля. Третье направление через Рокский перевал в этом отношении много проще ввиду небольшой длины и глубины заложения тоннеля.

Что касается причины или источника высокой внутренней температуры, то из всех объяснений этого явления наиболее распространено то, которое основывается на гипотезе Лапласа, т. е. возрастание температуры с глубиной зависит от внутренней теплоты Земли, представляющей остаток первоначальной теплоты, когда Земля была еще в расплавленном состоянии. Горячие источники и вулканические лавы, выделяющиеся изнутри Земли в разных местах ее поверхности, доказывают то же самое. Лавы Везувия, заливая окружающие его селения, расплавляли медные сосуды, даже не приходя с ними в соприкосновение, что указывает на их температуру, не меньшую чем 1 000°.

Принимая геотермическую ступень в 33 *м* в верхних слоях Земли (10—20 *км*) и дальнейшее уменьшение ее, мы должны допустить, что температура на глубине 120 *км* равна 1 200°, а 300 *км* — 2 000°, где следовательно все известные нам породы должны находиться в расплавленном состоянии. Для центра Земли принимается наиболее вероятной температура около 3 000—5 000°, хотя многие ученые считают высшим пределом ее лишь 2 000°, и вся внутренность Земли также должна представлять жидкую расплавленную массу, каковою и считали ее долгое время. Однако ближайшие исследования вопроса о состоянии внутреннего ядра Земли приводят к несколько иным заключениям, хотя, вообще говоря, эта трудная задача до сих пор еще далека от положительного решения (см. § 19).

Отмеченные выше значительные колебания в величине геотермического градиента создали у некоторых ученых представление о том, что первоначальный тепловой запас Земли — не единственный источник ее внутренней высокой температуры, но что таковым можно считать также и радио-

активные процессы. Эта мысль все более укреплялась по мере констатирования чрезвычайно большого распространения радиоактивных веществ, непрерывно выделяющих теплоту на Земле: в воздухе (до 700 *м* они доказаны), в термальных источниках и горных породах, преимущественно изверженных, в которых притом степень радиоактивности возрастает параллельно с содержанием кремнекислоты, а также в красной глине дна океанов. Основными же источниками радиоактивности в Земле являются уран и торий, обладающие наибольшим из всех элементов атомным весом и при распаде своем выделяющие радий. Оба эти элемента содержатся в 20 разных минералах; наибольшее же значение в этом отношении имеет минерал циркон. Стретт, Джоли и др. [*61*] доказали настолько значительную радиоактивность в горных породах, что нашу планету следовало бы рассматривать, по выражению Дэли, как весьма производительную печь, если бы среднее содержание радиоактивных веществ поверхности характеризовало также горные породы на значительной глубине. Считаясь однако с мнением об охлаждении Земли, Стретт предположил, что радиоактивные вещества сосредоточены преимущественно вблизи современной поверхности Земли, причем Чемберлен попытался связать это и со своей планетезимальной гипотезой. Хотя большинство геологов пока с осторожностью принимает в расчет данные о влиянии радиоактивности на термический градиент, тем не менее вероятно выделение тепла радиоактивными веществами замедляет общий процесс охлаждения не только Земли, но и других космических тел, так как астрономическими спектральными наблюдениями присутствие в них не только урана, но и продуктов его распада — эманации и гелия — было доказано (см. также главы V и X).

Подобно тому как Коперник произвел полнейший переворот в астрономии, так и открытие Кюри-Складовской радия в корне изменило основы всех наук и прежде всего физики, химии, а следовательно и геологии. Лишь открытие явлений радиоактивности в конце XIX века впервые с несомненностью доказало реальность существования атомов, дав толчок к изучению строения материи, без чего в свою очередь невозможно познание строения Земли и всех геологических процессов, проявляющихся в непрерывном движении с грандиозной затратой энергии. Атомное ядро заключает в себе огромные ее количества, что видно из такого примера: при сгорании 1 *г* угля выделяется 8 тыс. малых калорий тепла, при превращении же 1 *г* радия в свинец выделяется около 2 млрд. малых калорий! Между тем при этом процессе выделяется лишь незначительная часть внутриатомной энергии.

Представления о тепловом режиме Земли непосредственно связаны (как уже указывалось) с теми или иными космологическими представлениями. Так с точки зрения современных английских и американских геологов, как уже сказано, для геологии в учении о радиоактивности наибольшее значение имеет процесс выделения тепловой энергии, сопровождающий распад атомов. Наличие этого процесса заставило за последнее время коренным образом пересмотреть и изменить наши представления: 1) об охлаждении Земли, 2) об источниках энергии внутри Земли, проявляющейся в геотектогенезе и вулканизме, и 3) о возрасте Земли, т. е. о самых основных проблемах геологии. Вместе с тем вопрос о количестве и распределении радиоактивных веществ в теле Земли определяет и самое его строение.

Наряду с сильно радиоактивными, но редкими минералами не следует для правильной оценки радиоактивности Земли забывать о слаборадиоактивном, но зато столь распространенном калии. В общем можно считать горные породы кислые более радиоактивными, чем основные, а также то, что различная региональная радиоактивность находится в связи с распределением семейств различных магм. Весьма спорным является еще вопрос

о том, к ядру ли Земли или к ее литосфере приурочена концентрация радиоактивных элементов. Гольдшмидт, исходя из большого сродства с кислородом калия, урана и тория, привязанных поэтому к литосфере, считает именно ее наиболее радиоактивной. Поднятие кислых пород из недр Земли к поверхности еще более обогащает радиоактивностью самые внешние части литосферы. В сущности этот вопрос о распределении радиоактивности — основной, так как уже от него зависят другие и прежде всего тепловой баланс Земли. Если бы радиоактивные вещества были распределены в Земле равномерно в том количестве, как это нам известно по непосредственным наблюдениям на поверхности, то выделяемое ими тепло в 200 раз превосходило бы отдачу тепла Землей в мировом пространстве, и происходило бы не охлаждение ее, но разогревание,[1] между тем, если систематическое прогрессирующее охлаждение Земли и не доказано (вопреки обычным мнениям), то известная стадия охлаждения несомненно достигнута.

Признавая сокращение Земли, во всяком случае нельзя принимать лишь сокращение коры ее, а нужно распространять этот процесс на все тело ее в целом. При этом вероятно происходит не один непрерывный процесс сокращения, ведущий к умиранию Земли, а имеется периодическое чередование сжатия и расширения, т. е. изменение объема — следствие чередования непрерывно меняющихся температур (изменение баланса тепла) и давлений в результате непрерывного обмена веществ. Подсчитано (Нельке), что современное укорочение радиуса Земли достигает 50—100 *мм* в 100 лет.

Все эти процессы и обусловливают наличие непрерывного движения как в теле Земли, проявляющегося в геотектогенезе и вулканизме (внутренней динамике), так и изменения скорости вращения Земли. Она несомненно была различной в разные эпохи, но в настоящую повидимому находится в стадии увеличения. Эти изменения скорости вращения в свою очередь однако также влияют на геотектогенез.

Попытки установить распределение теплоты в теле Земли крайне трудны и дают лишь весьма гипотетические результаты. Эти представления о распределении и происхождении тепла в значительной мере зависят от той или иной космогонической предпосылки. Если исходить из планетезимальной, то постепенное увеличение Земли накоплением, а следовательно сжатие ее внутренних частей под влиянием нарастания внешних оболочек должно было вести и к уплотнению. Если исходить из предположения, что первичная плотность материала Земли была подобна лунной (3,34), то увеличение ее до современной (5,53) потребовало уменьшения радиуса Земли на 1 200 *км*. Этот процесс мог вызвать значительное накопление тепла внутри Земли, сопровождавшееся даже расплавлением; другим источником тепла, содействующим этому накоплению, могли и могут быть экзотермические реакции. Мы видели, что радиоактивность могла бы дать количество тепла, способное расплавить земной шар, если бы радиоактивные минералы были рассеяны во всей Земле в той же пропорции, как на ее поверхности. Исходя из этого процесса накопления тепла радиоактивностью, Джоли [*61*] и предполагает периодические расплавления коры Земли на глубине 40 *км*. Джеффрис [*62*] однако, констатируя несовпадение такого предполагаемого значения радиоактивного разогревания с величиной наблюдаемых геотермических градиентов, пришел к выводу, что радиоактивность должна уменьшаться с глубиной, падая до нуля на расстоянии 13—16 *км* от поверхности.

Анализируя степень охлаждения Земли, Джеффрис пришел к выводу, что отдача тепла через литосферу ничтожна, что глубже 800—900 *км* охлаждение уже не должно сказываться, т. е. что далее идут зоны неизменяемой температуры. Вместе с тем нельзя представить себе все концентры Земли во всех частях вполне однородного сложения, а следовательно и расположение в Земле изогеотермальных поверхностей не может быть в виде математически правильных вложенных сфероидов, но несомненно изобилует различными выступами и депрессиями.

Из различных видов энергии, присущих Земле, наибольшей является тепловая. Она унаследована от потенциальной энергии, достигавшей максимального значения при наибольшем разрежении массы и почти исякающей, когда масса достигает такой плотности, при которой ее собственное внутреннее притяжение неспособно производить дальнейшую

[1] Подсчитано, что за геологическое время каждый грамм земной массы получил 3 калории.

заметную концентрацию. Этот период наибольшей величины потенциальной энергии был, согласно гипотезе Джеффриса, когда масса планетная была газообразной, а по гипотезе Чемберлена, когда тучи твердых планетезималей были наиболее рассеянными.[1] Постепенное накопление крошечных планетезималей (по Чемберлену их вес мог быть лишь около 100 *г*) весьма медленно увеличивало сжатие, однако вглубь от поверхности этим процессом источник тепловой энергии последовательно увеличивался весьма значительно, заряжая ею ядро Земли. Далее возникает вопрос о том, уменьшилась ли активность Земли со времени ее затвердения или нет. Последователи планетезимальной гипотезы, и в особенности Б. Виллис, отвечают отрицательно, утверждая, что человек живет на активной, не угасающей, а тем более мертвой Земле, тогда как все гипотезы, исходящие из предположений о первоначально расплавленной и в дальнейшем застывающей Земле, неизбежно приводят к выводу о постепенном исчерпании первичного потенциального запаса тепловой энергии, а следовательно к концу мира.

Если при попытке определения внутренней температуры (и температуры плавления) принимать ее повышение пропорционально давлению, то получится на половине радиуса уже громадная величина 78 000° С. На основе же планетезимальной гипотезы, принимая параллельный с увеличением давления подъем температуры, также на половине радиуса получаем 16 000°, а в центре — 32 000° (в обоих случаях подсчеты Чемберлена).

Однако, как указано большинством исследователей, температуры внутренности Земли принимаются много меньшими (до 4 000—5 000°). В особенности Лури [*63*] высказывается в сторону их понижения. На глубине в 500 *км* он принимает температуру не выше 1 500°, т. е. ниже, чем нужно для расплавления в этих условиях давления горных пород.

Давление в Земле по Гутенбергу представлено в таблице 16.

Таблица 16

Глубина *км*	Давление, *ат*		Глубина *км*	Давление млн. *ат*
	в океане	под матер.		
1	100	280	500	0,18
2	200	560	1 000	0,38
			2 000	0,86
5	500	1 400	3 000	0,50
			4 000	2,40
10	1 000	2 800	5 000	3,00
50	—	14 500	6 370	3,30

Эти соображения имеют большое значение, как мы еще увидим, для суждений о вероятном физическом состоянии разных зон земных оболочек и вообще тела Земли. Приверженцы теории изостазии предполагают наличие в верхней части ее слабой, податливой зоны — «астеносферы», стараясь определить ее глубину и толщину. Но именно анализ геотермических данных приводит к выводу (Лури) об ее отсутствии. Данные о реакции тела Земли на приливные (солнечно-лунные) силы (Майкельсон [*64*] и др.) говорят о большой его твердости (вдвое выше стали), а не о жидком или полутекучем состоянии «астеносферы». Между тем именно для объяснения наличия жидкой зоны допускалось вероятие высоких температур и расплавления всех горных масс на известных глубинах. При учете теплового баланса Земли, особенно в верхних ее зонах, следует иметь в виду и вероятие так называемого «фрикционного» тепла, образующегося вследствие различных перемещений и особенно опусканий частей земной оболочки. Однако обратно, именно эти опускания и движения вообще многими выводятся как следствие нарушений внутреннего теплового баланса Земли. Мы вынуждены опять-таки признать еще невыясненность здесь истинных причинных взаимоотношений, незнание того, что принимать за причину и что за следствие. Из сказанного однако видна та громадная роль, которую играют и геотермические исследования для выяснения самых основных геологических вопросов, не говоря уже о более частных практических.

---

[1] Общим у обеих гипотез является лишь допущение возмущающего влияния проходящего светила на первичное Солнце. Но характер последнего уже принимается различным во время рождения от него планет. По Чемберлену, оно было небольшим, но энергично эруптивным; именно сильное извержение солнечной материи при возмущающем содействии проходящего светила и создало первичный планетный материал, тогда как, по Джеффрису, первичное Солнце представляется грандиозной пассивной туманностью.

Совокупность целого ряда явлений, тесно связанных между собою, убеждает нас в том, что внутри Земли находится постоянный и обильный источник теплоты, который вероятно представляет собой остаток от бывшего расплавленного состояния Земли; значит Землю можно рассматривать как тело, отчасти остывшее, а потому до некоторой степени сжавшееся.[1]

Пока тектонические процессы проявляются, до тех пор Землю нельзя считать остывшим холодным телом, как и нельзя отрицать возможность ее внутреннего разогрева.

Одни из тектонических процессов — крупные дислокации, горообразование — происходят медленно, незаметно, и мы определяем их только по результатам, произведенным в более древние геологические эпохи; другие же, как например вулканические и сейсмические явления, обнаруживаются со значительною напряженностью, происходят у нас на глазах и доступны нашему непосредственному исследованию. Но так как ближайшая причина всех этих новейших процессов, географическое распространение и отчасти характер проявления их находятся в тесной зависимости от состава и истории развития Земли, то поэтому мы сначала дадим самый сжатый очерк состава, строения, истории образования земной коры, опишем главнейшие формы ее нарушений и наконец изложим вулканические, сейсмические и горообразовательные процессы.

Литература к главе II

Из общих руководств укажем:

П. Н. Тверской. Курс геофизики. 1932.
Ш. Морэн. Физика земли. 1933.
B. Gutenberg. Lehrbuch der Geophysik. 1926 и Handbuch der Geophysik. — Многотомная энциклопедия, наиболее важная.

1. Стебницкий. Известия Русск. геогр. об-ва, № 5, 1892, стр. 493.
2. J. W. Gregory. The plan of the earth and its causes. Geogr. Journ. XIII, 1899 и American Geologist XXVII, 1901.
L. Green. Vestiges of the molten globe as exhibited in the figure of the earth's volcanic action and physiography. London, 1875.
M. Bertrand. Deformation tétraedrique de la terre. Compt. rend. CXXX, 1900.
B. Emerson. The tetrahedral earth. Bull. G. Soc. Amer., XI, 1900.
M. Lévy. Bull. Soc. géol. France, 1898.
Th. Arldt. Die Gestalt der Erde. Gerlands Beiträge z. Geophysik, Bd. VII, 1905.
W. Prinz. Annuaire astronom. Brüssel. 1901.
Г. Шенберг. Теория Грина. Труды О-ва землевед. при Петр. унив., т. II, 1909.
К. Чепурковский. Обзор литературы по вопросу о распределении суши и моря. Землеведение, 1913.
3. Saigey. Petite physique du globe. Paris, 1842.
4. Stokes. On the variation of gravity at the surface of the earth в Transactions of the Cambridge Phil. Soc. Vol. VIII, 1849.
5. Dahlander. Ueber den Einfluss, den die Unebenheit der Erdoberfläche und des Meeresbodens auf die Veränderung des Niveaus der Küsten ausüben. Annalen d. Phys. u. Chemie v. Poggendorf. B. CXVII, Leipzig, 1862.
6. Fischer. Untersuchungen über die Gestalt der Erde. Darmstadt, 1868.
7. Р. Е. Ленц. О виде Земли и уровне океанов. Записки Русск. геогр. об-ва, т. VIII, 1878.
R. Hirvonen. The continental undulations of the geoid. Fin. Geodetic Inst., № 19, Helsinki, 1934.
8. Sterneck. Ueber Schwerstörungen u. Lotabweichungen, в Verb. d. neunten deutschen Geographentag. 1891. — Его же. Die Schwerkraft in den Alpen etc. Mitt. d. k. k. Militär-Geographischen Inst. Wien. XI, 1892.
Sterneck. Mitt. des k. k. Militär-Geographisch. Institutes. B. II, 1882, стр. 77—110 и B. III, стр. 69—94; извлечение из этих статей сделано И. И. Стебницким в Известиях Русск геогр. об-ва, 1886, стр. 63. См. также заметку Стебницкого в Известиях Русск. геогр. о-ва, 1887, стр. 69; о работах по определению силы тяжести и средней плотности Земли посредством наблюдения качания маятника см. Sterneck. Untersuchungen über die Schwere im Innern der Erde в Mitt.

[1] Внутреннее состояние Земли изложено ниже.

des k. k. Militär-Geogr. Institutes. B. VI, Wien. 1886, а также Albrecht. Bestimmungen der Länge des Secundpendels in Leinzig, Dresden und dem Abrahamschachte bei Freiburg in den Jahren 1869—1871. Berlin, 1885; Wilsing. Mitt. über die Resultate von Pendelbeobachtungen. Sitz. d. Berliner Akad. d. Wiss., B. XXI, 1887.
9. Cavendisch. Experiments to determine the density of the earth в Philos. Trans. Vol. LXXXVIII; то же у Гюнтера в его Geophysik. B. I.
10. Jolly. Anwendung der Wage auf Probleme der Gravitation в Abhandl. d. k. Bayr. Akad. d. Wissensch. B. XIV; Ann. d. Phys. u. Chemie. B. XIV.
11. Подробности вычислений см. в Космической физике Мюллера. Lehrbuch der kosmischen Physik. Braunschweig, 1875, S. 273.
12. Cornu-Baille. Détermination nouvelle de la constante de l'attraction de la densité moyenne de la Terre. Comptes rendus, t. LXXVI.
13. J. H. Pointing в Proc. Roy. Soc. London. 1892, а также The mean Density of the Earth. An Essay, to which the Adam's Prize was adjudged in 1893 in the University of Cambridge. B. I, p. 156.
14. Гершуном в 1900 г. (журнал Физ.-хим. об-ва 1900 г. и Известия Русск. астр. об-ва, VIII, 1900) был предложен совершенно оригинальный способ определения плотности.
15. F. M. Stapff. Ueber die Zunahme der Dichtigkeit der Erde nach ihrem Inneren в Ann. d. Phys., № 48, 1893; Beiträge zur Geophysik, B. II, H. I, 1894.
16. W. Klussman. Ueber das Innere der Erde. Gerlands Beitr. zur Geophysik. Bd. XIV, H. I, 1915; а также Trabert. Lehrbuch der kosmischen Physik. 1911.
17. Cl. F. Dutton. On some of the greater problems of physical geology. Bulletin of the Philos. Soc. of Washington, XI, 1889, p. 51—64.
18. Г. Фредерикс. Возможная причина аномалий силы тяжести. Журнал геофизики и метеорологии, т. I, вып. 2, 1925.
19. F. B. Helmert. Die Schwerkraft in Hochgebirge insbesondere in den Tyroler Alpen in geodätischer u. geologischer Beziehung. Mit 4 litogr. Tafeln. Berlin, 1890. Отклонение отвеса в горах он объясняет дефектом в земной коре. См. ряд сводных по определению силы тяжести наблюдений работ Гельмерта и др. в Verhandlungen der Intern. Erdmessung 1900, 1903, 1906, 1909 и Геккера. Определение силы тяжести в Атлантическом океане, Рио-да Жанейро, Лиссабоне и Мадриде. Сборник рефератов, Петроград, Главный штаб, 1917.
F. B. Helmert. Die Schwerkraft und die Massenverteilung der Erde. Enzyklop. d. mathem. Wiss. Bd. VI, 1910.
20. A. Legrenier. Sur la présence des cavités de retraite à l'intérieur du globe. Bull. Soc. Géol. de Belgique, 1930.
21. M. Eschenhagen. Die Lage der erdmagnetischen Pole in Beziehung zur Verteilung, von Land und Wasser. Geogr. Mitt. Petermann's № 5, 1888, S. 142.
22. Edmund Naumann. Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde. Stuttgart, 1887. — Geograph. Mitt. Peter Ergänzungsheft, № 108, 1893; в нем описана подробно Fossa magna. См. его же Geotektonik u. Erdmagnetismus в Verhandl. VII deutsch. Geographentages. 1897. В этой последней работе Науман показал полное соответствие магнитных аномалий с дислокацией в Англии, Франции, Бельгии и изобразил это картографически.
Из новых работ см. Deecke (N. Jahrb. f. Min. Bd. XXII, S. 114), который признает для северной Германии зависимость магнитных аномалий от распределения богатых железом базальтов и диабазов, и K. Haussmann. Ueber die magnet. Landesaufnahme des Deutschen Reiches. Peterm. Mit. I. 1913.
23. Milne. Seismol. observations and earth physics. Georg. Journ., 1903, p. 17.
24. Lang. Klassifikation und Periodizität der tekton. und kryptovulk. Beben... N. Jahrb. Beil. Bd. 35, 1913.
25. В статье М. А. Рыкачева „Результаты метеорологических наблюдений первой международной экспедиции 1882—1883 гг.“, СПБ., 1889, находится очень много интересных данных о северных сияниях и их соотношениях с земным магнетизмом и температурою. Также см. статьи Р. Э. Ленца в Известиях Русск. геогр. об-ва за 1886 и др.
26. W. Bollet. Das Südlicht. Beiträge zur Geophysik. Gerlands. B. III, H. 1, 1896.
27. Folgeraiter. Rend. C. Acad. Lincei, III, II. 4, 1895.
28. Ф. Левинсон-Лессинг. Известия Геологич. ком. № 5, 1925, и отчет Акад. наук. СССР, I, стр. 342, 1925.
29. H. Thiene. Temperatur und Zustand des Erdinnern. Jene, 1907. Сводка литературы.
30. Клоссовский. Температура почвы на юго-западе России. Одесса, 1888, стр. 14. См. интересные работы о температуре почвы на разных глубинах: Э. Е. Лейст. О температуре почвы в Павловске. Записки Акад. наук, т. LXVI; П. И. Ваннари. О температуре почвы в некоторых местностях Евр. России. Записки Акад. наук т. V, № 7, 1897; из них видно, что минимум проникает почти в 7 раз медленнее на одну и ту же глубину чем максимум.
31. A. Th. Middendorff. Reise in dem äussersten Norden und Osten Sibiriens. B. I, Th. I, S. 85—183. См. также E. de K. Lefflingwell. Ground-ice wedges. Journ. of Geol. XXIII, № 7, 1915.

32. С. И. Залесский. К вопросу о мерзлой почве и ледяных слоях Сибири. Протоколы Томского об-ва ест. врачей, 18 янв. 1893.
33. И. Лопатин. О ледяных слоях в Восточной Сибири. Приложение к XXIX тому Записок СПб. Акад. наук. СПБ., 1876.
34. Fritz. Упоминания об этой карте встречаются в Lehrbuch der Geophysik Гюнтера В. II, стр. 302; также у Пешеля и Ячевского в Известиях Русск. геогр. об-ва XXV, 1889, стр. 344.
35. Вппльд. О температуре воздуха в Российской империи. СПБ., 1882, стр. 357.
36. Воейков. Сообщение в комиссии Русск. геогр. об-ва по вопросу о железной дороге через всю Сибирь. 1889 г. в протоколах комиссии. (См. и *29.*)
37. Л. Ячевский. О вечно мерзлой почве в Сибири. Известия Русск. геогр. об-ва, т. XXV, вып. V, 1889.
Казьмин. О мерзлых слоях в Сибири. Известия Русск. геогр. об-ва, 1892. Л. Ячевский. Материалы по геотермике. 1912.
S. Kraskowski. Geothermische Messungen in den Bohrlöchern des Donetzbeckens. Erg. II. Beitr. ang. Geophysik. III, H. 1, 1932. Geoth. Mes. in den artes. Bohrl. von Charkov und Moskau während des Sommers 1932. Beitr. z. ang. Geophysik. B. 4. H. 1, 1933; то же в Журнале геофизики, т. III, вып. 3, 1933.
38. Поляков. Известия Русск. геогр. об-ва, т. XIX, стр. 22, 26; то же у Никольского. Остров Сахалин и его фауна позвоночных животных. СПБ., 1889. Прил. к т. LX Записок Акад. наук.
39. Пополнением наших сведений о мерзлой почве Сибири послужили данные от рассылки программы наблюдений (см. Известия Русск. геогр. об-ва, т. XXV, вып. V, 1889) и от издания особой инструкции Русск. геогр. об-ва для исследования мерзлой почвы Сибири, составленной комиссией и напечатанной в 1895 г. под редакцией И. В. Мушкетова. В ней указаны методы наблюдения, литература и все необходимые инструменты. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1895. См. там же замечания Залесского. В 1912 г. вышло 2-е издание этой инструкции в связи с постройкой Амурской ж. д.
40. Dr. Alexander Bunge und Eduard Toll. Berichte über die von der k. Akad. d. Wissensch. ausgerüstete Expedition nach den Neusibirischen Inseln und dem Jana-Lande в Beiträge zur Kenntins des russ. Reiches u. der angrenzenden Ländern Asiens. Dritte Folge, B. III. St.-Petersb., 1887, стр. 190, 258—259 и др.
41. Э. Толль. Окаменелые ледники северной Сибири. Записки Русск. геогр. об-ва, т. XXX, 1898. Работы эти раньше были напечатаны по-немецки в изданиях Академии наук; И. Толмачев. Почвенный лед с р. Березовки.
42. М. И. Сумгин. Вечная мерзлота. Изд. Акад. наук, 1931.
43. Königsberger und Mählberg. Über Messungen der geotherm. Tiefenstufe... N. Jahrb. f. Miner. Beil. Bd. XXXI, 1911, S. 107.
44. Matheucci. Observations rélatives à la température des couches terrestres dans les puits de Monte-Massi. Comptes rendus d. l'Akad. s. d. Fr. T. XVI, 1813.
45. Sollas. Geol. Magazine. 1901, p. 502.
46. Königsberger. Ueber Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Täler, Berge Eclog. geol. Helv. IX u. X.
Eduard Dunker. Ueber die Wärme im Innern der Erde und ihre möglichst fehlerfreie Ermittelung. Stuttgart, 1896. Посмертное сочинение, в котором собраны все наиболее точные определения геотермического градиента.
47. Huysen. Die Tiefbohrung im Dienste der Wissenschat, insbesondere Ermittelung der Wärme im Innern des Erdkörpers. Verhandlungen des achten deutschen Geographentages zu Berlin am 24, 25 und 26 April 1889. См. также Nature. 1889.
48. Zöppritz. Der gegenwärtige Standpunkt der Geophysik. Wagner's Geogr. Jahrbuch, B. 8.
49. N. Henrich. Jahrbuch f. M. G. u. P. 1881, H. 2. S. 181.
50. Dunker. N. Jahrb. f. M. G. u. P. 1876, S. 710; см. его же работы: 1) Ueber die Benutzung tiefer Bohrlöcher zur Ermittelung der Temperatur des Erdkörpers und die deshalb in dem Bohrloche I zu Sperenberg auf Steinsalz angestellten Beobachtungen в Zeitschr. i. d. Ges. Naturwissensch. B. VI. 2) Ueber die möglichst fehlerfreie Ermittelung der Wärme des Inneren der Erde und das Gesetz ihrer Zunahme mit der Tiefe в N. Jahrb. f. M. G. u. P. 1877.
51. N. Henrich. Jahrb. f. M. 1888. II. 2. S. 180 и 1889. B. I, S. 29. См. также его работы: 1) Ueber die Temperatur im Bohrloche zu Sperenberg und die daraus gezogenen Schlüsse. Ib. 1876. 2) Ueber die Temperatur im Bohrloche zu Sperenberg в Zeitschr. f. math. u. naturw. Unterricht. B. IX. 3) Henrich-Brauns. Zur Frage über die Temperatur des Erdinneren. Gaea, 14 Jahrgang.
52. H. Fritz. Vierteljahresschrift d. naturforsch. Ges. in Zürich. B. 36, 1891.
53. Stapff. Studien über die Wärmeverteilung im Gotthard. T. I. Bern, 1877.
54. M. Giordano. Revue de Géologie. T. IX, p. 158. Также Lapparent. Traité de Géologie. T. I, p. 378. См. также интересную работу A. Koch. Erdwärme und Tunnelbau im Hochgebirge. Wien, 1882.
55. A. Heim. A Eclog. Geol. Helv. VIII, 4, 1904.
56. H. Schardt. Wissensch. Ergebnisse des Simplondurchstiches. Verh. Schweiz. naturf. Ges. Winterthur. 1904.

Полные сведения о наблюдениях за температурой горных пород при прохождении Симплонского тоннеля опубликованы: Niethammer. Eclogae Geolog. Helv. XI, 1910.
57. G. Bischof. Gesetz der Temperaturzunahme nach dem Erdinneren в Ann. d. Phys. u. Chemie. B. XXXV.
58. A. Heim. Geologische Untersuchungen über das Project des Montblanc-Tunnels в Vierteljahresschrift d. Naturf.-Ges. zu Zürich. 1882.
59. Иностранцев, Каракаш, Левинсон-Лессинг и Стрижевский. Через Главный Кавказский хребет. СПБ., 1896, а также Ф. Левинсон-Лессинг и др. Геологические последования в области Перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет. СПБ., 1914.
60. И. В. Мушкетов. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Труды Геолог. комит. Т. XIV, № 1, 1897.
61. J. Joly. The surface-history of the Earth. 1925.
62. Jeffreys. The Earth. 1929.
63. De Lury. The strength of the Earth. Journ. of Geology, № 7, 1933.
64. A. Michelson and H. Gale. The rigidity of the Earth. The Astrophys. Journal t. h., p. 330. 1919, а также в Journal of Geology, XXII, 1914.
65. Орлов. Результаты юрьевских, томских и потсдамских наблюдений над лунно-солнечными деформациями Земли. Труды Астрономич. обсерв. Новор. универ. 1915.
66. R. A. Daly. Our mobile Earth. 1929, p. 112–113.
67. B. Gutenberg. Der Aufbau der Erde. Berlin, 1925.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ

§ 15. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР УСТРОЙСТВА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Всю Землю можно представить схематически построенной из отдельных концентрических оболочек, или сфер, из которых внутренняя, или ядро Земли, нам известна менее всех остальных; вследствие своей значительной плотности она получила название *барисферы* в отличие от более легкой и доступной нашему исследованию земной коры, называемой *литосферой*; водная оболочка называется *гидросферой*, воздушная — *атмосферой* и наконец совокупность организмов, населяющих Землю, составляет *биосферу*. Твердая масса, т. е. барисфера и литосфера, составляет 93%, гидросфера — около 7% и атмосфера — лишь 0,03% массы всего комплекса земного тела.

В этой главе мы рассмотрим лишь устройство поверхности Земли, литосферы, а к составу ее обратимся в главе IV.

Если рассматривать Землю из заоблачных пространств, говорит Э. Зюсс, нас прежде всего поразит красновато-желтая оболочка — атмосфера. Эта оболочка окружает земной шар, но значительно отклоняется от правильной шарообразной формы и прежде всего в смысле сжатия, какое свойственно Земле. Сжатие у атмосферы гораздо больше; оно превосходит сжатие Земли почти в 8 раз. Плотность атмосферы увеличивается сверху вниз, и в самых нижних слоях, прилегающих к литосфере, она имеет наибольшую величину. Что касается верхней границы атмосферы, то она до сих пор не определена с надлежащей точностью (около 400 *км*). Впрочем с геологической точки зрения это не очень важно по той причине, что все метеорологические процессы происходят на высоте, не превышающей 11 000 *м*, тем более что разреженность на этой высоте весьма большая. Так например разрежение атмосферы на высоте 7 420 *м* равно 0,4 (прямое показание барометра — 294 *мм*), а на высоте 60 *км* составляет 0,0003 (прямое показание барометра — 0,25 *мм*). Искусственно мы не в состоянии получить такое разрежение. Что касается веса атмосферы, то его можно определить по давлению барометра. По Ганну, вся атмосфера весит около 5 триллионов килограммов $(5 \times 10)^{18}$, что составляет менее 0,000001 всей массы Земли $(1 : 12 \times 10)^{5}$. Атмосфера состоит по весу из 77 частей азота и 23 кислорода, или по объему из 79 частей азота и 21 части кислорода.[1] Но кроме этих главных составных частей на всех высотах и под всеми широтами принимают участие в атмосфере и другие составные части, имеющие большое значение, именно углекислота и водяные пары, содержание которых отличается большим непостоянством. Важное значение углекислоты и водяных паров состоит в их влиянии на теплопроводность атмосферы, и колебания в содержании углекислоты и водяных паров таким образом могут обусловить изменение климатов. Изменчиво также давление атмосферы, которое обусловливает разнообразные течения ее и состояние погоды, о чем подробнее изложено [*1*] при рассмотрении внеш-

[1] Точнее: азота — 78,08; аргона — 0,94; водорода — 0,001; кислорода — 20,95; углекислоты — 0,3; неона — 0,0012; гелия — 0,0004.

ней динамики Земли (см. том II). Общие представления о строении атмосферы видны на рис. 40.

Атмосферу делят на нижний слой уплотненный — *тропосферу* и верхний разреженный (выше 11 *км*) — *стратосферу*.

В тропосфере совершаются все метеорологические явления, обусловливающие тот или иной ход погоды. В стратосфере царят более постоянные, устойчивые условия, а температура держится постоянно на низком уровне (около — 50° С).

Что касается *литосферы* и *гидросферы*, то наблюдатель, спустившись из заоблачного пространства в атмосферу и рассматривая поверхность земного шара, будет прежде всего поражен неравномерным распределением воды и суши. Кроме того обращает на себя внимание особенность в очертании континентов и некоторых островов, заключающаяся в том, что заостренными концами они обращены к югу, расширенными — к северу. Они представляются с известной высоты как бы клиньями, упирающимися в антарктические моря, под 56° ю. ш. (Америка), 43°40′ ю. ш. (Австралия), 34°51′ ю. ш. (Африка).

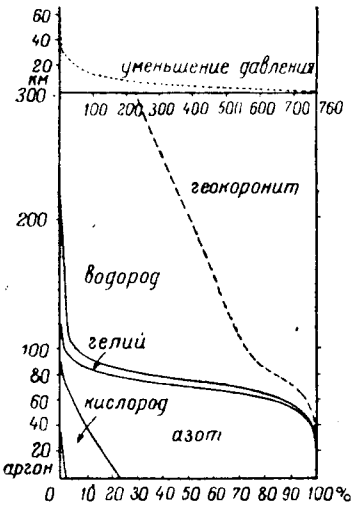


Рис. 40. Состав и строение атмосферы на разных высотах по А. Вегенеру.

Неравномерность распределения воды и суши до некоторой степени маскируется еще в северном полушарии, потому что здесь под некоторыми широтами суша и вода распределены более или менее равномерно, но зато чрезвычайно резко обнаруживается в южном полушарии.

Если Землю разделить таким образом, чтобы центром одного полушария была точка близ устья Луары во Франции, а южного — Новая Зеландия, тогда в первом будут сосредоточены главные массы материков, а во втором — океанические ареалы.

Суша разделяется на *материки* и *острова*. Под материками понимают обширные части суши, представляющие громадные выпуклые части литосферы, воздымающиеся над дном океанов в среднем на 4 000 слишком метров. Острова в общем по своей площади составляют только 7% всей суши и отличаются от материков не только по своим размерам, но нередко по способам своего происхождения: некоторые из них представляют части, отделившиеся от материков, другие обязаны своим происхождением деятельности вулканов, третьи возникли в результате деятельности животных или растений и т. д.

Материки связаны между собой и по общепринятому разделению образуют три группы: 1) Европа — Азия, или Евразия, 2) Африка и Австралия, или Гондвана, 3) Северная и Южная Америка и Антарктика.

Материк, известный под названием Антарктики, по своему строению повидимому состоит из двух частей: из древнего приподнятого плато со стороны Атлантического и Индийского океанов, геологически близкого Африке и Австралии, и из значительно более молодого строения, представляющего вероятно продолжение Анд Южной Америки, обращенного к Тихому океану. Слагают ли обе эти различные структуры в настоящее время один материк или разъединены проливом, пока в точности неизвестно; выяснить это должен ряд новейших американских и английских экспедиций (Берда, Иллсуорса, Римилла).

Из материков северные отличаются некоторыми общими свойствами от южных. Все северные значительно расширяются к северу и оканчиваются низменными равнинами, а на юг суживаются и оканчиваются полуостровами. Зазубренность северных материков составляет противоположность

сглаженной треугольной форме южных. Последние три материка отличаются замечательным сходством в своих очертаниях: все они оканчиваются на юге мысами, все имеют на западной стороне заливы: Аравийский, Гвинейский и Спенсера, вогнутости которых пропорциональны удлинениям материков на юг и утолщениям на северо-западном конце. На восточной стороне они выпуклы.

Но сходству горизонтальных очертаний формы эти названы О. Пешелем *географическими гомологиями*.

Замечателен и параллелизм противолежащих берегов Старого и Нового света, повторяемый кроме того и срединным гребнем дна Атлантического океана, протягивающимся от Фарерских о-вов до о-ва Тристан-да-Кунья через Азорские о-ва. Этот параллелизм между прочим натолкнул впервые Вегенера на его гипотезу скольжения материков, по которой обе Америки, отор-

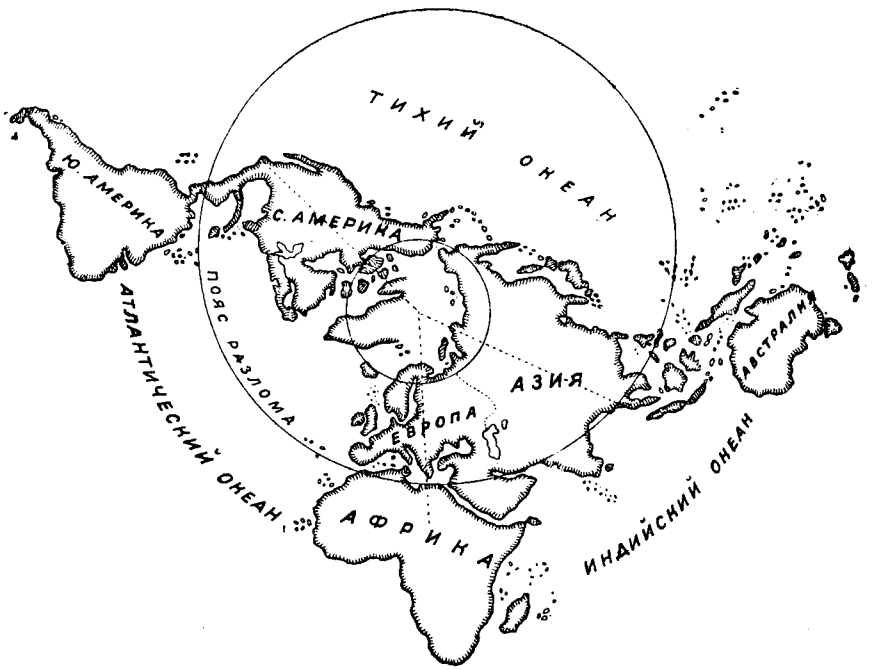


Рис. 41. Пояс разлома Земли по Гохштеттеру.

вавшись от Африки и Европы, сдвинулись на запад (см. главу X). Действительно, соответствие противоположных побережий, особенно Южной Америки и Африки, настолько разительное, что их почти точно можно сложить друг с другом, но все же это чисто внешнее подобие — еще недостаточное основание для столь широких выводов.

Причиной параллелизма географических очертаний является скорее всего однородность дислокаций, систем сбросов и т. п.

Деке [2] объяснил это существованием древней системы основных трещин, образовавшихся при стяжении Земли, которая отзывается на плане всех последующих дислокаций.

Северные и южные материки разделяются низменной полосой, замечательной по напряженности вулканических и сейсмических явлений и названной Гохштеттером [3] *поясом разлома* (рис. 41).

Водная оболочка, или *гидросфера*, также разделяется на несколько больших и мелких частей; между ними различают большие моря, или океаны, соответствующие материкам, и несамостоятельные моря, или средизем-

ные, внутренние и окраинные. Обычно признают пять океанов: *Тихий*, или *Великий*, *Атлантический*, *Индийский*, *Арктический* и *Антарктический*; границею последних двух считаются северный и южный полярные круги, а первых трех — берега материков, где же их нет, то меридиан их южных оконечностей [4]. Но так как все океаны соединяются между собой, то строго говоря, как предложено Ю. Шокальским [5], существует вообще единый мировой океан (рис. 42).

Мировой океан теперь разделяется лишь на три: *Тихий*, *Атлантический* и *Индийский*. Арктический же можно рассматривать как северную часть Атлантического и считать за внутреннее море (Северное полярное море).

Уже давно географы стараются определить как площади суши и моря, так и их среднюю высоту и глубину, а также распределение их по поясам широты, но до сих пор еще нельзя сказать, чтобы все эти исчисления имели желаемую точность. Что касается площадей суши и воды, то из 510 млн. *км*² поверхности Земли [1] на долю воды приходится около 361 млн. *км*², а на долю суши — около 149 млн. *км*², следовательно отношение площади суши к площади воды будет равно 1 : 2,42, или суши — 29,2%, воды — 70,8%, а округляя, 29 и 71%, если принять во внимание Антарктику около 14 млн. *км*².

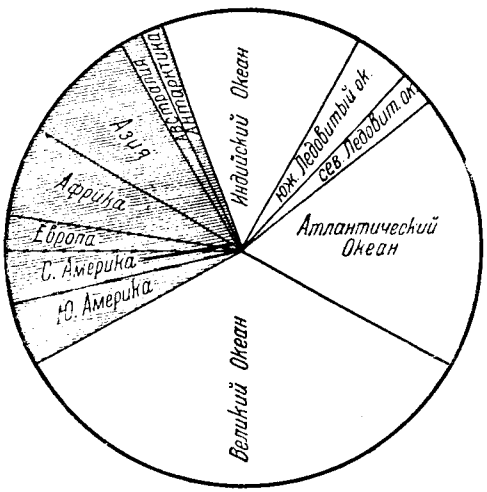


Рис. 42. Диаграмма относительных площадей, занимаемых материками и океанами.

Средняя высота суши и глубина морей определяется от уровня океана, принимаемого за постоянный, так как наибольшие его колебания в обе стороны не превосходят 30 *см*. Лаплас предполагал среднюю высоту суши равною 1 000 *м*, но определение Гумбольдта дало 300 *м*. Цифры Гумбольдта были единственными до XX века, когда масса накопившихся фактов дала возможность сделать новые более правильные определения как средней высоты материков и всей суши, так и средней глубины морей; а зная площади их, возможно определить объем суши и воды.

Средняя высота суши равна 700 *м* без Антарктики, а если считать ее среднюю высоту за 2 000 *м*, *то средняя высота всей суши равна* 840 *м*, т. е. следовательно ближе к цифре Лапласа — 1 000 *м*, чем Гумбольдта — 300 *м*, а средняя глубина морей равна 3 800 *м*, объем же суши до уровня моря 104 млн. *км*³, а объем морей — 1 336 млн. *км*³. Следовательно отношение объема суши к объему морей — около 1 : 13. [2]

При средней высоте суши в 840 *м* и средней глубине морей в 3 800 *м* можно представить себе всю сушу в виде обширного плоскогорья, имеющего общую высоту 4 500 *м*, площадь 148 823 000 *км*² и объем 670 млн. *км*³; эта часть земной коры, выступающая в виде цилиндра над средним уровнем морского дна, по предложению Вагнера, могла бы быть названа *материковым* или *твердым островом* (Landblock) в противоположность *морскому* или *жидкому* (Wasserblock), имеющему высоту 3 800 *м*, площадь 361 128 000 *км*² и объем

[1] По определению Гельмерта (1912).

[2] Попытки этих определений принадлежат: Лейпольду [7], Лаппарану [8], Пенку [9], Зупану [10], Меррею [11], Тилло [12], Гейдриху [13], Г. Вагнеру [6], Ю. Шокальскому [5] и последняя — Козинна, у которого и заимствована прилагаемая кривая рис. 43.

1 336 млн. $км^3$. Из этого получаем, что отношение материковой массы к водной равно 1 : 2.

Вместо уровня моря или морского дна для ориентировки вертикальных отношений рельефа в последнее время принимают так называемый *средний уровень земной коры* (Mean Sphere Level — Милля, surface d'équiformation — Рамье, mittlere Niveau der Erdkruste — Вагнера и др.), который, по первоначальному определению Д. Меррея, соответствует подножью *континентального склона актической* или *континентальной ступени*, или *шельфа*, или переходной области (Transitional-Area) между материковою (Land-Area) и абиссальною областями (Abyssal-Area).

Средний уровень земной коры получится, если весь твердый или материковый остов разложить по всей поверхности Земли; тогда средняя

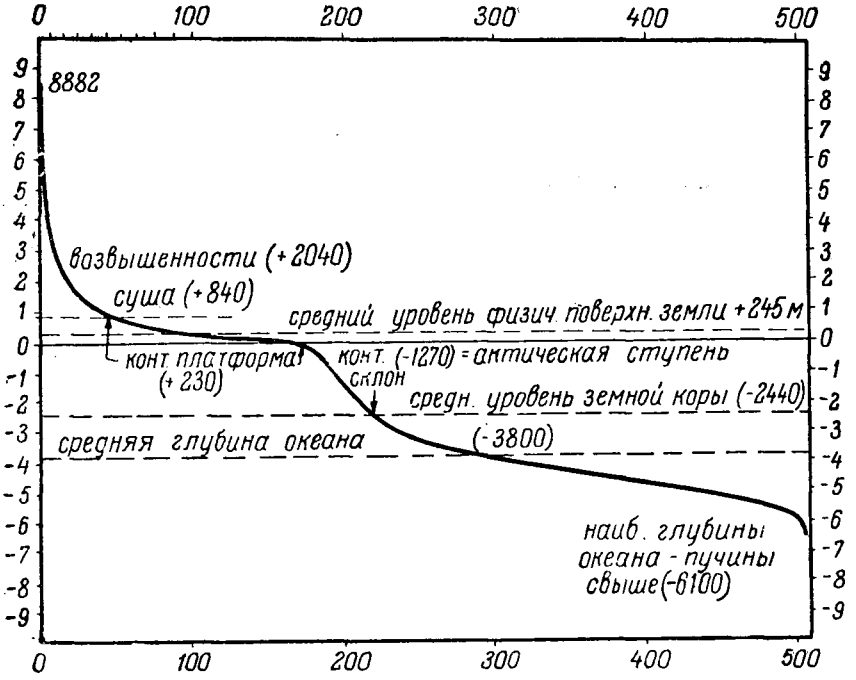


Рис. 43. Средний профиль земной коры — гипсографическая кривая по Козинна.

глубина моря уменьшится почти на 1 300 *м*, и следовательно средний уровень земной коры будет на средней высоте 3 800 — 1 300 = 2 500 *м* (точнее 2 440 *м*).

Для построения *гипсографической кривой Земли*, или *среднего профиля земной поверхности* (рис. 43 и 44), необходимо определить площади различных ярусов высот и глубины. Исследования в этом направлении показали, что на суше преобладают малые высоты от 0 до 500 *м*, которые занимают более 50% всей поверхности суши, а в морях напротив преобладают большие глубины от 3 000 до 5 000 *м*, занимающие около 70% всей площади воды и даже около 40% всей поверхности Земли. Высочайшие вершины на суше и глубочайшие впадины в морях развиты очень мало и составляют вместе только около 3% площади Земли.

Высшая точка на Земле — гора Эверест (не Гауризанкар, с которой ее всегда смешивали) — имеет высоту 8 882 *м*; наибольшая глубина найдена в 1912 г. у о-ва Минданао, в «Филиппинской впадине», в 10 430 *м*, т. е. наи-

большая амплитуда рельефа Земли равна 19 312 *м*, или всего 0,0032 земного радиуса.[1]

В таблице 17 указаны средние высоты материков и глубины океанов (по Вагнеру, Мейнардусу, Бориу и Козинина).

Таблица 17

Материки и океаны	Средняя высота материков и глубина океанов *м*	Площади 10^6 *км*^{2}
Евразия	830	54,2
Африка	650	29,8
Австралия	350	8,9
С. Америка	700	24,1
Ю. Америка	590	17,8
Антарктика	2 000	14,0
Атлантик	3 300	105,4
Пацифик	3 850	180,0
Индик	3 900	75,0

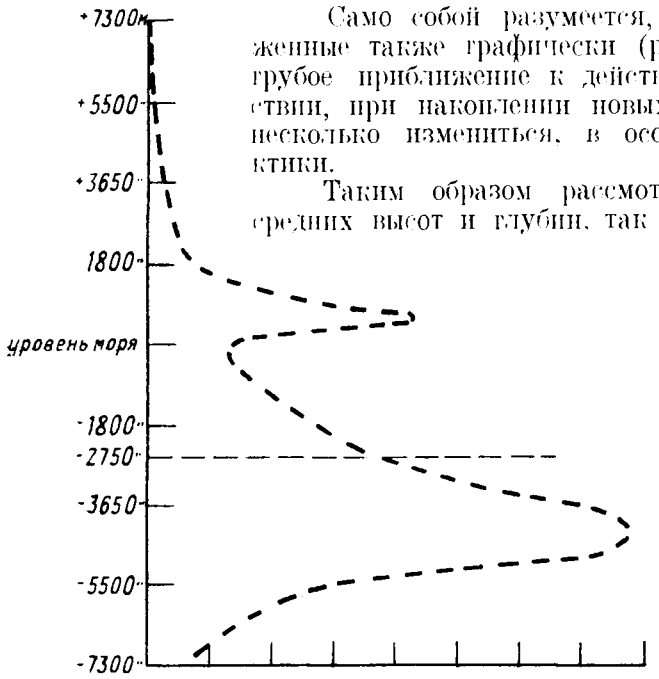


Рис. 44. Диаграмма, изображающая отношение числа поднятий и впадин Земли, по Невину.

По оси абсцисс отложена поверхность их в процентах. Уровень 2 750 *м* соответствует сниведлированной поверхности Земли — средний уровень земной коры.

Само собой разумеется, что все эти величины, выраженные также графически (рис. 45—49), представляют еще грубое приближение к действительным, а потому впоследствии, при накоплении новых данных, несомненно должны несколько измениться, в особенности в отношении Антарктики.

Таким образом рассмотрение как общих отношений средних высот и глубин, так и частностей приводит к тому заключению, что при существующей разности высот и глубин материки представляют, как выше сказано, массивные плоскогорья, воздымающиеся на 4 500 *м* над дном океанических бассейнов. В сравнении с такими плоскогорьями горы, находящиеся на них, имеют ничтожную величину, например Альпы увеличивают среднюю высоту Европы на 6 *м*, а Пиренеи — только на 3—4 *м*. Вследствие этого ни в коем случае нельзя допустить, чтобы происхождение гор дало начало образованию материков, а следовательно старое мнение, что горы представляют ossatura mundi, т. е. скелет материков, не выдерживает критики. С другой стороны, самые большие горные кряжи, как увидим ниже (глава IX), например Альпы, Гималаи, Кавказ, Тянь-шань, Анды и др., не только самые новые кряжи, но не окончившие еще и в настоящее время своего формирования.

[1] Вершина Гималаев Нанга-рабат на горизонтальном расстоянии лишь в 20 *км* от долины Инда превышает ее на 7 000 *м*. Это редкий пример резкого рельефа.



Рис. 45. Профиль Европы.

1—низменность По; *1а*—Альпы; *2*—Баварская возвышенность; *3*—средиземноморская горная страна; *4*—Гарц; *5*—северогерманская низменность.

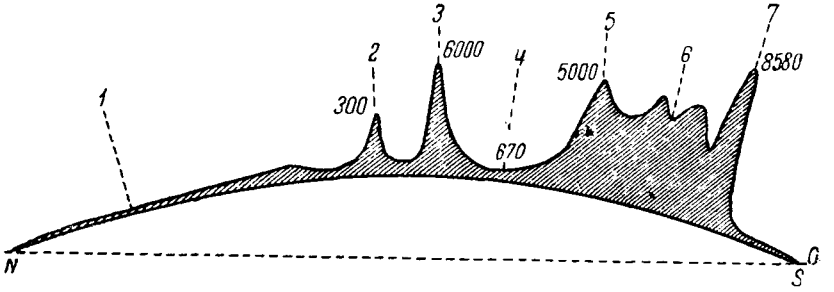


Рис. 46. Профиль Азии.

1—Сибирь; *2*—Алтай; *3*—Тянь-шань; *4*—Лоб-нор; *5*—Куэнь-лунь; *6*—Тибет; *7*—Гималаи.

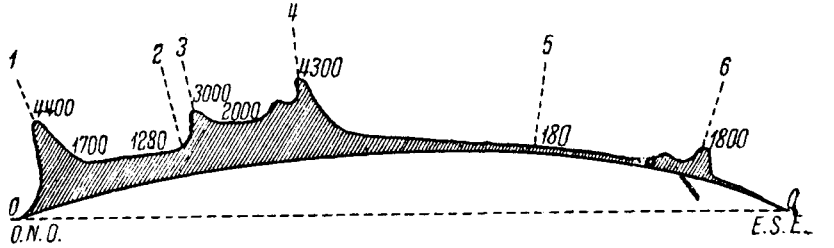


Рис. 47. Профиль Сев. Америки.

1—Шаста; *2* и *3*—Б. бассейн; *4*—Скалистые горы; *5*—Миссисипи; *6*—Аллеганы.

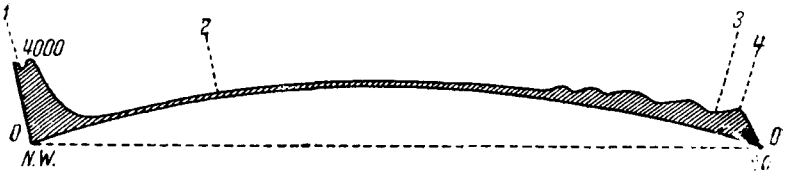


Рис. 48. Профиль Южн. Америки.

1—Анды; *2*—Амазонка; *3*—4—Бразилиды.

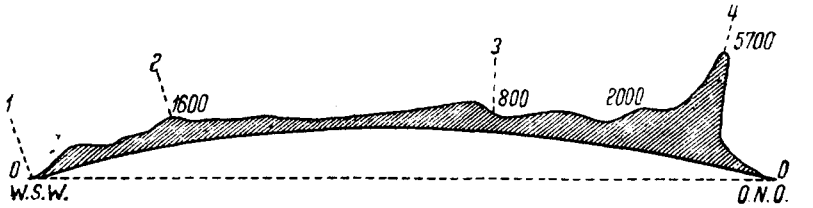


Рис. 49. Профиль Африки.

1—Бенгуэла; *2*—Катанга; *3*—оз. Танганайка; *4*—г. Килиманджаро.

Вышеприведенное распределение различных ярусов высот и глубин привело А. Пенка к тому заключению, что при колебании уровня моря, не-

сомненно совершавшемся несколько раз в течение различных геологических эпох, изменение площадей суши и моря было неравномерно, а именно при существующем распределении высот и глубин море гораздо легче может возрасти за счет суши, нежели наоборот; так понижение морского уровня на 1 000 *м* увеличило бы площадь суши только на 30%, тогда как при повышении на 1 000 *м* площадь суши уменьшилась бы почти на 80%.

Впоследствии мы подробнее разберем колебания моря в различные геологические эпохи и их причины; теперь же только заметим, что периоды наступания моря или наибольшего развития его, называемые *трансгрессивными*, несколько раз сменялись в течение геологической жизни Земли периодами развития суши, или *материковыми*, например в конце палеозойской эры, особенно в пермскую эпоху, также в конце мезозойской и в начале кенозойской эры, так что важнейшие отделы геологического времяисчисления совпадают с периодами развития суши; этим только и возможно объяснить отсутствие геологических систем в одном и том же разрезе. Принимая современную разность между средней высотой и средней глубиной за исходную (4 500 *м*), мы должны допустить, что в трансгрессивном периоде разность эта уменьшается, а в материковом увеличивается; следовательно, в первом случае материки большею частью наводнены, затоплены, а во втором, напротив, они возвышаются над океанами на всем своем протяжении; последнее явление повидимому имеет место в настоящее время, так как только незначительные части моря, приблизительно те, которые имеют глубину около 200 *м*, могут рассматриваться как краевые наводнения материков, т. е. как трансгрессия настоящего времени.

Изменяемость отношений между сушею и морем, совершающаяся хотя и в известных пределах, имеет весьма важное биологическое значение, так как всякая перемена в границах их обусловливает уменьшение или увеличение органического мира суши, который развивается пропорционально развитию материков и уменьшается, вымирает при сокращении их; морская фауна наоборот. Можно a priori сказать, что времена процветания органической жизни на суше и в море должны попеременно чередоваться с такими, при которых скорее происходит вымирание, чем нарождение видов. Этот теоретический вывод, говорит Пенк, вполне подтверждается исследованием геологических систем, которые действительно показывают, что блестящие периоды органической жизни чередовались с периодами явного упадка; животный и растительный мир развивался неравномерно и непостоянно: то быстро, то медленно, скачкообразно. Этот факт давно признан геологической хронологиею. Первый материковый период на земной поверхности в каменноугольную эпоху обусловил то чрезвычайное развитие растительного мира, о котором свидетельствуют мощные пласты каменного угля, и после того, как наиболее древние растительные роды, тайнобрачные (Kryptogamae) и голосемянные (Gymnospermae) пережили всю мезозойскую эпоху, лиственный лес получил наибольшее развитие только тогда, когда суша, начиная с третичного периода, снова получила обширное распространение. Точно так же млекопитающие животные стали вытеснять пресмыкающихся и земноводных с начала кенозойской эры, когда увеличение суши дало достаточное пространство для мощного развития их (см. главу V).

Таким образом береговая линия и рельеф поверхности претерпевали изменения в течение разных геологических эпох, которые отражались как на разности высот и глубин, на отношении площадей воды и суши, так и на неравномерном развитии органической жизни. Отсюда понятно, что все попытки отыскать геометрическую законность в преходящих очертаниях современных материков едва ли могут быть удачны, а тем более плодотворны, если они основаны только на внешних сравнениях, как это делали многие ученые по почину Бэкона, Риттера и Пешеля. В этом отношении единственный верный путь состоит в изучении характера и направления главных структурных линий, по которым тектонические процессы видоизменяли, видоизменяют и будут видоизменять поверхность земного шара. Э. Зюсс впервые указал, развил и применил этот метод к выяснению пластики земной поверхности («лика Земли»), беря в совокупности материки и океаны. При изложении тектонических процессов (глава VI) мы подробнее познакомимся с классическими исследованиями и основными выводами Э. Зюсса [*15*], теперь же только заметим, что современная береговая линия в зависимости от рельефа материков может быть разделена на два типа: тихоокеанский и атлантический.

Первый тип, *тихоокеанский* (см. рис. 587 и 588), характеризуется тесною зависимостью своего направления от прилегающих горных кряжей,

следовательно в данном случае граница материка, так сказать, обусловливается пластикой того же материка. Тихоокеанский тип береговой линии протягивается от Ганга до мыса Горна; «вдоль азиатского берега Тихого океана, через Японию и Курильские о-ва и далее на восток через Алеутские о-ва до Аляски тянутся или на самом материке, или на прилегающих длинных рядах островов более или менее соединяющиеся линии горных кряжей, простирающихся или параллельно берегу, или обращенных к нему внутреннею стороною, так что острова окружают материк подобно многим гирляндам», также от Читагонта до Явы. Этот же тип свойствен Новой Гвинее, Соломоновым о-вам, Новой Каледонии, Новой Зеландии и может быть даже Антарктическому материку.

Второй тип береговой линии, *атлантический*, отличается, по исследованиям Э. Зюсса, полным отсутствием какой бы то ни было причинной связи с горными кряжами материков; «эта независимость протяжения морских берегов от направления горных хребтов отличительна для атлантической области». Этот тип занимает все остальное пространство береговой линии [*16*].

Кроме того, характер береговой линии видоизменяется в зависимости от других агентов, которые обусловливают различную степень расчлененности у различных материков. В таблице 18 приведена для всех материков степень расчлененности, т. е. отношение площади материков к длине их береговой линии.

Таблица 18

Материки	На 1 *км* береговой линии приходится площади $км^2$	На 1 *м* береговой линии приходится площади $м^2$
С. Америка	407	56
Ю. Америка	689	74
Европа	89	37
Африка	1420	152
Азия	763	105
Австралия	534	73

Из этой таблицы видно, что наименьшая степень расчлененности свойственна наиболее крупным материкам, как Африка и Азия, тогда как наибольшая присуща самому малому материку — Европе, расчлененность которой выступает еще поразительнее при подробном рассмотрении: например на полуострове Морее на 1 *м* береговой линии приходится только 3 $м^2$ поверхности, для Ирландии на 1 *м* береговой линии — 10 $м^2$; то же приблизительно для Скандинавии, Шотландии и пр. Так как большая или меньшая степень расчлененности прямо обусловливает степень доступности материка, а значит большее или меньшее общение между различными народностями, то очевидно старое положение Риттера о тесной связи или даже зависимости культуры человека от степени расчлененности находит себе подтверждение например при сравнении мало расчлененной, трудно доступной Африки с ее дикими племенами и значительно расчлененной Европы с ее высокоцивилизованными народностями; на то же указывает замечательная расчлененность стран, где развивалась классическая образованность.

Характер расчлененности не только влияет на развитие человека, но до некоторой степени определяет физические процессы, переживаемые материком, а потому перечислим хотя бы вкратце все известные типы береговой линии материков.

Если рассматривать на подробных картах береговую линию, то прежде всего бросается в глаза, с одной стороны, разнообразие ее вида, а с другой — частая повторяемость некоторых форм, и это выступает тем яснее, чем подробнее и точнее карты. Местами расчлененность береговой линии зависит от расчлененности рельефа прилегающей страны, но местами развитая расчлененность имеет место при сравнительно простой пластике материка. Для выяснения всех этих отношений нужно помнить, что береговая линия отделяет не только материки от океана, но она образует границу между дном моря и поверхностью суши, следовательно между областью отложения и областью размывания, из которых первая постепенно сглаживается, нивеллируется, а вторая расчленяется, диференцируется. Кроме того береговая линия изменяется от отрицательных и положительных

движений и наконец от разрушительного влияния атмосферной, материковой и морской воды. Зная факторы, воспроизводящие различной формы берега, возможно группировать однородные формы. Попытка в этом направлении была сделана Рихтгофеном [17], Финшером [18] и др.; первая из них несравненно полнее, а потому перечислим вкратце типы берегов по этой классификации.

В отношении зависимости береговой линии от пластики суши нужно различать, согласно Рихтгофену [19], следующие типы берегов:

1. *Продольные берега* (Längs- oder Longitudinale Küsten). Направление берега параллельно направлению ближайшей горной цепи. Такие берега однообразны в своем очертании и обыкновенно бедны заливами и гаванями; если даже встречаются хорошие заливы, то они по большей части лишены практического значения, так как отделены горною цепью от внутренности страны. Таков например в Черном море южный берег Крыма (идущий параллельно Яйле), северо-восточный берег Черного моря между Анапою и Сухумом (почти параллельный Кавказскому хребту), берег Лазистана (параллельный Понтийскому хребту), в Японском море — берег от Владивостока до устья Амура (параллельный хребту Сихотэ-Алинь), северо-западный берег Охотского моря (параллельный Становому хребту) и др.

2. *Поперечные берега* (Quer- oder transversale Küsten). Направление берега представляет или прямой, или острый угол с направлением горных цепей. Такие берега обыкновенно богаты заливами и хорошими гаванями и представляют легкий доступ внутрь страны. Таков например восточный берег Балканского полуострова, от устья Дуная до южной Греции, западный берег Малой Азии.

3. *Берега водоемов, расположенные на внутренней стороне дугообразно изогнутых горных кряжей* (Beckenrand Küsten). Находясь на внутренней, вогнутой стороне дугообразно изогнутых складок горных кряжей, эти берега не представляют в своем очертании определенного соотношения с очертаниями горных кряжей, с которыми они связаны своим положением. Доступность их из внутренних частей страны больше, чем продольных берегов, но меньше чем поперечных. Здесь обыкновенно преобладают плоские, мало вдающиеся в материк бухты и тупые мысы. Таковы западные берега Италии и западные же берега Камчатки и Японии.

4. *Нейтральные высокие берега* (Neutrale Hoch-Küsten oder Schollenküsten). Очертание этих берегов не имеет какого-либо определенного отношения к рельефу материка. По большей части такие берега прилегают к плоскогорьям без ясно выраженных горных цепей. Обыкновенно эти берега однообразны и имеют слабо изогнутое или прямолинейное очертание и вообще бедны заливами, мысами и островами, если обращены к океану; но составляя берега внутренних морей, они могут быть значительно расчленены. По вертикальному профилю эти берега представляют обрыв, или прямо падающий к морю, или отделенный от последнего низменной полосой прибои. К этому типу принадлежат например северные берега Черного и Азовского морей (за исключением южного берега Крыма), берега Балтийского моря (с заливами Финским и Ботническим) на значительном протяжении.

5. *Нейтральные низменные наносные берега* (Regionale Schwemmland-Küsten). Очертания этих берегов, подобно предыдущим, не находятся в связи с рельефом материка, но в противоположность первым это плоские берега, принадлежащие более или менее обширным низменностям намывного происхождения. Таков например восточный берег Черного моря между Поти и Сухумом, юго-восточный берег Азовского моря, берег Северного полярного моря в Западной Сибири.

Степень расчленения берега зависит по преимуществу от формы рельефа поверхности суши и дна моря, но весьма существенное значение имеет и деятельность морских волн, выражающаяся или в размыве берега, или в образовании новых отложений.

Немаловажное значение имеют выносы и отложения, производимые реками в виде дельтовых образований, и т. п.

Следовательно в этом отношении берега можно разделить на две категории: 1) берега, где море делает захват материка, и 2) берега, где преобладает образование новых осадочных отложений, обязанное деятельности или волн и морских течений, или рек.

К берегам первой категории, согласно Рихтгофену, нужно отнести следующие типы, возникшие вследствие проникновения моря в долины (прорытые реками или льдом).

1. *Тип фиордов* (Fjordküsten). Берега с глубокими, вдающимися в материк, узкими, разветвляющимися заливами-фиордами. Это по большей части продольные берега, образованные из более или менее твердых пород. Фиорды всегда появляются группами, и распространение их до некоторой степени зависит от развития древних и современных ледников, почему их считают производными ледников.

При опускании берега море заливает долины, которые имеют здесь по преимуществу характер поперечных долин. Продольные же долины им не подчинены.

2. *Далматский тип* (Dalmatischer Typus). В противоположность предыдущему типу здесь по преимуществу были развиты продольные долины, но заполнении которых морем кряжи гор образовали полуострова, косы и острова, тянущиеся параллельно между собою и с общим направлением берега, который и в этом случае представляет собою продольный берег.

3. *Риасовый тип* (Riasküsten). Это тип поперечных берегов, которые при повышении

морского уровня получают весьма расчлененное, извилистое очертание. Концы горных кряжей выдаются в море в виде мысов с острыми очертаниями; в промежутках же море углубляется в материк, заполняя низовья долин, разделяющих горные цепи, и образуя более или менее глубоко вдающиеся в материк бухты и заливы, по большей части с извилистыми очертаниями.

4. *Лиманный тип* (Liman Typus). Тип, свойственный высоким нейтральным берегам. При повышении морского уровня море заполняет низовья долин, прорезывающих плосковозвышенную страну и имеющих довольно однообразное и простое очертание, вследствие чего получаются заливы в виде треугольников, острая вершина которых глубоко врезывается в материк.

5. *Тип шхерных берегов* (Skjärenküste), подобно лиманному типу, принадлежит к высоким нейтральным берегам. Но только здесь море заполнило углубления, произведенные ледниками в твердой породе, мало подвергающейся дальнейшему сглаживающему действию моря. Вследствие разнообразия в формах и очертаниях углублений, сделанных льдами, эти берега отличаются крайним разнообразием и сложностью в своих очертаниях, примером чему может служить берег Финляндии.

К типам второй категории, т. е. к типам берегов, получающих прирост вследствие намыва или отступаний моря, Рихтофен причисляет:

6. *Тип берегов южной Индии* (Hinterindischer Typus) (Индо-Китая). Это поперечные берега, у которых обширные низменности между цепями гор выдаются настолько вперед в море, что окончание горных цепей не оказывает уже никакого влияния на расчленение берега, обусловливая только общее направление береговой линии.

7. *Тип лагунных берегов* (Lagunenküsten). Лагунными называются берега, когда прибоем волн и береговых течений продукты разрушения берега или доставленные реками в море осадки отлагаются впереди заливов в виде береговых плотин, отделяя таким образом от моря более или менее значительные участки, которые затем или постепенно опресняются, или, усыхая, превращаются в соленые болота.

8. *Гвианский тип* (Guyana Typus) основывается на приросте плоской намывной земли и на отклонении нижнего течения впадающих тут рек по направлению, параллельному линии морского берега.

9. *Тип патагонских берегов* (Patagonischer Typus) представляет поперечный берег, у которого низменности между горными кряжами выдвигаются вперед не вследствие приноса, но по причине отступания моря, представляя таким образом обсохшее дно моря.

10. *Тип берегов морского дна* (Meeresgrundküsten), подобно предыдущему, представляет обсохшее дно отступающего моря, но не в промежутках между горными цепями, а непрерывной полосой.

11. *Тип выровненных берегов* (Ausgleichsküsten), представляющих прямолинейное или слабо изогнутое очертание, несмотря на чрезвычайное расчленение рельефа материка. Главнейшею причиною тут являются сильные береговые течения, отлагающие удобоподвижный намывной материал и сглаживающие им раньше существовавшие заливы и неровности береговой линии.

По отношению к вертикальному профилю среди морских берегов нужно различать следующие типы:

1. *Крутые берега* (Steilküsten). Берег обрывается круто к морю, и такой же крутой наклон существует под водою без значительного изменения в наклоне на уровне морской поверхности.

2. *Крутые берега с намывною полосою* (с полосой прибоя) (Strandküsten mit Steilrand). У основания берегового обрыва расстилается более или менее широкая плосконизменная полоса прибоя волн, заливаемая во время сильного волнения, когда волны достигают подножия берегового обрыва.

3. *Берега с отодвинутым* (внутрь страны) *береговым обрывом* (Strandküsten mit zurückliegendem Steilrand). На этих берегах плоская намывная полоса настолько широка, что никогда не покрывается сплошь водою, так что волны не достигают подножия берегового обрыва. При этом следует обратить внимание, произошло ли подобное отодвигание берегового обрыва вследствие понижения морского уровня или является результатом усиленного намыва волнами моря материала, слагающего намывную полосу.

4. *Плоский берег* (Flachländküsten). Плоские берега, большею частью сопровождаемые мелководным прибрежьем, представляют по преимуществу берега низменных стран. Такие берега могут или отступать во внутрь страны, подвергаясь захватам моря, или же выдвигаются вперед в море вследствие постоянного приноса нового материала.

Как горизонтальное, так и вертикальное расчленение земной поверхности представляет результат сложной деятельности различных физико-геологических агентов. Хотя основные черты рельефа воспроизведены тектоническими процессами, но бесконечное разнообразие придано ему денудационными процессами. Ввиду сложности его генезиса было бы очевидно невозможно постигнуть законность в распределении и характере его на основании одних только внешних признаков, а потому и попытки Эли де-Бо-

мона, Бюаша и др. найти какую бы то ни было геометрическую правильность в направлении вертикального расчленения были так же неудачны, как в отыскании сходства в горизонтальных контурах. Происхождение рельефа мы рассмотрим ниже, теперь же познакомимся только в общих чертах с главными элементами рельефа и их внешними особенностями.

На поверхности суши различаются следующие элементы рельефа по абсолютным высотам: *низменности, плоскогорья* и *горные кряжи,* а по относительным: *равнины* и *страны гористые.*

На дне морей обширные ровные выпуклости называют также *плоскогорьями,* вытянутые в одном направлении — *хребтами,* а понижения — *бассейнами*; отдельные небольшие пространства, отличающиеся большою или малою глубиною, называют *глубинами* и *мелями.*

Низменностью называют площади с ровною поверхностью, залегающие или ниже уровня океана, например Арало-Каспийская на 26 *м* ниже, или имеющие небольшую абсолютную высоту, не превышающую 150 *м.* Они сложены из пород сравнительно новых и притом большею частью горизонтально пластующихся. В большинстве случаев эти части земной поверхности только недавно вышли из-под уровня моря. По своему залеганию низменности бывают внутренние и береговые. Первые располагаются внутри материка, например сибирские, североамериканские, вторые же на окраинах, например низменность Европейской части СССР, северогерманская и др. За последнее время такие внутренние низменности тектонического происхождения называют *депрессиями.*

Помимо Каспийской низменности, имеющей площадь в 700 000 *км*^{2}, наиболее известны: опустившаяся полоса по долине Иордана от Тивериадского оз. (см. главу VI) до Мертвого моря; первое лежит на 208 *м*, а второе на 394 *м* ниже уровня океана, принимая же во внимание его глубину до 400 *м*, получаем положение дна Мертвого моря до 800 *м* под уровнем океана. Эта замечательная полоса опускания, представляющая лишь часть еще большей полосы, простирается на S почти на 400 *км*; на ее же продолжении находятся наиболее замечательные зоны опускания в восточной Африке, с максимумом у оз. Танганайка [*20*], дно которого на 1 000 *м* ниже уровня океана (см. главу IX, § 51). Не менее замечательны открытая русскими исследователями большая Люкчунская депрессия или впадина в восточном Тянь-шане, опущенная на 100 *м* ниже уровня океана среди окружающих ее хребтов в 3 000—5 000 *м* высотой, а также Турфанская. Дно некоторых озер также ниже уровня океана (Комо, Байкал и др.).

Плоскогорья, или *плоские возвышенности,* или *плато,* представляют также страны с ровною поверхностью, так что профиль их характеризуется илосковолнистой линией, но абсолютная высота их достигает нескольких сот метров. По своему положению они бывают или внутренние, заключенные между кряжами, или же составляют переход от низменностей к горным кряжам, например Тибет (4 500—5 000 *м*), Титикака, африканские, Декан и др.

Горными кряжами называют такие поднятия земной поверхности, которые отличаются значительными и весьма неравномерными абсолютными высотами и развитием в длину за счет ширины. Если длина и ширина приблизительно одинаковы, то горный кряж переходит в массив. Горные кряжи отличаются чрезвычайно разнообразным расчленением, однако в них не замечается совершенных перерывов, что отличает кряжи от гористых стран. В каждом горном кряже различают гребень или хребет, склоны, подножие или подошву кряжа и вершины самой разнообразной формы — в виде зубьев, игол, куполов, пирамид и пр.

Распределение всех трех элементов рельефа на суше весьма неравномерное. В меридиональном направлении высота плоскогорий и горных кряжей увеличивается от полюсов к экватору; так около тропика Рака средняя

высота плоскогорий почти равна высоте гор умеренного пояса, а плоскогорья умеренного пояса по высоте равны высоте гор полярного пояса. Группирование их по материкам также весьма различно, что лучше всего видно из профилей материков, составленных с чрезвычайным преувеличением вертикального масштаба над горизонтальным (рис. 45—49).

Из этих общих профилей видно, что в Северной Америке горы находятся на западной и восточной окраинах, а низменности — в средине. В Южной Америке горы находятся преимущественно на западной окраине и постепенно спускаются к плоскогорьям и низменностям восточной окраины. В Африке горы находятся на восточной и северной окраинах, плоскогорья — в южной, а низменности — в средине. Австралия на большей части окраин, но преимущественно на западной и восточной, окружена горами. В Европе и Азии горы достигают наибольшего развития в южной части, отделяясь от морей низменностями. Между всеми этими элементами рельефа главную роль играют горные кряжи, обозначающие собою важнейшие направления тех движений, которые испытывала земная кора. Хотя в направлении гор не замечается какой бы то ни было геометрической правильности, как предполагал например Эли де-Бомон, считая направление гор совпадающим с ребрами пентагонального додекаэдра, помещенного в центре Земли, или Бюаш, предполагавший несколько правильных горных узлов, и пр., тем не менее в направлении их, как указано Гумбольдтом и Дэна, чаще всего повторяется двоякое простирание СЗ и СВ, соответствующее главным простираниям береговой линии материков. Зависимость направления горных кряжей от границ континентальных масс проявляется с особенно большой отчетливостью на тихоокеанском типе берегов. Для некоторых же материков она обнаруживается только при восстановлении прежних, ныне утраченных, контуров берегов. Развитие Нового Света, т. е. обеих Америк, в меридиональном направлении как бы обусловливает меридиональное или близкое к нему направление главных кряжей. Клинообразное сужение Северной Америки к югу повторяется и на схождении ее кряжей, а именно на западе цепи гор: Коаст, Сиерра-Невада, Каскадные, Уасатч, Скалистые, простирающиеся согласно берегу на ССЗ, образуют острый угол с цепями восточного или атлантического берега: Аллеганами, Синими, Кумберландскими, простирающимися на СВС.

Наоборот, развитие Старого Света в широтном направлении как бы ведет за собой преобладание широтного простирания в кряжах Европы, Азии и Африки, причем они отклоняются или на СЗ, например Пиренеи, Гарц, Кавказ, Эльбрус, Копет-даг, Куэнь-лунь, Гималаи и др., или к СВ — Альпы, Балканы, Тянь-шань, Алтай, Саяны, Яблоновый и Становой хребты и др. Рассматривая внимательно поперечные разрезы горных кряжей, мы замечаем, что громадное большинство, и притом наиболее массивных складчатых кряжей, отличается неравномерностью или несимметричностью склонов, так что общая фигура поперечного разреза представляет разносторонний неравнобедренный треугольник. Склоны их, обращенные к океану, обыкновенно крутые, короткие, вогнутые, с нарушенным залеганием пород и с многочисленными выходами древних вулканических пород или даже с современными вулканами; склоны же, обращенные к материку, напротив, выпуклые, пологие, длинные, со спокойным складчатым залеганием пород, без выдающихся вершин, без выходов вулканических пород и вулканов. Например в Андах Америки западный склон крутой и вогнутый, а восточный материковый — пологий и выпуклый, в Альпах южный склон крутой, а северный — пологий. Юрский кряж в этом отношении особенно типичен; в Тянь-шане наоборот северные склоны гораздо круче южных. Словом, эта особенность присуща почти всем кряжам, хотя у некоторых она бывает замаскирована денудацией. Явление это Лаппаран [*21*] назвал ***дисимметрией рельефа.***

Подобная же дисимметрия рельефа свойственна и морскому дну, где отдельные гребни хотя значительно сглажены, но тем не менее так же разносклонны, как и в материковых кряжах.

Вопросы, связанные с дисимметрией рельефа как материкового, так и дна океанов, весьма сложны и относятся к одним из наиболее интересных

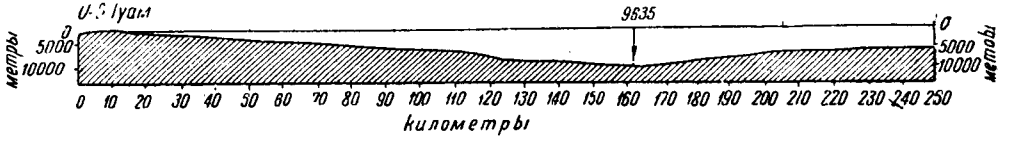


Рис. 50. Профиль дна Тихого океана у о-ва Гуама.

геологических и морфологических проблем (см. главу VI). Точные океанические работы последних десятилетий чрезвычайно расширяют наши взгляды в этом направлении, и результаты их обязательно должны учиты-

ваться геологами. Наиболее важными из них являются следующие: наибольшая глубина (особенно свыше 7 000 *м*) приурочена к длинным, узким впадинам дна, дающим с соседними высотами суши амплитуды рельефа до 14 *км*; механизм их опускания пока неизвестен, и некоторыми сопоставляется с процессами геосинклиналей. Главные океанические впадины приурочены к юго-западной части Тихого океана (Филиппинская и Марианская в 9 *км* глубиной и до 1 000 *км* длиной; Кермадекская и Тонга —

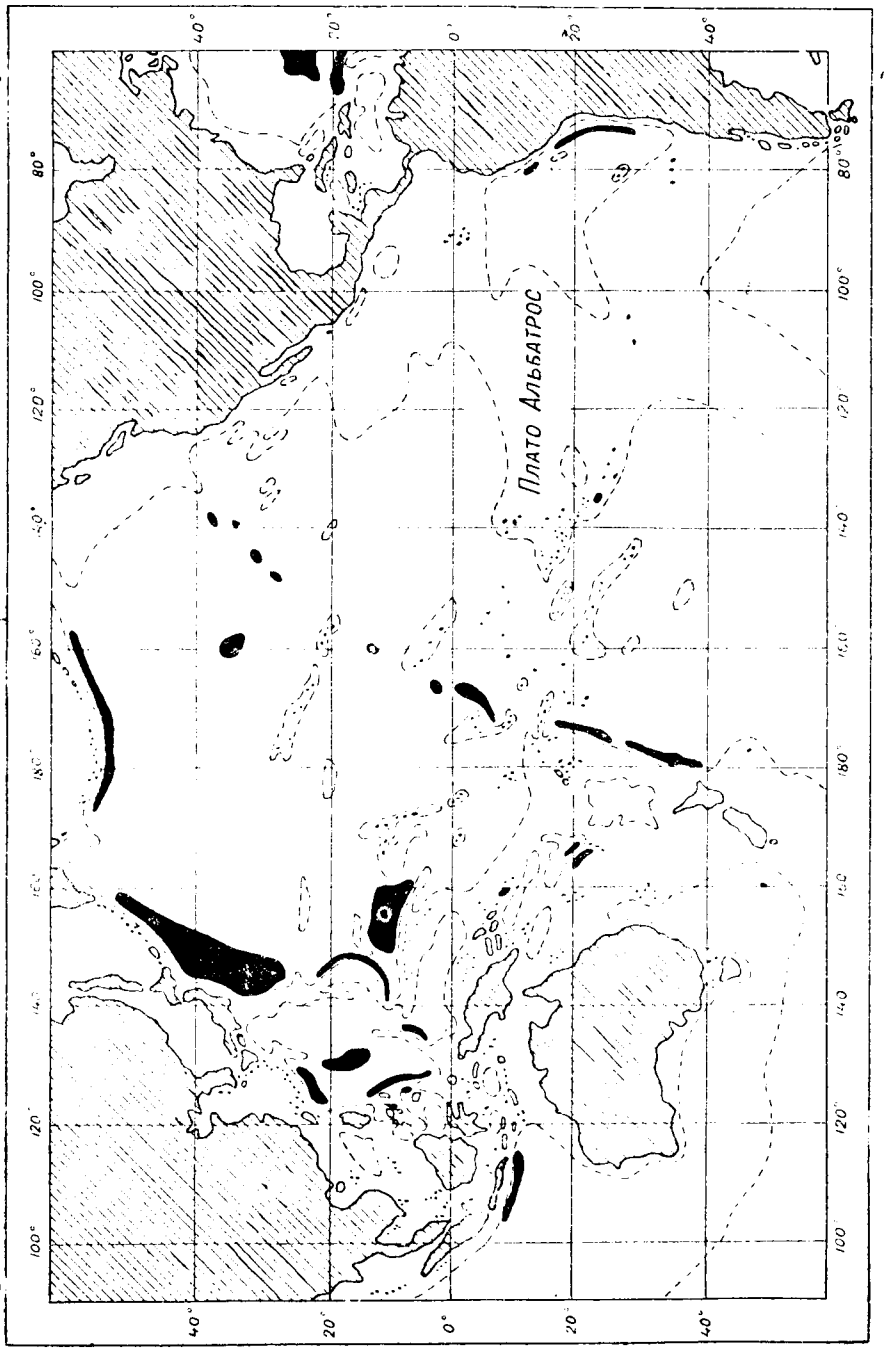


Рис. 51. Карта рельефа дна Тихого океана; черным показаны его глубоководные впадины. По Чеббу (1934).

вместе более 2 000 *км* длины; Яп, Пелау и Атакамская у берегов Чили; в последней под 26° ю. ш. на небольшом расстоянии от берега, поднимающегося до 6 600 *м*, имеются глубины до 7 600 *м*) (рис. 50 и 51). В северной же части Тихого океана находится наибольшая по протяжению глубокая впадина

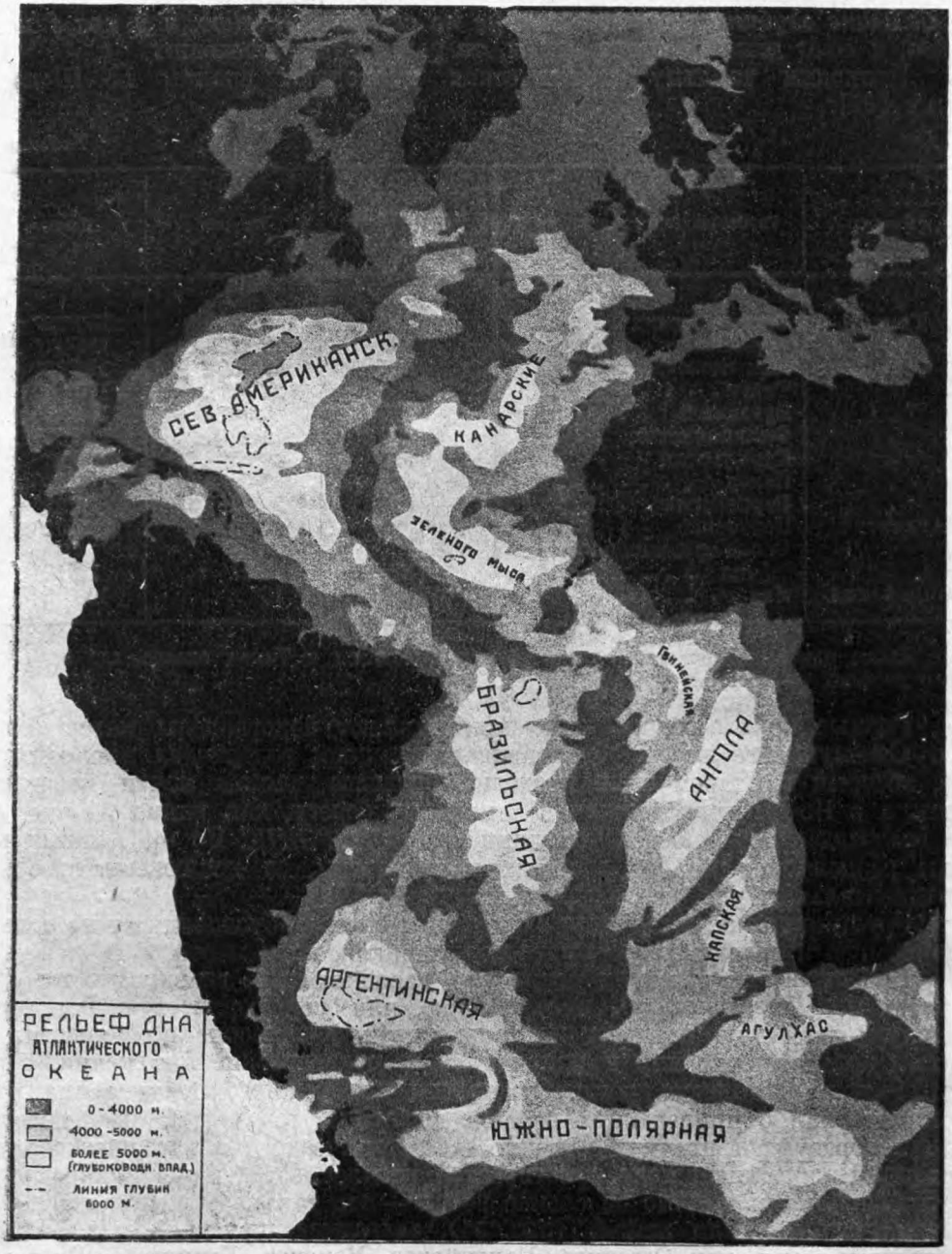


Рис. 52*А*. Карта рельефа дна Атлантического океана по данным экспедиции „Метеор" (1930).

Тускарора (глубина 8 550 *м*), от Японии огибающая Курильские и Алеутские о-ва. В противоположность впадинам имеются и подводные хребты, иногда связанные с первыми. Наиболее замечательна узкая, изогнутая параллельно очертаниям Старого и Нового света мелкая полоса — «Средин-

ный» подводный хребет (рис. 51, 52*A* и 52*B*), протягивающаяся посредине Атлантического океана. И те и другие вероятно тектонического происхождения.

Важным выводом из всех глубоководных исследований является то, что *наибольшие глубины сосредоточены не по середине океанов, а у краев материков*, и если даже не современных, то ранее существовавших.

Приводим таблицу океанических подводных впадин по Шокальскому [*22*]:

Таблица 19

Океан	Глубоководные впадины о-вов	Наибольшая глубина впадины *м*	Широта	Долгота
Тихий	Филиппинских	10 480	9°59′ с.	126°50′ в.
„	Марианских	9 636	12°43′ „	125°49′ „
„	Кермадекских	9 427	30°28′ „	176°39′ з.
„	Тонга	9 184	23°39′ „	175° 4′ „
„	Бугенвиль	9 140	6°32′ ю.	154° 1′ в.
„	Филиппинских	8 900	12°23′ с.	125°57′ „
„	Курильских	8 513	44°55′ „	152°26′ „
„	Пелау	8 138	7°50′ ю.	135°10′ „
„	Берег Чили	7 635	25°42′ „	71°32′ з.
Атлантич.	Порторико	8 525	19°35′ с.	67°51′ „
„	Около срединного поднятия	7 370	6°11′ ю.	18°15′ „
Индийский	Ява	7 000	10° 2′ „	108° 5′ „

Кроме одной все впадины более 8 000 *м* находятся в Тихом океане, где их общее число доходит до восьми.

Горные кряжи обыкновенно представляют водоразделы материковых вод. Совокупность же их обусловливает главный водораздел всех материков, который в Старом свете проходит большею частью почти посредине суши, а в Новом прижимается к западному берегу, как видно на рис. 53, где водораздел Земли обозначен линиею *ABCDEFGHIK*. По этой линии все воды разделяются на два главных направления, за исключением только континентальных рек, не доходящих до моря [*23*].

Группирование различных элементов рельефа обусловливает не только физическую и органическую природу материков, но и морей.

По отношению к морям давно уже различают две главные части: *срединную*, или пелагическую, и *окраинную*, или периферическую, или прибрежную; та и другая имеют не только свои физические особенности, но и свой органический мир и наконец свои геологические отложения, образующиеся в настоящее время. Отложения прибрежного пояса заимствуют свой материал с прилежащих берегов материка, тогда как пелагические осадки образуются преимущественно из органического и космического материала. Прибрежный пояс простирается недалеко от берегов и характеризуется глубинами обычно не свыше 200 *м* — это так называемая *континентальная ступень*, или шельф (рис. 54), захватывающая полностью такие внутренние моря, как Северное, Балтийское, Карское, Берингово, Гудзонов залив. Разумеется между этими, так сказать, крайними поясами находится третий, переходный или промежуточный, и наконец четвертый, представляющий отделившиеся части моря, т. е. некоторые так называемые *реликтовые озера*.

Нечто подобное представляют и материки. Впервые подметил различные части материка Азии проф. Рихтгофен [*24*], который отчетливо охарактеризовал их. Он разделяет материк Азии на 4 части, или пояса: 1) *вну-*

тренний, или центральный, 2) *периферический*, или окраинный, 3) *переходный*, или промежуточный, между первыми двумя и 4) *островной*. Все

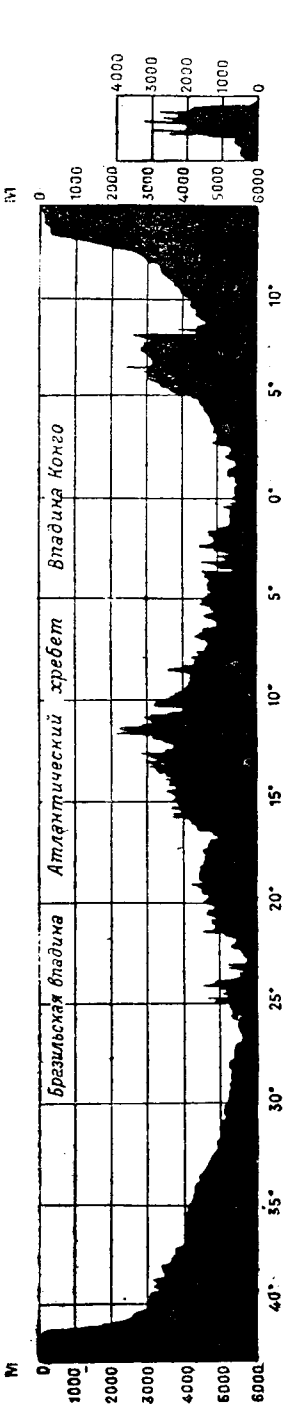


Рис. 52*B*. Профиль дна Атлантического океана.

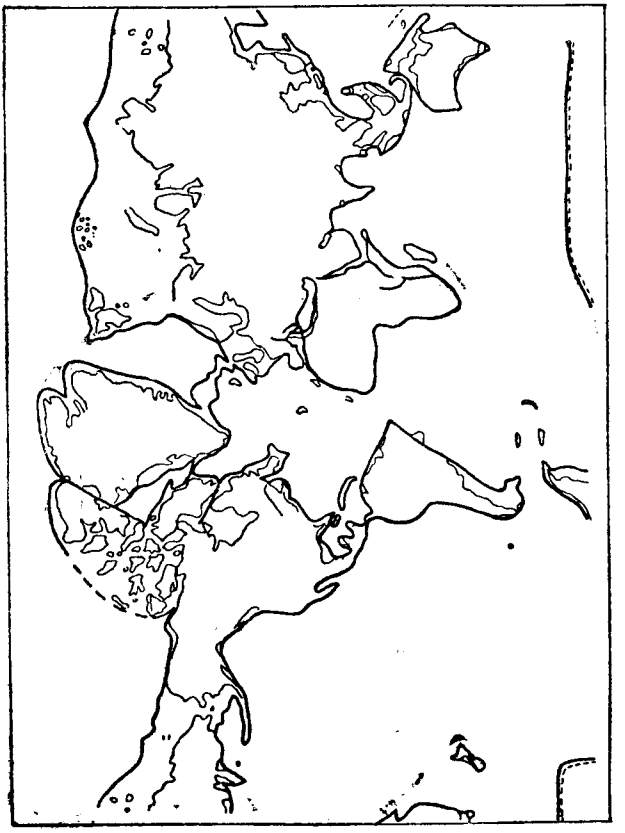


Рис. 54. Карта всего света, изображающая очертания материков с континентальной ступенью.

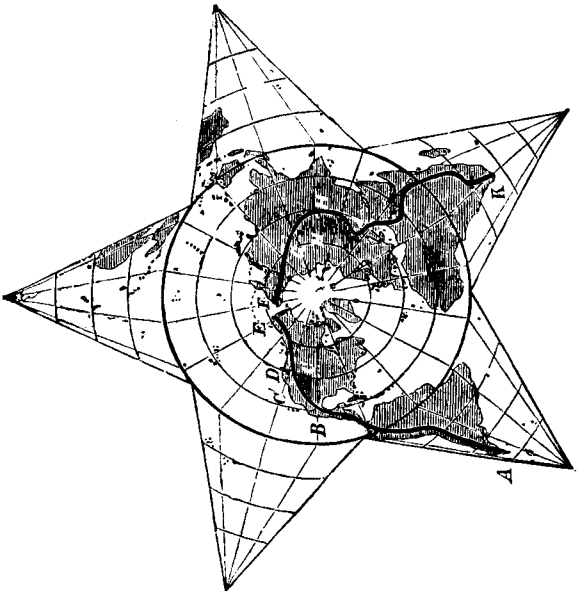


Рис. 53. Главный водораздел Земли по Тилло.

эти части, и особенно центральная и периферическая, резко различаются как геологическим и физическим характером, так и распределением расте-

ний, животных и наконец историей политического и культурного развития народов.

Внутренняя, Центральная или Средняя Азия, по Рихтгофену, представляет обширную континентальную область, не имеющую стока вод к открытому океану и ограниченную со всех сторон колоссальными кряжами гор. Она простирается от Тибета на юге до Алтая на севере, от Памира на западе до Хингана и водораздела великих китайских рек на востоке. Она резко выделяется на каждой карте в виде довольно ровного плоскогорья, вытянутого с ЗЮЗ на ВСВ на протяжении около 1 800 *км* и известна у китайцев под именем Хан-хай.[1] Чтобы признать эту площадь центральной, нужно восстановить прежние, недавно утраченные, контуры Азии, которые с южной и восточной стороны простирались за цепь островов — от Явы-Борнео до Японии включительно, отделившихся недавно от материка, тогда как на севере, как бы в возмещение этой утраты, прибавилась сибирская низменность, присоединившаяся к материку также в последнюю геологическую эпоху.

При таком восстановлении прежних контуров Азии Хан-хай как раз придется почти в центре материка. Эта центральная часть Азии отличается глубокой древностью. Хотя в новейшие эпохи она покрывалась водою, но это собственно были внутренние, так сказать средиземные бассейны, имевшие ограниченную связь с открытым океаном. Древность Хан-хая доказывается окружающими его хребтами, из которых Куэн-лунь, самый значительный, обозначившийся уже в силурийскую эпоху и с того времени постоянно возраставший, представляет, по словам Рихтгофена, как бы «позвоночный хребет» Азии; он простирается почти на 42° долготы и имеет наибольшую среднюю высоту гребня до 6 000 *м*, хотя высота отдельных вершин его уступает Гималаям. На западе он примыкает к области Памира, т. е. крыше мира (Бам-и-дунья), которая, помимо того что считается колыбелью рода человеческого, представляет самый замечательный орографический и тектонический пункт Азии, у которого сходятся величайшие хребты Тянь-шань, Гималаи и Гиндукуш, обширнейшие плоскогорья Тибета, Памира и Ирана и соответственные им три низменности: Индийская, Таримская и Туранская, где наконец лежат истоки Окса или Аму-дарьи, Тарима и отчасти Инда.

Такой же древности хребты окружают Хан-хай с севера и востока, т. е. системы Тянь-шаня, Алтая, Саяна и Хингана.

Область Хан-хай еще в третичную эпоху представляла замкнутый средиземный бассейн, превосходивший современное Средиземное море. Небольшие, нередко соленые озера и болота представляют в настоящее время жалкие остатки бывшего моря; между ними замечательный Лоб-нор (около 600 *м* высоты) занимает первое место; это Ли-хай или Море запада китайцев — название, впоследствии перенесенное на Каспий.

Хан-хай, или Центральная Азия, является областью замкнутых водных бассейнов, высохших или осушающихся в настоящее время и не имеющих стока к морю, тогда как периферическая часть прорезана реками, изливающимися в открытые моря. В первой главным геологическим агентом является ветер, поэтому она богата эоловыми или субаэральными осадками; во второй ту же роль исполняет проточная вода. Все продукты химического и механического разрушения остаются внутри Хан-хая, переносясь только с одного места на другое; заполняя мощными отложениями углубления почвы, они обусловливают выравнивание поверхности и стремятся придать ей более или менее однообразный вид. В периферической части материка, напротив, продукты разрушения основных пород уносятся реками в море и служат с одной стороны для образования осадков в прибрежном поясе моря, а с другой — для пополнения морской воды различными солями, которые расходуются морскими организмами; словом, в центральной области, по выражению Рихтгофена, преобладает *центростремительное* движение, а в периферической — *центробежное*. Результатом такой деятельности в центральной области являются степи, нередко солончаковые, с крайне однообразною и бедною растительностью, которая в свою очередь влияет на фауну и даже на культуру человека. За исключением ничтожных оазисов человек в ней нигде не находит мест, благоприятных для постоянной оседлой жизни; одни племена постоянно сменяются другими; народные волны, подвижные как волны летучего песка, всегда выбрасывались Хан-хаем к западу и известны в истории под именем великого переселения народов. Если возрождалась цивилизация, то она не переживала долго, и за периодом расцвета культуры наступали времена дикого варварства. Совсем другую картину представляет область периферическая, где вместо выравнивания, сглаживания рельефа многочисленные реки, углубляя свои долины, производят большое расчленение поверхности, с которым тесно связано большое разнообразие в органической жизни, а следовательно и для человека представляется больше благоприятных условий для оседлой жизни.

Очевидно в периферической области преобладают осадки водные, в центральной же, как упомянуто — эоловые; между ними Рихтгофен считает самыми характерными: 1) *летучий песок*, образующий волны и гряды и придающий поверхности однообразный, безжизненный холмистый вид, который хотя в общем кажется всегда одинаковым, но в част-

[1] Собственно пустыня восточнее г. Хами

ностях изменяется при каждом сильном ветре; 2) *лёсс* — это серовато-желтая известково-песчанистая, пористого сложения неслоистая глина, представляющая уплотнившуюся атмосферную пыль; 3) *скопления мелких кремнистых галек* и 4) *больших валунов*, которые появляются главным образом на окраинах центральной области вблизи голых безжизненных гор, окружающих Хан-хай и задерживающих всю влагу морских ветров, которые в Хан-хае являются осушителями. Противоположные же склоны этих гор, прилегающие к периферической части, получая всю влагу морских ветров, отличаются развитием растительности и высокою расчлененностью, обусловливающею разнообразие и красоту ландшафта.

Между центральной и периферической областями лежит переходный пояс, совмещающий в себе все области, которые только недавно были периферическими и сделались центральными или из центральных перешли в периферические. Этот переходный пояс со всех сторон окаймляет центральный Хан-хай. Так например Тибет, или собственно плоскогорье Хора, представляет в настоящее время область переходную, и вот почему: в то время когда восточно-азиатские острова были соединены с материком, материк простирался дальше к востоку, и потому-то восточные ветры, обильные осадками, не доходили до Тибета; но когда материк значительно уменьшился на юго-востоке отделением островов, то и воздушные токи стали доходить до Тибета; в Тибете появилось большое количество влаги, и он превратился в периферическую страну. Теперь на равнинах южного Тибета берут начало громадные реки, изливающиеся в Индийский океан: Ганг, Брамапутра.

С другой стороны, многие периферические области сделались центральными, например Арало-Каспийская низменность, где переходный характер физической природы вызвал резкие изменения в политической и гражданской жизни народов [25]. Итак между периферической и центральной есть переходная область, которая постепенно сливается с одной стороны с периферической, с другой — с центральной.

Наконец четвертый пояс материка составляют, так сказать, отрывки его, т. е. прибрежные ряды островов, которые в сравнительно недавний геологический период представляли одно целое с материком и отделились от него вследствие или опускания суши, или поднятия уровня моря. Это-то отделение, уменьшив материк Азии на восточных и юго-западных окраинах, способствовало, как выше указано, изменению климатических условий многих внутренних материковых областей и тем самым обусловило переход их в периферические. Но подробнее вообще об островах скажем ниже; теперь же заметим, что на основании принципов, развитых Рихтгофеном для Азии, возможно выделить внутренние безъисточные области и на всех других материках, хотя не с такою полнотою, как для Азии.

Прежде всего укажем на Европу, где внутренняя область сливается прикаспийскими степями с азиатскою и занимает большую часть Европейской части СССР, тогда как на Западе Европы все внутренние области уже превратились в периферические. Время такого превращения вероятно также совпадает с эпохой отделения островов на северо-западе Европы, т. е. датских и британских, которые значительно уменьшили материк Европы в северо-западном направлении.

В Северной Америке замкнутая безъисточная солончаковая область Юта, или бассейн Великих соленых озер, залегает между хребтами Сиерра-Невада и Уасатч; почва ее покрыта мелкою желтоватою лёссовидною глиною, перемежающеюся с солончаками. Она уже с триасового периода не была покрыта морем и с того времени претерпевала различные изменения под влиянием субъаэральных агентов.

В Южной Америке находятся подобные же области между двойною цепью Анд и в Аргентинских пампасах, где впервые д'Орбиньи признал лёссовидные отложения. Многие из этих областей однако перешли в периферические благодаря новейшим преобразованиям поверхности.

Во внутренней Африке еще в настоящее время находятся две безъисточные области. Одна в Судане, со знаменитым озером Чад, аналогичным Лоб-нору Хан-хая; самая низкая часть ее находится у Бир-Тургура. Она окружена горами, состоящими из древних кристаллических пород. Другая безъисточная область находится в южно-африканской возвышенности, как раз в средине между восточным и западным берегами материка, к югу от истоков Замбези, от которой она отделяется массивным вздутием. На ней находится много солончаков и соленое озеро Нгами. Окруженная со всех сторон горами, она занимает 46 000 *км*^{2}; самое низкое место на ней — солончаковое болото Соа высотою около 740 *м*. Она постепенно поднимается к окраинам. Поверхность ее кроме солончаков покрыта летучим песком, образующим пустыни, между которыми Калатари — наибольшая; с песком нередко смешана красная глина, которая в сухое время года разносится ветрами и окрашивает атмосферу в кровяной цвет; она называется готтентотами карру и распространяется далеко на юг, где вся площадь называется ее именем и занимает около 80 000 *км*^{2}, причем около 1 000 *км*^{2} ее — совершенно ровная поверхность.

Области, залегающие среди высоких гор на восточном берегу Африки, с обширными озерами Танганайка и Найясса, превратились уже в периферические. Оба упомянутые озера имеют свои стоки: второе выпускает р. Шире в Мозамбикский пролив, первое — р. Лукугу, один из больших притоков Конго. Без истоков находятся только небольшие бассейны — Ширва и Гиква, вблизи упомянутых озер. Высокие террасы, лежащие к за-

паду, также недавно превратились в периферические; в них расположены 43 притока Конго; древность их еще неизвестна.

В Австралии внутренняя материковая область повидимому занимает громадное пространство и отличается бо́льшею пустынностью и недоступностью, чем на других материках; до сих пор она еще мало известна.

Изменение континентов, по мнению Лазо, обнаруживает некоторую правильность: восточные и южные стороны их опускаются и разрушаются; западные и северные, напротив, поднимаются, разрастаются. Восточный берег Азии распался и образовал целые группы островов, так же как южный берег ее и восточный берег Америки, тогда как северные берега Европы и Азии представляют нарастание в виде равнин; это возрастание и разрушение по крайней мере с третичного времени повидимому находятся в равновесии.

Подобно материкам также и в океанах можно предполагать такие пелагические части, которые обозначились в самые древние эпохи и с того времени никогда не превращались в сушу. Такие части моря следовательно аналогичны древним внутренним материковым областям.

Степень континентальности материков до некоторой степени определяется распределением центров материков, по исследованию А. А. Тилло [*26*] (см. таблицу 20).

Таблица 20

Центры материков	Широта	Долгота от Гринича	Ближайшее расстояние от океанов *км*
В Азии (с Европою), между Кульджей и Урумчи	43° с.	85° в.	2 600
В Африке, в земле Ниам-ниам	4° „	27° „	1 800
В С. Америке, территория Дакота (Black-Hills)	45° ю.	102° з.	1 700
В Ю. Америке, у истоков р. Парагвай .	14° „	56° „	1 700
В Австралии, в Земле Александры, к северу от оз. Амаден	23° „	132° в.	950
		Среднее	1 750

Кроме того Тилло указал, что центры материков лежат близко к меридианам точек равноденствия, называемых *колурами*, а именно— центр Азии лежит близ колура летнего солнцестояния (на 13° восточнее), а центр Северной Америки — восточнее на 6° колура зимнего солнцестояния. Общий центр всех материков у Канарских о-вов под 30° с. ш. совпадает с колуром весеннего равноденствия.

В противоположность материкам, острова, как упомянуто выше, представляют малые доли суши весьма разнообразного происхождения. В зависимости от способа происхождения острова различаются между собою не только физической, но и органической природой.

В настоящее время существует несколько классификаций островов, но лучшие принадлежат Пешелю [*27*], Кирхгофу [*28*], Гану [*29*], Лазо [*30*] и Рихтгофену [*31*].

Главные основания всех классификаций имеют много общего и отличаются только частностями или же неравномерностью значения различных агентов, воспроизводивших острова. Все они прежде всего разделяют острова на: 1) *континентальные*, т. е. отделившиеся от материка тем или другим способом или тектоническим, или размытием, или представляющие остатки исчезнувшего материка, и 2) *океанические*, не имеющие никакой связи с материками, образовавшиеся самостоятельно различными способами, т. е. путем накопления вулканических продуктов или скопления животных или растительных организмов.

Так как все разнообразные острова воспроизведены теми или другими геологическими агентами, рассмотрение которых составляет содержание всего курса, то здесь нет надобности подробно излагать способ происхождения островов, а потому мы ограничимся только кратким указанием на то, что материковые острова отличаются от океанических не только геологиче-

Таблица 21

Пешель	Кирхгоф	Ган	Лазо	Рихтгофен
		Острова континентальные		
1. О-ва новые 2. О-ва древние 3. О-ва как остатки сжавшегося материка	1. О-ва, отделившиеся от материка 2. О-ва как обломки бывших материков	1. О-ва тектонические: а — вулканические; б—только отчасти вулканические; в — невулканические 2. О-ва размыва Те и другие острова разделяются еще на несколько групп по их орографическим свойствам	1. О-ва, отделившиеся от материка: а—тектонические; б — о-ва размыва 2. О-ва как обломки бывшего материка	1. О-ва континентальные: разделяются на несколько групп в зависимости от типов берега, т.е. острова фиордовые, риасовые, лиманные и пр. 2. О-ва самостоятельные, происшедшие от тектонических процессов
		Острова океанические		
1. Новые коралловые острова 2. О-ва новые вулканические 3. О-ва древние вулканические	1. О-ва подводные 2. О-ва накопления (вулканические и коралловые) 3. О-ва невулканические — от поднятия	1. О-ва минерогенные 2. О-ва зоогенные 3. О-ва фитогенные	1. О-ва накопления (вулканические, коралловые, минерогенные, зоогенные и фитогенные) 2. О-ва поднятия	1. О-ва вулканические 2. Коралловые острова

ским составом, орографическими особенностями, но также и влиянием на органическую жизнь.

Новые и недавно отделившиеся *континентальные острова* как в орогеологическом отношении, так и по своей фауне и флоре почти совершенно тождественны прилегающему материку. Но чем дольше они существуют, тем больше их фауна и флора видоизменяются и отличаются от материковой; потому-то и возможно по характеру органической жизни определить относительную древность этих островов. Поясним примерами.

Великобритания весьма недавно отделилась от материка, вероятно уже в современный геологический период, а потому фауна и флора ее во всем сходны с европейскими, хотя уже не тождественны им, но фауна Ирландии отличается больше; так по Уоллесу [*32*], на 90 родов млекопитающих материка (Германии) в Англии приходится 40, а в Ирландии 22; на 22 рода пресмыкающихся и амфибий в Англии — 13, а в Ирландии — 4; на 130 родов птиц Англии приходится только 110 в Ирландии и пр. Отсюда заключают, что Ирландия старше и отделилась от материка гораздо раньше Великобритании. Особенно поучительный пример в этом отношении представляет Малайский архипелаг, фауна которого изучена Уоллесом. Малайские о-ва резко разделяются глубоким проливом между Бали и Лембок на две фаунистические области: индийскую, или азиатскую, и австралийскую. К первой принадлежат Ява, Борнео, Суматра и др., где из 154 семейств около 114 — южно-индийские и только 5 не находятся в Индии; между ними интересен тапир, который теперь живет только в тропической

Южной Америке, тогда как в третичную эпоху водился в Индии, Европе и Северной Америке; с другой стороны, на Яве нет слонов, тапиров, многих обезьян. Такой характер фауны указывает, что отделение этих островов произошло еще в третичную эпоху и что они отделились не сразу, а Ява раньше, а затем уже Суматра и Борнео. Точно так же определяют, что Филиппинские о-ва отделились еще раньше. В Австралийской области также наблюдается разная древность островов. Самым новым считается Тасмания, где недостает многих сумчатых, затем Новая Гвинея, но особенно древним островом считается Новая Зеландия, которая, по словам Гохштеттера, до прихода европейцев представляла совершенно третичный ландшафт. Для островов Арктического моря к сожалению этот способ определения древности мало пригоден.

Фауна и флора континентальных островов резко изменяется только в течение некоторого периода вскоре после отделения, но затем, приспособившись к новой обстановке, при отсутствии борьбы с новыми видами, оставшиеся роды и виды надолго переживают своих материковых родичей или, так сказать, консервируются; например третичная фауна Новой Зеландии на материке давно вымерла, сумчатые Австралии на других материках были развиты еще в третичную эпоху. Все эти древние виды, пережившие своих родичей, Ч. Дарвин справедливо называет живыми окаменелостями. Консервативное свойство островов проявляется не только на фауне и флоре, но и на человеке; древние языки сохраняются гораздо дольше на островах, нежели на материках; например кельтский язык скорее вымер на материке Европы, нежели на британских островах, где на больших он скорее исчез, нежели на малых. Норвежское население Исландии до сих пор сохранило язык IX века, который в Норвегии изменился до неузнаваемости.

Океанические острова представляют главным образом две категории: высокие — *вулканические* и низкие — *коралловые*. Об их фауне и флоре можно сказать вообще, что они чем старше, тем богаче, т. е. обратно континентальным. Дело в том, что заселение их происходит случайными видами, занесенными или течениями, или человеком. Этим и объясняется то оригинальное обстоятельство, что фауна и флора их богаче семействами и родами, чем видами: например Дарвин нашел на Киллинг-атолле 16 семейств, 19 родов и только 20 видов растений, тогда как на материках на каждое семейство приходится по крайней мере до 300 видов. Кроме того фауна и флора океанических островов содержат только такие формы, которые могут переплывать большие пространства или завозятся на кораблях, а потому больших млекопитающих там не может быть, что и подтверждается наблюдениями.

Итак рассмотрение отношений площадей воды и суши, горизонтального и вертикального расчленения их, влияния различных морских и материковых поясов на распределение организмов, роли островов и пр. приводит ко многим весьма важным и интересным заключениям, без которых трудно было бы объяснить целый ряд явлений в истории изменений земной поверхности. Но с другой стороны не только объяснить, но даже описать все разнообразие форм земной поверхности без знания их геологического происхождения и строения невозможно, и к этому вопросу мы вернемся уже после рассмотрения всех геологических процессов динамики Земли, так как лишь вся совокупность их лежит в основе формирования лика Земли — *геоморфогенеза*.

§ 16. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О ГЕОМОРФОГЕНЕЗЕ

Современные геологические процессы в зависимости от двоякого рода геологических агентов разделяются на две группы: одни из них обусловли-

ваются преимущественно внутреннею теплотою Земли (кроме силы тяжести и давления), а другие — внешнею теплотою, посылаемою Солнцем (см. главу II, § 14). Внутренняя теплота Земли вызывает сложные и грандиозные вулканические, сейсмические и дислокационные явления, которые с одной стороны образуют массивно-кристаллические породы и производят основные формы рельефа земной поверхности, а с другой — изменяют внутреннее строение, или тектонику, земной коры, а потому совокупность всех процессов, зависящих от внутренней теплоты Земли, можно назвать *процессами внутренней динамики*, разделяющимися на две группы — *вулканизм* и *геотектонику*.

Внешняя солнечная теплота вызывает деятельность организмов, а также разнообразные движения в атмосфере и гидросфере, которые, воздействуя на каменные массы химически и механически, разрушают их, переносят и отлагают измельченные частицы, образуя осадочные горные породы. Все эти процессы размыва, или *денудации*, видоизменяют основной тектонический рельеф, придают ему бесконечное разнообразие в вертикальном и горизонтальном расчленениях и, так сказать, обусловливают окончательную моделировку земной поверхности; их называют *процессами внешней динамики*, или *денудационными*.[1] Соответственно главным действующим агентам, процессы внешней динамики группируются обычно следующим образом: 1) деятельность атмосферы, 2) деятельность воды — подземной и поверхностной: проточной, морской, твердой, т. е. льда, и 3) деятельность организмов. Роль воды является наиболее многообразной и важной.

Процессы внутренней и внешней динамики находятся всегда в антагонизме, работая в противоположных направлениях: первые создают рельеф Земли, вторые его уничтожают, стремясь привести все к одному уровню. Этот ход нивеллировки однако постоянно нарушается проявлениями процессов внутренних. Каждый момент жизни Земли можно рассматривать как состояние борьбы противоположностей, непрерывного движения, но вместе с тем и более или менее неустойчивого равновесия, нарушить которое беспрерывно стремятся обе категории явлений, причем происходит лишь чередование преобладания каждой из них в данной части земной поверхности. Процессы внешние работают непрерывно, но медленно — эволюционно, тогда как внутренние, более эпизодические, энергично-революционно уничтожают достигнутые первыми результаты вполне или частично, создавая новые формы.[2] К формам, создаваемым процессами внешними, применимы понятия возраста — молодости, зрелости, старости, понятия цикла развития. Циклы могут завершаться или прерываться процессами внутренними, но лишь для того, чтобы начаться снова. Вся геологическая история Земли есть история циклов, в общем однако не повторяющихся, но вытекающих один из другого.

Как сказано выше, под денудационными процессами мы разумеем всю совокупность геологических явлений, обусловленных деятельностью воздуха, воды в разных состояниях и организмов. Хотя деятельность этих агентов выражается весьма сложными и разнообразными процессами, получающими различные частные названия, но вся она сосредоточивается главным образом на поверхности Земли и проникает только на небольшую глубину внутрь земной коры; поэтому денудационные процессы называют внешними, *экзогенными* в отличие от внутренних — *эндогенных*, вулканических или тектонических.

Денудационные процессы видоизменяют все тектонические формы

---

[1] От латинского слова denudo, что значит — обнажаю, смываю.

[2] Энгельс говорил, что вся геология представляет ряд отрицаний, подвергнувшихся отрицанию.

рельефа и придают им то сложное расчленение в горизонтальном и вертикальном направлениях, которое обусловливает разнообразие ландшафта. Но кроме того они производят мощные отложения целой группы сложных пород, так называемых *осадочных пород*, имеющих для истории Земли не менее, если не более важное значение, чем изверженные породы, потому что они служат главным основанием для геологической хронологии (см. главы IV и V).

Рассмотрим вкратце действие различных денудационных агентов, начиная с атмосферы.

Влияние атмосферы на поверхность Земли обусловливается составом атмосферы, резкими колебаниями температуры и особенно ветрами. Влияние это может быть или непосредственное или же косвенное, при посредстве других агентов: воды и организмов. Непосредственное, или прямое, действие атмосферы разделяется на механическое и химическое.

Химическое влияние атмосферы в природе редко проявляется вполне обособленно, а всегда совместно с физическим и химическим влиянием воды и организмов; эта совокупная работа, разрыхляющая самые твердые скалы на поверхности Земли и подготовляющая их к переносу, называется *выветриванием*. В зависимости от свойства процессов, выветривание разделяется на *физическое*, *химическое* и *органическое*. При физическом выветривании главное значение имеет колебание температуры воздуха; чем выше годовая и особенно суточная амплитуда температуры, тем больше образуется трещин в поверхностных породах и тем скорее массивные скалы превращаются в груды обломков, называемые *россыпями* и *осыпями*. Одновременно с физическими происходят и химические процессы. Кислород, углекислота и влага атмосферы, проникая по готовым трещинам, изменяют состав пород и еще более способствуют разрыхлению скал. Такое же влияние оказывают организмы, действуя на породы своими органическими кислотами или разрушая их механически. Все эти сложные процессы действуют совместно по всей поверхности Земли, только изменяя свою интенсивность в различных областях; в обособленном же виде наблюдается только физическое выветривание, но в весьма редких случаях. Ввиду такой тесной связи этих процессов мы рассмотрим их все вместе, несмотря на то, что они обусловливаются различными агентами.

Механическая деятельность атмосферы проявляется главным образом в работе воздушных токов, которые охватывают всю земную поверхность и действуют как в горизонтальном направлении — от полюсов до экватора, так и в вертикальном — от уровня моря до снежных вершин высочайших гор. Хотя механическая сила их несравненно слабее водяных потоков, так как воздух легче воды в 770 раз, но зато площадь приложения этой силы гораздо больше, потому что воздушные токи не ограничиваются какими-либо определенными руслами, как водяные, а воздействуют на обширные площади поверхности Земли; вследствие этого результаты механической деятельности ветра достигают огромных размеров и во многих областях превосходят даже работу воды.

Ветер, ударяя о поверхность Земли, подхватывает мелкие минеральные частицы, особенно если они уже подготовлены выветриванием, поднимает их высоко, образуя так называемые *пыльные ураганы*, и уносит на далекое расстояние; другие же более крупные частицы передвигает перекатыванием по поверхности и скопляет в кучи определенной формы. В пустынях не только рыхлые породы, подготовленные выветриванием, но и твердые скалы постепенно разрушаются под влиянием ударов ветра. Нападая на более слабые части выдающихся скал, ветер производит на них бороздки, желобки и всякого рода неправильные углубления. От выветривания слабых частей пород более крепкие выступают в виде оригинальных форм рельефа, которые придают пустыням характерный и своеобразный

ландшафт. При дальнейшем действии ветра выступающие формы рельефа также постепенно разрушаются или сглаживаются и покрываются летучим песком, сравнивающим все неровности.

Все продукты разрушения горных пород ветер переносит на другие места и при этом шлифует как переносимые частицы, так и все встречающееся им на пути.

Таким образом деятельность ветра состоит из нескольких процессов: 1) *разрушения* горных пород или их постепенной убыли, которая всегда сопровождается: 2) *перенесением* оторванных частиц на другое место, 3) *обтачиванием*, или шлифованием, и наконец 4) *отложением эоловых* или *субаэральных осадков*, из которых лёсс и летучий песок имеют наибольшее значение и громадное распространение. Первые три процесса называют одним именем — *развевание*; следовательно механическая деятельность ветра разделяется на разрушительную, или развевание, и созидательную, или отложение; первая понижает поверхность или производит местное укорачивание радиуса Земли, а вторая напротив возвышает поверхность или удлиняет радиус Земли.

Кроме непосредственного действия атмосферы на поверхность Земли она оказывает еще косвенное влияние при посредстве других агентов. Ветры разносят влагу с поверхности океанов на материки и обусловливают в каждом данном месте не только количество атмосферных осадков, но также и температуру: в одних местах они увлажняют почву, в других иссушают, а в зависимости от этого распределяется деятельность материковых вод и организмов, не исключая и человека. Те же ветры посредством прибоя морских волн производят большие изменения на окраинах материков.

Таким образом атмосфера, являясь как бы посредницей между сушею и водою, обусловливает круговорот воды и расширяет ее деятельность.

Геологическая деятельность воды, хотя и разнообразнее и сложнее работы атмосферы, состоит из таких же процессов разрушения и созидания, которые также обусловливаются прежде всего движением воды, а затем физическими и химическими свойствами ее. Все количество воды, заключающейся в главных резервуарах — океанах, составляет около 1 300 млн. $км^3$; эта масса находится в непрерывном движении, проявляющемся или в постоянных течениях по определенному направлению или в переменных волнениях. Волны моря, ударяясь о берега с огромной силой, выражающейся иногда давлением в 10 000—16 000 $кг/м^2$, с одной стороны, обтачивают, подмывают и разрушают их, а с другой — переносят, сортируют и отлагают разрушенный материал в виде береговых и прибрежных осадков.

Морские течения значительно расширяют работу волн, особенно в деле перенесения и отложения; они разносят измельченный материал на большие расстояния как вдоль берегов, так и в открытом океане. Морские отложения отличаются наибольшею мощностью и распространенностью; кроме того они заключают в себе важнейшие документы в виде многочисленных окаменелостей для определения древности различных периодов жизни Земли. Море, подмывая берега и отлагая осадки, обусловливает не только характер горизонтального расчленения материков, а следовательно и степень доступности их, но также и вертикальное расчленение суши; при наступании моря на материк оно смывает все неровности и превращает даже горные страны в совершенные равнины. Таким образом деятельность моря состоит из тех же процессов, как и деятельность атмосферы, т. е. разрушения, обтачивания, или шлифования, перенесения и отложения, причем первым трем придают общее название — смывание, или *абразия* (буквально значит — сбривание), аналогичное эоловому развеванию.

Вода, циркулирующая внутри земной коры, совершает разнообразную работу в зависимости не только от движения, но главным образом от хи-

мических и физических особенностей ее. Известно, что вода в чистом виде представляет соединение одного атома кислорода и двух атомов водорода, что при температуре 100° С и давлении 760 *мм* она превращается в пар, увеличивается в объеме в 1 700 раз; она в 770 раз тяжелее воздуха и наибольшую плотность имеет при 4,1° С. При 0° она затвердевает в лед и увеличивается в объеме на $^1/_{11}$ часть. Однако в природе нет совершенно чистой воды, даже дождевая и снеговая воды содержат различные примеси, захваченные из атмосферы; так, в литре дождевой воды заключается 5,97 *см*³ О, 16,00 *см*³ N и 4,47 *см*³ CO_2, или 22,06% О, 61,40% N и 16,54% CO_2.

Атмосферные воды, падая на земную поверхность, проникают через разнообразные горные породы. Пород абсолютно непроницаемых нет; не только такие породы, как песчаники и различные известняки, но даже массивные кристаллические породы — граниты, базальты и т. п. — проницаемы для воды. Различные породы имеют различную степень проницаемости: одни из них менее, другие более проницаемы. Поэтому в практике различают породы *водопроницаемые* и *водонепроницаемые*; к первым относятся например рыхлые пески, песчаники, конгломераты и пр., а ко вторым — жирные глины, плотные мергели, известняки, некоторые вулканические, особенно стекловатые породы и пр. От того или другого сочетания этих пород зависит характер распределения подземной воды.

Вода, проникающая вглубь, проходит растительный слой, богатый гниющими веществами, и еще более увеличивает свои примеси. Между ними самую главную роль играет углекислота, потому что она значительно увеличивает растворяющую способность воды. В воздухе, проникающем в почву полей, заключается в 200 раз больше углекислоты, чем в атмосфере. Вместе с углекислотой вода уносит и органические вещества, которые играют также немаловажную роль в преобразовании земной коры, являясь единственными восстановителями различных минеральных соединений.

В таком виде вода, содержа в себе кислород, углекислоту, азот и органические вещества, является геологическим деятелем, разлагающей и растворяющей силе которого с течением времени не может сопротивляться ни одна горная порода.

Вода, проникающая в породы, скоро теряет кислород и углекислоту, а взамен их принимает минеральные вещества, растворяющиеся в ней или непосредственно или при посредстве углекислоты и кислорода; при этом вода получает возможность производить на дальнейшем пути новые, более сложные разложения и соединения. Только азот большею частью остается без влияния, не вступает в соединения, а выходит с водою на поверхность и снова освобождается в атмосферу. Подобно тому как нет абсолютно непроницаемой, так нет и абсолютно нерастворимой породы.

Подземная работа воды выражается не в одном только изменении пород, но благодаря продолжительному влиянию ее исчезают громадные толщи, и на их месте образуются пустоты в виде трещин, пещер и т. п., достигающие иногда громадных размеров. При нарушении равновесия в пустотах происходят обвалы, которые на земной поверхности обнаруживаются землетрясениями, нередко разрушительными, с небольшою областью сотрясения.

С другой стороны, минеральные воды, циркулирующие внутри земной коры, встречая готовые уже пустоты, стремятся их заполнить. Они производят в них разнообразные отложения: сталактиты, сталагмиты, жеоды, миндалины и различные жилы, между которыми много так называемых рудных жил, содержащих тот или другой практически важный минерал. Скопления рудных залежей находятся не только в жилах, представляющих заполненные трещины, но также и в больших пещерах. Следо-

вательно подземная вода, с одной стороны, производит разложение, разрушение, а с другой — новые и нередко полезные отложения.

Обремененная различными солями подземная вода, сделав свое дело, при известных благоприятных стратиграфических условиях выходит на поверхность и образует источники, имеющие часто важное целебное значение. Как только она вышла на поверхность, сила ее, так сказать, ослабевает; при соприкосновении с воздухом различные минеральные соли осаждаются при выходе источника, и эти осадки образуют иногда целые горы (углекислый кальций, или травертин, железные руды, поваренная соль, кремнезем и пр.).

Выйдя на поверхность, минеральные источники соединяются с реками и продолжают свой путь дальше, участвуя в образовании наружных форм рельефа. *Воды, протекающие на поверхности*, производят также громадную работу, *но действуют не столько химически, сколько механически.*

Первые капли, упавшие из атмосферы, стремясь к ближайшему углублению, оставляют едва заметные бороздки даже на твердых породах; соединившись в ручеек, они образуют уже небольшую промоину, которая при существовании трещин в породах скоро превращается в расселину. Ручьи, соединившись в бурные горные потоки, превращают расселину в горное ущелье; потоки, собираясь в реки и постепенно расширяя, удлиняя и углубляя ущелья, превращают их в долины, по которым поверхностные воды возвращаются к общему резервуару — морю; только часть их скопляется на суше в виде озер, деятельность которых также имеет большое значение в экономии природы, выражаясь частью в механических, но главным образом в химических осадках, имеющих важное практическое значение.

Море, постоянно отлагая осадки, несомненно нуждается в пополнении потраченных веществ, которые приносятся в него источниками и реками. Следовательно долины, с одной стороны, представляют линии, в которых больше всего вода разрушает горы, а с другой — каналы, по которым разрушенный материал переносится с материков в океаны.

Породы, подготовленные выветриванием, легко уносятся потоками. Обломки их от взаимного трения постепенно округляются и уменьшаются, превращаясь в конце концов в тонкий ил, производящий муть в речной воде. Он осаждается не только при устьях рек, но разносится на огромное пространство в морях. Другая часть минерального материала переносится реками посредством перекатывания по дну; при всяком даже малейшем изменении скорости потока этот материал или более крупные части его осаждаются в русле реки и способствуют возвышению дна долины или перемещению русла. Наибольшее количество минерального материала осаждается при устьях рек, образуя громадные площади так называемых дельтовых осадков. Но кроме того реки уносят много минерального материала в химически растворенном виде. Вследствие всех этих процессов площади бассейнов рек постепенно понижаются. В течение года реки сносят с поверхности всей суши около 10 $км^3$ горных пород, понижая уровень суши на 1 $м$ в течение около 10 000 лет.

При таких условиях можно было бы думать, что море в конце концов насытится различными солями; но здесь является новый элемент, который помогает круговороту воды. Этот элемент заключается в мириадах морских животных, которые выбирают из воды соли и строят из них свои твердые части.

Морские животные извлекают из морской воды главным образом сернокислый кальций, перерабатывая его в кальцит, необходимый им для постройки коралловых банок, рифов и пр. Постройки эти некоторый период существуют в море, но при известных тектонических процессах могут выйти на поверхность и образовать сушу. С другой стороны, целые хребты со-

стоят из пород морского происхождения, образовавшихся вследствие деятельности морских животных.

Из этого краткого очерка деятельности материковой и проточной воды видно, что она разделяется на *химическую* и *механическую*. Первая наиболее свойственна подземной воде; на поверхности же она проявляется преимущественно в *выветривании*, или подготовлении пород к размыву, где, как уже упомянуто, вода действует нераздельно с атмосферой. Вторая же принадлежит поверхностным потокам, которые, как воздушные и морские, *разрушают* горные породы, *переносят*, шлифуют или *обтачивают* и *отлагают*, образуя своеобразные осадки. Подобно предыдущему первые три процесса соединяют в один под общим именем *размывания*, или *эрозии*, которые аналогичны развеванию и абразии.

Кроме газообразного и жидкого состояния деятельность воды проявляется также в твердом виде, т. е. в форме *льда*. С одной стороны, образование льда, которое сопровождается увеличением объема, способствует быстрому разрушению скал или выветриванию, а с другой, при благоприятных климатических и орографических условиях массы льда скопляются не только на поверхности рек, озер и морей в виде обширных ледяных полей и айсбергов (плавающих ледяных гор), но даже на поверхности материков, где текут подобно рекам и производят громадную механическую работу. Они выпахивают долины, переносят такие крупные глыбы пород, с которыми не мог бы справиться никакой другой агент; при движении они не только шлифуют твердые скалы, но даже полируют их, что также составляет исключительную особенность ледников. Наконец они образуют совершенно своеобразные отложения, которые резко отличаются от всех других. Результатом деятельности льда на поверхности материков является оригинальный ландшафт, называемый ледниковым, который вместе с отложениями яснее, чем что-либо, указывает на крупные изменения климата Земли. Словом в деятельности льда выделяются такие же процессы разрушения, перенесения, шлифования и отложения.

Деятельность организмов также имеет весьма важное геологическое значение. Работа организмов в деле преобразования земной коры отличается от деятельности других геологических агентов тем, что она главным образом сосредоточивается на процессе *созидания* или *отложения*, тогда как в разрушении и перенесении принимает малое участие. Разрушение пород при помощи организмов наблюдается при выветривании, где принимают участие преимущественно растения и микроорганизмы; растения кроме химического воздействия на породы своими органическими кислотами разрыхляют их еще механически своими корнями, проникающими в трещины и значительно их расширяющими. Кроме того некоторые морские раковины, так называемые сверлильщики, вытачивают даже твердые породы, а суслики, кроты и другие роющие животные не только проводят подземные ходы, но даже переносят на небольшое расстояние значительные количества измельченного материала. Но главная роль организмов заключается в образовании новых осадков, которые достигают значительной мощности и разделяются на *фитогенные*, т. е. произведенные растениями, и *зоогенные*, произведенные животными. Между первыми преобладают торф и минеральные угли, а ко вторым принадлежат преимущественно известняки, получающие название часто в зависимости от организмов, которым они обязаны своим происхождением.

Все вышеуказанные процессы, т. е. выветривание, развевание, смывание, размывание и выпахивание, в соединении с разного рода отложениями не только производят самостоятельные формы рельефа, но и придают бесконечно разнообразное расчленение первозданным формам, произведенным тектоническими процессами. *Денудация*, так сказать, придает *окончательную моделировку земной поверхности*.

Изучение рельефа суши входит в область геоморфологии, в основе которой лежит также принцип *непрерывной изменяемости.*

Эта изменяемость форм рельефа развита в современных учениях о геоморфогенезе, о *пенепленизации* горных массивов с превращением их в холмистые равнины (пенеплен) работой совокупности денудационных процессов и об обратном процессе формирования горных массивов.

Всякий горный массив представляет совокупность скульптурных форм рельефа, т. е. вырезанных из одного общего целого, в виде речных долин и водораздельных гряд. Основные характерные черты его вместе с изучением скульптурной работы эрозионных агентов показывают, что *создание горного ландшафта определяется общим поднятием равнинного участка земной поверхности с глубоким его расчленением работой непрерывно перемещающейся сети речных артерий и случайных вод.*

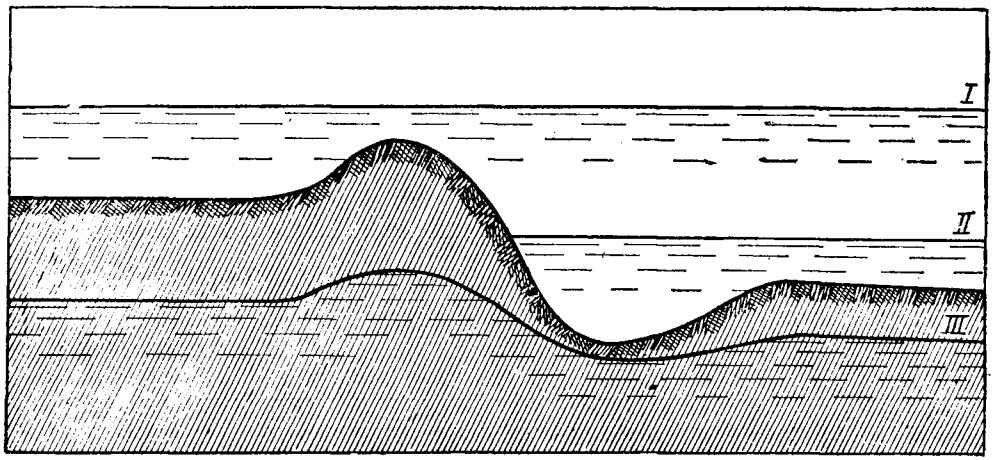


Рис. 55. Значение уровня воды (его три положения) для хода процессов денудации, седиментации и отложения по Хаарману.

I—денудация почти отсутствует, так же как и отложения обломочные (кластические); *II*—сильная денудация и наибольшая морская седиментация; *III*—наибольшая денудация и мощная кластическая седиментация. *Заштриховано*—земля.

Остановка указанного поднятия обусловливает преобладание смыва над расчленением, в результате чего наступает разрушение горных массивов и их пенепленизация.

Обратный процесс в виде опускания данного участка земной поверхности, вызывая повышение базиса эрозии, определяет накопление рыхлого материала, заволакивающего неровности пенеплена. Результатом этого процесса является образование равнин или низменностей.

Жизнь рельефа материков с ее бесконечной изменяемостью форм выражается в этом непрерывном круговороте от равнины через пенеплен к горному массиву и обратно.

Этот процесс в конечном счете определяется колебательными движениями участков суши, где восходящие движения соответствуют регрессиям моря, а нисходящие — трансгрессиям. Положение уровня воды определяет соотношение между денудацией и отложением (рис. 55).

Как химическая, так и механическая деятельность атмосферы по своей интенсивности и характеру видоизменяется не только в различных местностях, но даже в одной и той же местности. При замечательном постоянстве состава основных элементов, т. е. отношения кислорода к азоту, атмосфера подвергается весьма резким колебаниям во всех остальных своих свойствах. Температура, влажность, давление и движение ее, или ветры, изменяются как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях

в зависимости от географической широты, долготы, положения Солнца, рельефа суши, отношения площадей суши и воды.

При такой связи очевидно, что для правильного уразумения геологической роли атмосферы необходимо ознакомление с основными свойствами ее и факторами, обусловливающими колебания их. Без знания климатических факторов трудно понять и верно оценить не только деятельность атмосферы, но и других, еще более важных геологических агентов, тесно связанных с атмосферой, например проточной воды, моря и особенно морских течений, современных и древних ледников.

Климат. Совокупные свойства всех метеорологических элементов какой-либо местности, но особенно температуры и осадков, выясненные многолетними средними данными, называются климатом данной местности. Само собой разумеется, что при большой изменяемости климатических факторов как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях возможно выделить множество климатических провинций.

Хотя границы климатических провинций признаются более или менее постоянными, но климаты подвержены некоторым колебаниям во времени. Кроме *суточных* и *годовых* колебаний климатических факторов, предполагают еще *многолетние* (11—35-летние), или *волны Брюкнера, вековые*, или *волны Блитта*, и *геологические волны*. Первые два периода отличаются тем, что вызываются переменным положением Земли относительно Солнца, и каждая фаза их последовательно наступает только на одной половине Земли, а не на всей Земле одновременно, тогда как три последних периода проявляются может быть одновременно на всей Земле, хотя сущность их исследована еще весьма мало.

По недостатку наблюдений, восходящих только до начала XVIII века, и то редких и разнородных, доказать цифровыми данными вековые колебания невозможно; о существовании их заключают или по колебанию ледников или по смене растительности. Все климатические колебания имеют периодический характер, причем продолжительность периодов весьма разнообразна; наиболее точно определены суточные, годовые, 11-летние и 35-летние. Ввиду этого утверждения о прогрессивном изменении климата некоторых стран в историческое время едва ли справедливы, тем более что попытки, сделанные в этом направлении, оказались неудачными. Дело в том, что нередко такие изменения обусловливаются чисто местными причинами: истреблением лесов, уменьшением земледельческих культур, войнами и пр., а не изменением среднего годового количества осадков. В некоторых случаях хищническое пользование дарами природы вызывает развитие оврагов, летучих песков и пр., вследствие чего страна опустошается, дичает, хотя климат ее не претерпевает никаких существенных изменений; наоборот, иногда пустыня превращается в культурную страну почти без изменения средней температуры и среднего количества годовых осадков.

До сих пор мы не имеем удовлетворительной классификации[1] климатических зон, или провинций. Классификация Мартонна, чисто метеорологическая, представляется в следующем схематическом виде:

I. Группа тропических климатов, или *мегатермических*	1. Экваториальная подгруппа 2. Собственно тропическая 3. Муссонная подгруппа
II. Группа пустынных климатов, или *ксерофитных*	1. Климат пустынь тропических 2. Климат пустынь умеренного пояса
III. Группа климатов умеренного пояса, *мезо-* и *микротермических*	1. Умеренный климат без зимы 2. Умеренный климат с короткой зимой 3. Умеренный климат с продолжительной суровой зимой
IV. Группа *полярных* климатов	

[1] Подробнее о климате см. т. II.

Кроме того в каждой группе можно различать две главные разновидности — морскую и континентальную и много второстепенных в зависимости от рельефа. Несмотря на разнообразие, климат есть явление зональное, распределяющееся поясами, в общем широтными.

Кеппен [*36*] в 1901 г. предложил свою первую классификацию климатов Земли (из 6 главных типов), а в 1918 г. вторую, пожалуй наиболее совершенную, из 5 главных типов, распадающихся на 11 групп:

Жаркий — влажный	1 — тропический лес (изобилующий дождями)
	2 — саванны (лесостепь) с двумя и более сухими периодами
Жаркий — сухой	3 — степи
	4 — пустыни
Теплый — умеренный	5 — с сухой зимой (Китай)
	6 — с сухим летом (Италия)
	7 — влажный умеренный (Германия)
Холодный (субарктический)	8 — влажный с холодной зимой (С. Европа)
	9 — сухой с холодной зимой (В. Сибирь)
Снеговой (арктический)	10 — тундры (С. Азия)
	11 — вечный мороз

Классификация Кеппена для геологических целей однако сложна и удобнее заменяется классификацией А. Пенка [*37*], основанной на гидрологическом принципе, имеющем основное значение для расчленения земной поверхности. Пенк в основе различает три главных климатических области: влажную, пустынную и снеговую. Первая и вторая для геолога особенно важны и совпадают частично с предложенным еще в 1877 г. Рихтгофеном делением поверхности суши на области центральные (бессточные) и периферические.

Литература к главе III

1. J. Günther. Luftdruckschwankungen in ihrem Einfluss auf die festen und flüssigen Bestandtheile der Erdoberfläche. Gerland's, Beiträge zur Geophysik, B. II, I, 1894.
2. Deecke. Ein Grundgesetz der Gebirgsbildung. N. Jahrb. Min. 1908, S. 119.
3. Hochstetter. Geologie. Th. II — Unser Wissen von der Erde. Kirchhoff, 1886. Взгляд Пешеля, выдвинутый им полвека тому назад, недавно получил новое подтверждение и развитие со стороны Шухерта: Ch. Schuchert. The problem of continent fracturing and diastrophism in Oceania. Americ. Journ. of Science, 1916, vol. 42, p. 91.
4. Boguslawski. Handbuch der Ozeanographie. 1884, S. 14. Разделение это установлено особой комиссией при Лонд. геогр. об-ве в 1847 г.
5. Ю. Шокальский. Океанография. Основное лучшее руководство не только на русском языке. 1917.
6. H. Wagner. Lehrbuch der Geographie. 1908, а также: Areal und mittlere Erhebung der Landflächen, sowie der Erdkruste в Gerland. Beiträge zur Geophysik, B. II, 1905.
7. Peschel-Leipoldt. Physische Erdkunde. Leipzig, 1885.
8. Lapparent. Traité de Géologie. T. II.
9. А. Пенк. Соотношение площадей суши и воды (моря) на земной поверхности. Гори. журн., № 12, 1886 (перевод с немецкого). A. Penck. Geogr. Mitt. Petermann's, B. 35, № 1, 1889, S. 17. См. также B. 36, № VI, 1890.
10. A. Supan. Grundzüge der physischen Erdkunde.
11. John Murray. Scotish geographical magazin. № 1, 1888. On the height of the land and the depth of the ocean. Данными Меррея воспользовался Mill. The vertical Relief of the Globe, Scott Geogr. B. VI, 1890, который, предполагая поверхность Земли выровненною, вычислил, что 50% поверхности лежит ниже 2 560 *м* и составляет абиссальную площадь, 22% между нею и уровнем моря и является переходным или промежуточным пространством и наконец 28% выше уровня моря и составляет континентальное пространство.
12. А. А. Тилло. Средняя высота суши и средняя глубина моря в северном и южном полушариях и зависимость средней высоты материков и средней глубины морей от географической широты. Известия Русск. геогр. об-ва, вып. II, т. XXV, 1889, также в Geogr. Mitt. Petermann's, № 2, 1889.
13. Heiderich. Die mittlere Höhe Afrikas в Geogr. Mitt. Petermann's. B. 34. № VII, 1888. Гейдерих впервые применил графический метод Пенка и получил для Африки высоту 673 *м*, Шванн — 661,8 *м*, а Лаппаран — 612 *м*. См. также интересную работу Гейдериха. Das Relief der Erde. Geogr. Abhandl. Penck, № 5, 1891.

14. Вопрос о постоянстве материков и океанов приобрел в последнее время остроту и решается различно: в Америке и Англии (J. Dana, A. Wallace) — положительно, а в Германии и Франции (Neymayr, E. Suess, Arldt, Kayser) — отрицательно. Подробнее об этом в главах VI и IX. См. следующие работы:
Th. Arldt. Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. 1907.
Schuchert. Paleogeography of N. America. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 20, 1910.
Steinmann. Geol. Rundschau. 1916.
Dacque. Paleontographie. 1915.
W. Soergel. Das Problem der Permanenz der Ozeane und Kontinente. 1917.
15. E. Süss. Das Antlitz der Erde. Три тома, 1887—1914.
16. Интересно, что берега атлантического типа находятся в статическом равновесии в противоположность тихоокеанским — O. Meissner. Veröffentl. preuss. geodät. Inst., N. F. № 77, 1919. В прямой связи с этим находится сильная сейсмическая и вулканическая активность тихоокеанских берегов. См. главу VIII.
17. Richthofen. Führer, S. 292—315.
18. Fischer. Zur Entwickelungsgeschichte der Küsten в Geogr. Mitt. Petermann's, B. 35, № XI, также перевод в Горн. журн., № 2, 1886. См. также A. Philipson. Ueber die Thypen der Küstenformen insbesondere der Schwemm Landsküsten. Festschrift Richthofen's, 1893; он все плоские берега делит на *потамогеновые* и *талассогеновые*; первые образовались реками, а вторые — морем, но в природе чаще встречается смешанный тип.
19. Richthofen. См. № 17, также инструкцию для исследования морских берегов, изданную Русск. геогр. об-вом, в Изв. Русск. геогр. об-ва, т. XXIV, 1888. Прехт (Precht. Untersuchungen über horizontale Gliederung. Zeitschr. für wissensch. Geogr. Ergänzungsheft, Nr. 1, 1890) издал специальное исследование о горизонтальном расчленении, в котором он предлагает весьма сложное деление суши и океанов на основании горизонтального расчленения и указывает связь его с развитием торговли, промышленности и пр.
Erich Drygalski. Ein thypischer Fjordthal. Festschrift Richthofen's, 1893.
20. J. W. Gregory. The rift-valleys and geology of East Africa. London, 1921 и в Geograph. Journ., 1922 — Jan.
O. E. Meyer. Die Brüche von Deutsch-Ostafrika. N. Jahrb. f. Min., Bl. Bd. 38, 1915.
21. Lapparent. Ib., p. 75. Leçons de géographie physique. Paris, 1898, 2-e изд.
22. Сводка сведений о рельефе дна океанов наиболее полно содержится в „Океанографии" Ю. Шокальского, а также в следующих работах:
A. Supan. Die Bodenformen des Weltmeeres. Peterm. Mitt. 1899, S. 177.
Prince de Monaco. Carte gen. bathymétrique des océans dressée par ordre de... 1906.
Groll. Tiefenkarte der Ozeane. Berlin, 1912.
Stille. Alte und junge Saumtiefen. Nachricht. der Ges. d. Wiss. Göttingen, 1919.
Schott. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg, 1912.
См. также интересную работу E. Horn. Über die geologische Bedeutung der Tiefseegraben. Geol. Rundschau, B. V, Nr. 5/6, 1914, в которой разбирается связь между дисимметрией рельефа, образованием океанских впадин, островных гирлянд, проявлением вулканизма по берегам океанов, горообразованием и условиями накопления осадков.
23. A. Tillo. Ein Wort über die Hauptwasserscheide der Erde. Geogr. Mitt. Petermann's. 1887.
24. Riehthofen. China. B. I. 1877.
25. И. В. Мушкетов. Туркестан. Т. I, 1886.
26. А. Тилло. Распределение центров материков на поверхности земного шара. Известия Русск. геогр. об-ва, т. XXIII, 1887. Также Geogr. Mitt. Petermann's, 1887.
27. O. Peschel. Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde; также русский перевод: Задачи сравнительного землеведения. Одесса, 1871. Peschel-Leipoldt. Physische Erdkunde. B. I, S. 523.
28. Kirchhoff. Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie. B. III, S. 169.
29. Hahn. Inselstudien. Leipzig, 1883.
30. Lasaulx. Die Inseln в Handwörterbuch Kenngott's, S. 143.
31. Riehthofen. Führer, S. 380.
32. Wallace. Island-Life. 1881.
33. Я. С. Эдельштейн. Введение в геоморфологию. 1933.
34. М. Щукин. Общая морфология суши. 1934.
35. М. Усов. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. 1934.
Последние три руководства дают теперь достаточно сведений по геоморфологии для того, чтобы можно было избежать их изложения здесь.
36. Köppen. Klassifikation der Klimate. Peterm. Mitt. 1918, S. 193.
37. A. Penck. Versuch einer Klimaklassifikation. Sitz. her. Berl. Akad. 1910.

СОСТАВ И СЛОЖЕНИЕ ЗЕМЛИ

§ 17. СОСТАВ И СЛОЖЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основным источником грандиозной энергии Земли является ее *ядро*, радиус которого равен половине радиуса Земли, объем — одной восьмой всего объема Земли, и плотность в десять раз больше плотности воды. Динамические условия ядра могут быть повидимому проще всего определены тем, что оно находится в сверхнагретом состоянии. К этому выводу мы приходим независимо от той или иной космогонической предпосылки. Ядро не упругое, т. е. не твердое тело, так как поперечные сейсмические волны не проходят через него (?) (см. главу VIII). Граница ядра, судя по отражению этих волн, определяется всегда на одной глубине с поразительной точностью (с ошибками до 30 *км*), независимо под материками или под океанами; она отчетливая, резкая от облекающей ядро *оболочки*. Третий элемент называют (см. § 16) *астеносферой*, или слабой зоной, характеристикой которой служит более медленное проникновение через нее тепла вследствие меньшей плотности, а потому его накопление, в результате чего могут возникать расплавления вещества и его поднятия, т. е. вулканизм.

Эти три части Земли, неразрывно причинно связанные между собой, различаются лишь с точки зрения динамических особенностей: самая внешняя оболочка астеносферы — *литосфера* — тонка и менее потентна, но, будучи жесткой и хрупкой, она чувствительно реагирует на малейшие динамические эффекты внутренности Земли, непрерывно сама изменяясь и запечатлевая эти эффекты. Последние слагаются из трех групп геологических явлений, тесно связанных между собой и лишь условно разделяемых на *тектонические*, *вулканические* и *метаморфические*. Земная кора является регистратором, летописью всех этих явлений, в основе которых лежит непрерывное движение, а изучение ее наружной верхней части геологическими методами — лишь небольшая вводная часть общего познания Земли.

Геологическое изучение земной коры, литосферы, единственно нам действительно доступное, распадается на три главные части:

1) изучение вещественного состава литосферы;

2) изучение современного расположения веществ, слагающих литосферу, или ее строения;

3) изучение истории перемещений и движений вещества литосферы — геотектоники Земли, как части общей истории ее развития.

В главе IV мы рассмотрим первую часть, в главе VI — вторую, а третьей посвятим все последующие.

Земная кора, доступная нашему исследованию, состоит из однородных неорганических тел, называемых *минералами*. В огромном большинстве случаев минералы представляют *анизотропные кристаллические однородные твердые тела*, т. е. такие, в которых атомы вещества расположены в виде систем правильных решеток. Если минералы проявляются в определенных геометрических формах, ограниченных ровными плоскостями с постоянными углами, то называются *кристаллами*, в противном случае — *кристал-*

лическими зернами. Сравнительно редко минералы бывают аморфными телами, твердыми или жидкими (например ртуть), в которых частицы расположены без правильной ориентировки. Минералы распределены в земной коре чрезвычайно неравномерно. Одни из них находятся только небольшими кристаллами или мелкими зернами, редко рассеянными, например алмаз, золото, изумруд, платина и пр.; другие же образуют разнообразные сочетания или агрегаты многочисленных неделимых, образующих те каменные массы, которые принимают существенное участие в строении земной коры, например известковый шпат, гипс, кварц, слюда, полевые шпаты и пр. Эти-то каменные массы, представляющие соединение одного или нескольких минеральных видов, занимающие более или менее значительные пространства и составляющие существенные части земной коры, называются *горными породами* (Gesteine, Felsarten, Gebirgsarten, roches, rocks). а отрасль геологии, изучающая их, называется *петрографией* или *петрологией.* Горные породы можно классифицировать и разделять на группы с различных точек зрения. Так например они разделяются на *простые* и *сложные* в зависимости от того, состоят ли они из одного или нескольких минеральных видов: например мрамор — простая порода, потому что представляет агрегат одного известкового шпата, а гранит — сложная порода, так как состоит из трех минералов: кварца, полевого шпата и слюды. Затем породы называются *кристаллическими*, если они представляют агрегат кристаллических минералов, например мрамор, гранит; минералы, слагающие их, образовались одновременно с происхождением самой породы и потому называются *аутигенными.* Породы, состоящие из обломков других прежде существовавших пород, называются *обломочными*, или *кластическими*, например песчаники, конгломераты; минералы, слагающие их, образовались раньше происхождения самих пород и потому называются *аллотигенными.*

Само собой разумеется, что состав, структура, форма залегания и другие свойства пород обусловливаются разнообразными способами происхождения их, с которыми мы познакомимся ниже, при изложении вулканических, тектонических и денудационных процессов. Самые процессы образования горных пород носят название процессов *литогенеза* (литос по-гречески — камень). Теперь же укажем только, что, несмотря на разнообразие условий образования пород, в этом отношении различают две главных группы их: одни породы образовались на поверхности Земли путем отложения в каких-либо бассейнах под влиянием тех или других денудационных агентов и известны под именем *осадочных (гидатогенных)* пород; другие породы произошли из расплавленных масс, извергающихся из недр Земли, под влиянием вулканических и тектонических процессов, а потому называются *изверженными*, или *вулканическими (пирогенными).* Наконец новые горные породы могут возникать при преобразовании других пород, или изверженных или осадочных, уже существовавших ранее; таким путем возникают породы *метаморфические.* Каждая из этих групп разделяется на несколько подгрупп также в зависимости от ближайших условий образования. Так, осадочные породы, происшедшие химическим путем, т. е. отложением из водных растворов, называются *химическими*, или *галогенными:* сюда принадлежат большею частью простые зернисто-кристаллические породы, например каменная соль, гипс, некоторые известняки, различные железняки и пр. По кроме химических отложений вода производит механические осадки: она разрушает, переносит и отлагает обломочный материал; все породы такого происхождения называются *механическими*, или *деутерогенными;* сюда принадлежат многие породы кластического сложения, например глины, песчаники, конгломераты и пр. Если не вода, а потоки льда отлагают такие же механические осадки, то их в отличие от предыдущих называют *ледниковыми*, или *криогенными*: например моренные накопления, озы, валунные глины и пр. Породы, отложившиеся при помощи химической

или механической деятельности атмосферы, называются *эоловыми*, или *аэрогенными:* например снег, лёсс, летучий песок и пр. Наконец осадочные породы, образовавшиеся при участии организмов, называются *органогенными*, причем в зависимости от характера организмов они разделяются на *зоогенные*, например известняки, костеносные брекчии и пр., и *фитогенные*, например торф, каменный уголь и пр. (см. § 16).

Все осадочные породы в большинстве случаев резко отличаются от изверженных как по форме залегания, так и по составу и структуре. Во-первых, большинство их залегает в форме слоев или пластов, образуя мощные свиты, занимающие огромные площади; вследствие этого осадочные породы иначе можно назвать пластовыми или слоистыми породами в противоположность неслоистым или массивным изверженным породам. Только немногие из них не обнаруживают ясной слоистости, но тогда они отличаются характерным обломочным сложением и составом. Во-вторых, при зернисто-кристаллическом сложении осадочные породы известны только простые, например гипс, каменная соль и пр. В-третьих, большинство осадочных пород заключает в себе остатки различных организмов, или так называемые *окаменелости*, изучение которых дало возможность установить геологическую хронологию, без которой немыслима была бы история Земли.

Изверженные породы в зависимости от условий выхода на поверхность разделяются на следующие категории.

Одни, извергаясь из недр Земли, не достигают до поверхности и затвердевают медленно, под значительным давлением, на некоторой глубине в земной коре. Они отличаются равномерным зернисто-кристаллическим сложением и образуют подземные залежи (штоки, батолиты, лакколиты), с формою которых мы познакомимся ниже; они выступают на поверхность только после размытия или вообще разрушения их покрышки; следовательно, формирование их происходит раньше обнажения их на поверхности. Породы эти называются *плутоническими*, а также *глубинными* (абиссальными), или *интрузивными.*

Другие породы, напротив, изливаются прямо на поверхность Земли и затвердевают при обыкновенном давлении атмосферы или под водою; они называются *вулканическими*, а также *излившимися*, или *эффузивными.* Извержение их происходит со значительным напряжением, вследствие чего образуются рыхлые вулканические продукты, или туфы, которые всегда сопровождают эти породы. Сложение их большею частью порфировое, шлаковое или стекловатое, а формы залегания: жилы, покровы, потоки, купола (см. ниже). Породы глубинные и эффузивные различаются таким образом по залеганию и по разнообразным признакам минералогического состава и структуры, которые зависят от разницы в физико-химических условиях застывания той расплавленной массы, или магмы, из которой они произошли. Промежуточное положение между типичными глубинными породами, застывшими на более или менее значительной глубине, и эффузивными, застывшими на поверхности, занимают породы *жильные*, или *гипабиссальные.* Они залегают в виде жил, выполняя трещины, или небольших интрузивных масс, но вследствие быстрого охлаждения и застывания магмы обладают иногда структурами, более свойственными эффузивным породам: например порфировой структурой или присутствием в их составе стекла.

Массивное сложение, отсутствие слоистости и окаменелостей, особые формы залегания, туфы и пр. представляют характерные признаки вообще изверженных пород, по которым их отличают от осадочных. Непосредственно после отложения осадков на дне бассейна или вслед за застыванием магмы в твердую массу в них еще происходят дальнейшие процессы изменения, которые и приводят их в состояние той горной породы, в виде которой мы их наблюдаем. Это процессы *диагенеза.* Они являются непо-

средственным продолжением того ряда явлений, которому порода обязана своим возникновением. Так, рыхлый песок под влиянием диагенеза цементируется и превращается в песчаник известковой или в известняк, вулканическое стекло в скрытокристаллический микрофельзит и т. п.

Как уже сказано, и изверженные и осадочные породы подвергаются кроме того разнообразным изменениям, которые называются *метаморфизмом* и обусловливаются вулканическими процессами и горным давлением, или динамометаморфизмом на некоторой глубине. При процессе метаморфизма горная порода вследствие вулканических или тектонических явлений попадает в новые условия, и это именно изменение условий вызывает в ней превращения, приводящие в конце концов к образованию совершенно новой породы. Результатом метаморфизма является таким образом особая третья группа пород, известная под именем *метаморфических* или *кристаллических сланцев*, которые по составу и характеру залегания приближаются то к изверженным, то к осадочным породам и занимают, так сказать, промежуточное место между теми и другими.

Отличительными особенностями кристаллических сланцев являются, как это видно из самого названия, кристаллическая структура и сланцеватое или слоистое расположение образующих их минералов. Кристалличность сближает их с породами изверженными, именно глубинными. Она обусловлена главным образом повышенной температурой, при которой образовывались кристаллические сланцы. Сланцеватость, сближающая их с породами осадочными, связана с действием неравномерного одностороннего давления в земной коре при образовании кристаллических сланцев.

Ни одна из гипотез о происхождении кристаллических сланцев еще не может претендовать на универсальность. Все же несомненно, что большинство сланцев обязано своим происхождением совокупному действию гидрохимических и динамометаморфических процессов, а потому название их метаморфическими вполне целесообразно; самые же процессы будут рассмотрены подробнее в своем месте (глава VII).

Состав горных пород хотя довольно разнообразен, но количество основных элементов и минералов, слагающих породы, весьма невелико. Из известных пока 92 химических элементов существенное значение в составе земной коры имеют лишь 20: O, H, C, Cl, S, F, Pb, N, Li, Al, Fe, Mn, K, Ca, Na, Mg, Ba, Ti, Zr, Cr. Из двух почти тысяч минеральных видов, известных в настоящее время, только около 50, т. е. 2,5%, имеют важное петрографическое значение и называются *породообразующими минералами*. Между ними в сложных изверженных породах главную роль играют кварц и различные силикаты — полевые шпаты, фельдшпатиды, авгиты, амфиболы, слюда, хлорит, тальк, оливин и др., а в простых осадочных породах — некоторые сульфаты (ангидрит и гипс), карбонаты (известковый и доломитовый шпаты), хлориды (каменная соль), окислы железа (бурый железняк и др.), и наконец из самородных элементов только два — сера и углерод — образуют мощные залежи.

Главнейшими химическими соединениями, которые представляют породообразующие минералы изверженных пород, являются следующие:

1) свободная кремнекислота SiO_2 кристаллизуется в виде кварца (α-кварца при низких температурах и β-кварца при температуре выше 575°) и тридимита, образующегося при температуре выше 870°;

2) силикаты, которые представляют собой соли кремневой кислоты и распадаются на две группы: 1) алюмосиликаты, в состав которых входят глинозем и преимущественно щелочные металлы и известь, и 2) простые силикаты, главным образом магнезия и закись железа, частью известь (R). В состав минералов, представляющих простые силикаты, глинозем может входить лишь в небольшой примеси в виде твердых растворов, наоборот кремневые соли натрия и трехвалентного железа подобны по свойствам про-

стым силикатам. Существуют также соединения, представляющие продукты присоединения к алюмосиликатовому ядру простого ортосиликата.

I. *Алюмосиликаты.*

а) Щелочных металлов K и Na:

полевые шпаты: *альбит* — $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$

ортоклаз, *санидин*, *микроклин* } $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$

фельдшпатиды: *лейцит* — $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$

нефелин — $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

б) Кальция Ca:

полевой шпат *анортит* — $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$

Полевые шпаты образуют между собою твердые растворы; особенно натриевый и кальциевый полевые шпаты, дающие непрерывный ряд состава $nNa_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot mCaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, или сокращенно $Ab_n An_m$ – *ряд плагиоклаза*; в меньшей степени способны смешиваться альбит и калиевый полевой шпат, дающие тогда *анортоклазы*. В калиевом полевом шпате иногда небольшое количество калия замещается барием. Полевые шпаты (и фельдшпатиды) в общей массе изверженных пород составляют более $^2/_3$. Они представляют светлые составные части пород (белые, реже стеклянно-прозрачные, также розоватые, зеленоватые или голубовато-сероватые), обладают значительной твердостью 5,5—6. Минералы этой группы обладают довольно совершенной спайностью. Удельный вес алюмосиликатов 2,5—2,75.

II. *Продукты присоединения к алюмосиликатам.*

а) К группе фельдшпатидов относятся редкие минералы, представляющие продукты присоединения к нефелиновому ядру: *содалит* $2(Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2) + NaCl$; *нозеан* $2(Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2) + Na_2SO_4$; *гаюин* — нозеан, где часть Na замещена Ca; *канкринит* $2(Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2) + CaCO_3$.

Продукты присоединения к полевошпатовым ядрам — *скаполиты* (мариалит $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$ и мейонит $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$) — являются уже характерными минералами метаморфизма и мало распространены.

б) Более распространены продукты присоединения железисто-магнезиального ортосиликата к кислому алюмосиликату калия, встречающемуся и самостоятельно в виде белой слюды, или мусковита. Такие продукты присоединения представляют слюды: *мусковит* $(SiO_4)_3Al_3KH_2$; *биотит* $(SiO_4)_3(AlFe)_3(MgFe)_2(KH)_2$, где часть глинозема замещается окисью железа. В *лепидолите* часть K замещает Si и т. д.

Для всех слюд крайне характерна весьма совершенная спайность, по которой минерал расщепляется на тончайшие упругие блестящие листочки. Твердость слюд около 2, удельный вес 2,8—3,2.

III. *Простые силикаты изверженных горных пород* представляют или *метасиликаты* $RSiO_3$ или *ортосиликаты* R_2SiO_4. Это *темные составные части* изверженных пород, часто черного, иногда более или менее темного зеленосерого цвета, редко бурого.

а) Метасиликаты магнезии и железа — *ромбические пироксены* $(MgFe)OSiO_2$.

Отношение Fe : Mg самое разнообразное. *Энстатит* — магнезиальный, *гиперстен* — железистый.

(Ромбические амфиболы свойственны не изверженным породам, но породам метаморфическим.)

б) Метасиликаты железа, магнезии и извести — *моноклинные пироксены* и *амфиболы*. *Диопсид* $CaMgSi_2O_6$ представляет наиболее простой по составу пироксен; в роговых обманках обычно отношение (Mg, Fe): Ca выше, чем в пироксенах. Пироксены и амфиболы содержат в составе в виде твердых растворов алюмосиликаты, ферросиликаты и даже быть может свободные глино-

зем и окись железа. Ферросиликат эгирин, также принадлежащий к ряду пироксена по своим кристаллографическим и физическим свойствам, встречается в богатых щелочами породах и самостоятельно. Виды пироксенов и амфиболов (авгит, диаллаг, разные виды роговых обманок) различают частью по составу, частью по физическим свойствам. Пироксены и амфиболы кристаллизуются в виде столбчатых неделимых со спайностью по призме, более совершенной у амфиболов. Поперечные сечения призматических кристаллов у пироксенов приближаются к квадратным или восьмиугольным очертаниям (угол спайности 87°), у амфиболов — к шестиугольным (угол 124°). Твердость выше 4 и до 6; удельный вес 3—4.

в) Ортосиликаты магнезии и железа: *оливины* $(Mg,Fe_2)\ SiO_4$: магнезиальный — *форстерит* и железистый — *фаялит*. Известь отсутствует в ортосиликатах изверженных пород. Минералы эти бывают темнее окрашены при большем содержании железа. Твердость около 6.5, удельный вес 3,5—4.

IV. *Не силикатовые второстепенные* примеси в изверженных породах. Сюда относятся окислы: *магнетит* Fe_3O_4, *гематит* Fe_2O_3, также *хромистый железняк* $FeCr_2O_4$, *шпинели* $(FeMg)\ Al_2O_4$, *титанистый железняк* и редко *корунд* (Al_2O_3). Далее в таком же виде мы встречаем фосфат извести — *апатит*, содержащий небольшое количество Cl или F. Титаносиликат извести — *сфен* и комплексный окисел $ZrSiO_4$ — *циркон*. Наконец иногда в изверженных породах выделяют и сульфиды, особенно *пирротин* FeS. В некоторых породах встречается самородное железо.

В породах метаморфических мы встречаемся с разнообразными ассоциациями минералов в зависимости от условий метаморфизма. При высоких температурах образуются почти все те же минералы, как в породах изверженных. При более низких температурах и больших давлениях образуется целый ряд минералов, уже не свойственных изверженным породам. При еще более низких температурах возникают те же минералы, какие получаются при процессах выветривания. Особенно характерными для метаморфических пород являются:

1) кислые соли алюмокремневой кислоты (и продукты присоединения к ним) — слюды (см. выше);

2) безводный силикат алюминия $Al_2O_3SiO_2$, *кианит, андалузит* и *хиастолит, силлиманит*;

3) алюмосиликаты щелочных земель (Mg, Fe, Ca) и продукты присоединения к ним разных радикалов: *хлориты; гранаты* $M_3\ R_2\ Si_3\ O_{12}$, где $M = Ca, Fe_2, Mg$, $R = Al, Fe_3$; *эпидот* и *цоизит* $HCa_2\ (Al, Fe)_3\ Si_3\ O_{13}$; *кордиерит*; *ставролит*;

4) кислая соль силиката магнезии — *тальк*.

Для пород, образовавшихся на земной поверхности, характерны кроме остатков минералов, уцелевших от разрушения изверженных и метаморфических пород, такие минералы, как *каолин*, свободная алюмокислота и соли кислот: угольной (карбонаты — соли кальция и магния — *кальцит, доломит*), серной (соли кальция — *гипс, ангидрит*) и соляной (*каменная соль*).

Минералы, обусловливающие видовую самостоятельность породы, называются *главными*, или *существенными* частями ее, а все другие, присутствие или отсутствие которых не влияет на видовую самостоятельность породы, называются *примесями*, или *несущественными составными частями*; между ними кроме минералов находятся нередко скопления посторонних тел, например обломки других пород, а в породах осадочных также и окаменелости, т. е. остатки растительных и животных организмов, и различные массы, из которых некоторые представляют результат стяжения вещества около какого-либо центра и называются *конкрециями*, или *стяжениями*; к ним принадлежат разнообразной формы сростки кристаллов, желваки роговика, кремня, бурого железняка, так называемые иматровские камни, тутенкальк (в виде фунтиков) и пр. (рис. 56). Другие же представляют результат выполнения

готовых пустот в породе и называются *секрециями*, или *выполнениями*; к ним принадлежат миндалины, т. е. мелкие пустоты, выполненные каким-

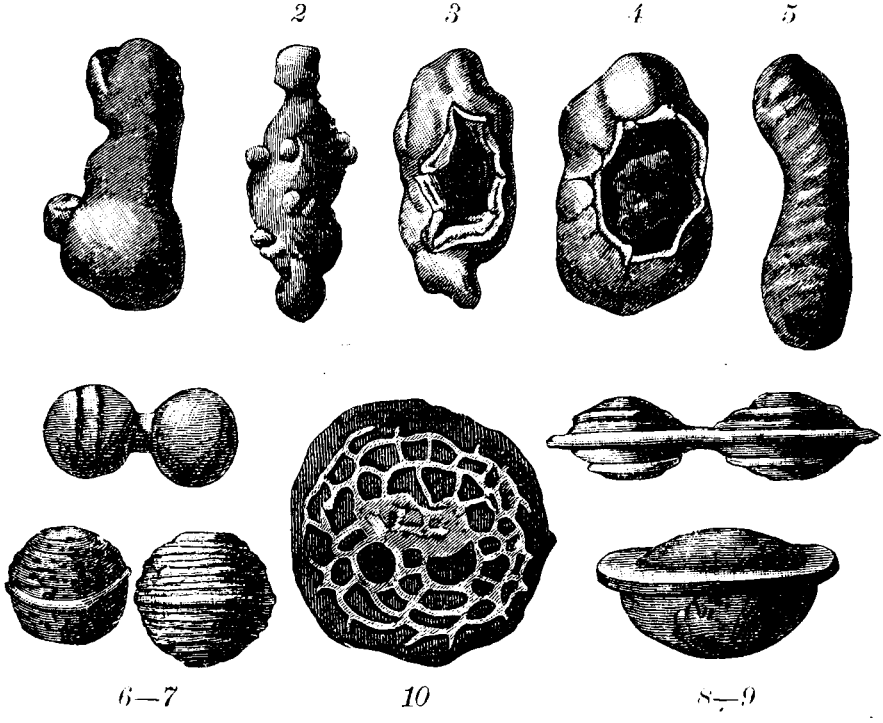


Рис. 56. Различные формы конкреций.

1—роговиковый желвак; *2* и *3*—лёссовые журавчики; *4*—Klapperstein; *5*—*9*—сматровские камни; *10*—септарии, или караваи.

либо веществом, чуждым породе, жеоды или крупные миндалины и большинство рудных жил и гнезд (рис. 57).

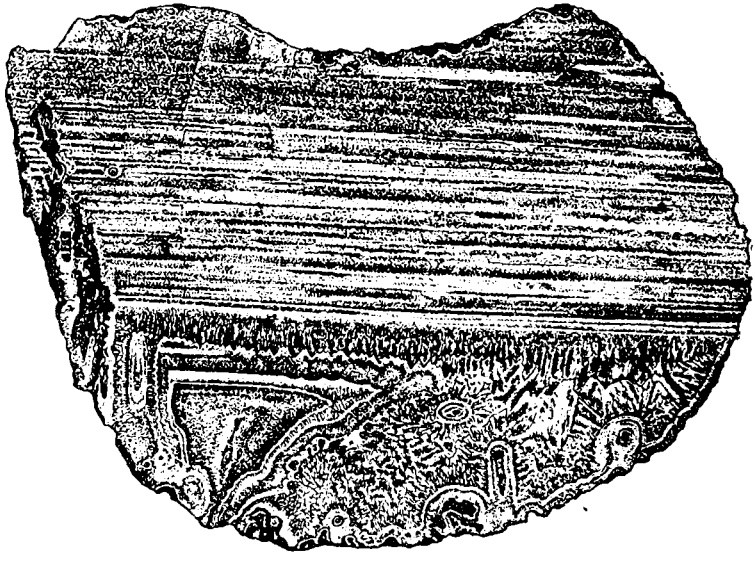


Рис. 57. Агатовая друза.

Породообразующие минералы проявляются различно: то в виде более или менее совершенно образованных кристаллов — и в таком случае называются *аутоморфными*, или *идиоморфными*, то в виде неправильных кристаллических зерен — и тогда называются *ксеноморфными*, или *аллотриоморфными*. Ксеноморфные минералы ограничены не собственными кристаллическими гранями, а выполняют своим веществом те промежутки, которые остаются между кристаллами идиоморфных минералов. Минерал может быть идиоморфен по

отношению к одному минералу в породе и ксеноморфен по отношению к другому. Величина неделимых весьма разнообразна: от мельчайших, распознаваемых только под микроскопом, до кристаллов в несколько дециметров длиною, причем или все зерна более или менее одинаковы по своим размерам, или некоторые выделяются из ряда других своей более крупной величиной.

Каждый, приступающий к изучению геологии, должен уметь распознавать по внешним признакам наиболее обычные минералы и знать приблизительный их химический состав. Для этого приходится преимущественно основываться на *физических свойствах* минералов, из которых главнейшими являются: *цвет, черта, твердость, удельный вес* и *кристаллическая форма.* Цвет одного и того же минерала нередко весьма изменчив, преимущественно благодаря посторонним примесям, но тем не менее служит важным признаком. Согласно шкале Мооса твердость минерала — весьма характерная величина и может легко определяться самыми простыми способами, а именно: минералы с твердостью от 1 до 2 чертятся ногтем (тальк, гипс); около 3 — царапают медную монету (кальцит); минералы, не царапающие стекла, не тверже 5, а царапающие его, но не кварц, должны быть между 5 до 7 (апатит, ортоклаз); твердость 7 — кварц, 8 — топаз, 9 — корунд, 10 — алмаз. Для определения твердости также необходимо научиться пользоваться острием обыкновенного перочинного ножа, наблюдая степень легкости проникновения его в минерал; этим способом легко отличить минералы однородного вида, например кальцит и ангидрит (твердость 3), доломит (4), магнезит (5), полевой шпат (6) и топаз (8). При твердости в 6 или 6½ лезвие ножа вместо царапания минерала само тупится и оставляет темный цвет стали на нем. При испытании твердости конечно необходимо применять лишь свежие поверхности минералов, не разрушенные, а также не на плоскостях спайности. Помимо определения твердости отдельных минералов теми же методами можно пользоваться для распознавания и различных пород, сходных по внешнему виду, как например светлых фельзитов от известняков и доломитов, темных базальтов от некоторых железистых руд, известняков и песчаников. Черта, или след, оставляемый минералами на твердой белой поверхности (на необожженном фарфоре), также нередко может помочь распознаванию двух хотя бы и одноцветных минералов, так как цвета их в твердой массе и в порошке часто различны.

Очень важным признаком минералов служит их *спайность*, или способность колоться по одному или нескольким направлениям, образуя правильные плоскости. Здесь можно различить следующие градации спайности: 1) чрезвычайно совершенная, как у слюд, талька, хлорита, графита, разделяющихся на тонкие листочки; 2) весьма совершенная: полевой шпат, плавиковый шпат, карбонаты, ангидрит; плоскости при внимательном наблюдении явно призпруют; 3) совершенная: роговая обманка, эпидот; плоскости ровные и блестящие; 4) отчетливая: авгит; плоскости негладкие; 5) неотчетливая: оливин, гранат; спайность видна лишь в особо благоприятных условиях, в прочих же случаях излом раковистый, как и в следующей ступени; 6) без всякой спайности: кварц, лейцит, нефелин, турмалин, магнетит, пирит.

Важный физический признак минералов — *удельный вес* — может отчасти определяться и взвешиванием на руке, для чего однако надо приобрести известную опытность. Удельный вес минералов от 1,5 до 20, бо́льшая же часть их — между 2 и 4.

Такие свойства, как магнитность, запах и вкус, имеют второстепенное значение; магнитность устанавливается влиянием на стрелку компаса; глинистые соединения при дыхании на них издают характерный горьковатый запах, а некоторые известняки (органического происхождения) при ударе издают запах сероводорода. На вкус наконец реагирует лишь соль (поваренная и некоторые другие).

Определение кристаллической формы, наиболее точный и научный из физических признаков минералов, не может быть здесь рассмотрено и составляет уже область *кристаллографии.*

Важнейшие минералы располагаются по основным химическим группировкам следующим образом:

I. Самородные

Золото . . . . . Au
Платина . . . . . Pt
Серебро . . . . . Ag
Сера . . . . . S
Графит . . . . . } C
Алмаз . . . . . }

II. Окислы

Снег, лед . . . . . H_2O
Кварц . . . . . SiO_2

Гематит (красный железняк) . . . . Fe_2O_3
Магнетит (магнитный железняк) . . Fe_3O_4
Лимонит (бурый железняк) . . . . $2Fe_2O_3\ 3aq$

III. Силикаты

(соли кремневой кислоты)

Группа полевых шпатов . . . . SiO_2, Al_2O_3, щелочи (K_2O, Na_2O) или CaO
Группа слюд . . . . . SiO_2, Al_2O_3, MgO, щелочи, H_2O
Группа авгита и роговой обманки SiO_2, Al_2O_3 (Ca, Mg, Fe)O
Хлорит . . . . . $SiO_2Al_2O_3$ (Fe_2O_3) Mg (Fe)O,aq
Оливин . . . . . SiO_2, Mg (Fe) O

IV. Карбонаты, сульфаты, галоиды, фосфаты

Кальцит (известковый шпат) . . . $CaCO_3$
Доломит . . . . . $CaMgC_2O_6$
Сидерит (шпатовый железняк) . . $FeCO_3$
Магнезит . . . . . $MgCO_3$
Ангидрит . . . . . $CaSO_4$
Гипс . . . . . $CaSO_4$, 2 aq
Барит (тяжелый шпат) . . . . . $BaSO_4$
Флюорит (плавиковый шпат) . . . CaF_2
Каменная соль . . . . . NaCl
Апатит . . . . . $3Ca_3P_2O_8$, Ca (Cl, $F)_2$

V. Сульфиды

Свинцовый блеск . . . . . PbS
Цинковая обманка . . . . . ZnS
Пирит (серный колчедан) . . . . . FeS_2

Содержание металлов в наиболее распространенных рудах приведено в таблице 22.

Таблица 22

Металл	Руда	Состав	% металла
Золото	Самородное золото	Золото	100
Серебро	Самородное серебро	Серебро	100
	Серебряный блеск	Серебро и сера	87
Медь	Самородная медь	Медь	100
	Халькопирит	Медь, железо, сера	34
	Борнит	Медь, железо, сера	55
	Медный колчедан	Медь, сера	80
	Куприт	Медь, кислород	89
	Малахит (и азурит)	Медь, углерод, кислород, вода	57
Свинец	Свинцов. блеск (галенит)	Свинец, сера	86
	Церуссит	Свинец, углерод, кислород	77
	Англезит	Свинец, сера, кислород	68
Цинк	Сфалерит [1]	Цинк, сера	67
	Смитсонит	Цинк, углерод, кислород	52
	Цинкит	Цинк, кислород	80
Железо	Магнетит	Железо, кислород	72
	Гематит	Железо, кислород	70
	Лимонит	Железо, кислород, вода	60
	Сидерит	Железо, углерод, кислород	48

[1] Цинковая обманка.

Изучение минералогического состава горных пород производится при помощи поляризационного микроскопа, введенного в петрографию Сорби в 1850 г. Для исследования породы из нее делают шлиф, т. е. тонкую пластинку толщиной около 0,02—0,025 *мм*, пришлифовывая осколок породы с обеих сторон. Сначала шлифуют одну сторону, затем, наклеив на предметное стекло канадским бальзамом, сошлифовывают осколок до надлежащей толщины. При указанной толщине почти все минералы, за исключением руд и немногих других, прозрачны, и их можно рассматривать под микроскопом в проходящем свете. При этом пользуются поляризованным светом, в котором световые колебания совершаются в одном только направлении, что, как известно, дает возможность, совмещая с ним колебания различных направлений внутри зерен кристаллического вещества, изучать изменения оптических свойств анизотропного кристаллического вещества в различных направлениях.

Световые колебания, вступая в кристалл, разлагаются на два колебания во взаимно перпендикулярных направлениях; проходя через кристалл, эти два колебания приобретают некоторую разность хода. Будучи сложены опять в одно колебание при помощи другого николя — анализатора, они интерферируют и дают определенную интерференционную окраску. Если вступающий в анализатор луч имеет колебания в направлении, перпендикулярном к тому, в каком пропускаются колебания анализатором, они гасятся им и т. д.

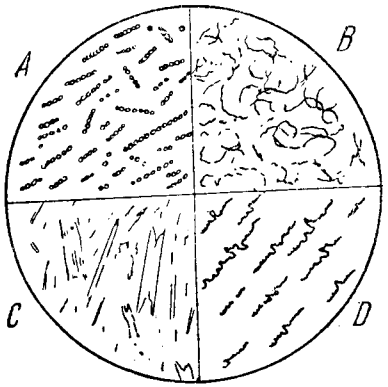


Рис. 58. Микролиты.

Все эти явления поляризации, интерференции и других оптических свойств и применяются для распознавания минералов под микроскопом. Кроме того под микроскопом можно определить величину, форму минералов по их разрезам в шлифе, спайность, делать заключения из сопоставления этих физических свойств и оптических о сингонии кристаллического вещества данного минерала, можно наблюдать взаимные отношения минералов и судить о порядке выделения, изучать включения, относительную свежесть и продукты изменения и т. д.

Микроскоп позволяет ясно различать кристаллические зерна, измеряемые не только десятыми, но даже сотыми долями миллиметра. Микроскопические кристаллы вообще называются *микролитами*. Они обычно отличаются правильностью, чистотою и прозрачностью, например лейцит, авгит, кварц, оливин и пр.; они часто имеют форму тонких столбиков или иголочек, или тонких табличек (рис. 58, *A* и *C*). Полевые шпаты, роговая обманка, авгит, анатит образуют микролиты в не вполне раскристаллизовавшихся стекловидных изверженных породах. Бесцветные микролиты, природу которых распознать невозможно, называются вообще *кристаллитами*, тогда как черные непрозрачные микролиты, группирующиеся в виде пучков тонких волос, называются *трихитами* (рис. 58, *B* и *D*).

Эмбрионы кристаллов, когда они очень мелки, имеют округлую форму. В этих случаях внутренние силы, располагающие атомы вещества в правильные ряды кристаллической решетки, недостаточны, чтобы противодействовать поверхностному натяжению, и зародыш кристалла принимает каплеобразную форму. Эти эмбрионы, встречающиеся в природных стеклах, называют *глобулитами*.

Большие кристаллы проявляются более или менее ясно выраженными кристаллическими формами и, как уже упомянуто, иногда обнаруживают различные изменения, происшедшие после их образования. Одни из этих изменений обусловливаются механическими процессами, а другие — химическими. Механическая деформация составных частей пород зависит от двух причин: 1) движения вязкой магмы и 2) горного давления.

Первая свойственна исключительно вулканическим породам, образующимся из расплавленных масс. В то время когда магма находится в движении, в ней уже выделяются кристаллы различных минералов, которые, двигаясь вместе с нею, претерпевают различные деформации, а именно концы их часто отломаны, края оплавлены, иногда разорванные части сдвинуты и пр.; присутствием таких деформаций они отличаются от неделимых, выделяющихся в момент затвердевания всей магмы и не обнаруживающих вышеупомянутых нарушений. Первые относятся к составным частям или элементам первой генерации, а последние — к составным частям второй генерации.

Вторая причина механической деформации — горное давление или горообразовательные процессы — распространяется на все породы и производит не только изменение формы отдельных кристаллов, но часто раздробляет их или распыляет на мелкие зерна. В некоторых случаях давление производит изменения в выделяющихся кристаллах даже во время их кристаллизации и тотчас вслед за кристаллизацией.

Что касается химического изменения составных частей пород, то нужно различать между ними первичные и вторичные: первые образовались при сформировании самой породы, а вторые произошли впоследствии или через изменение первых, или даже вещество их все принесено извне: например авгит в диабазах превращается в хлорит и вы-

деляет известковый шпат; роговая обманка переходит в биотит, полевой шпат — в каолин. оливин — в змеевик (рис. 59 и 60) и пр. Таким путем нередко происходят псевдоморфозы, т. е. минералы получают несвойственную им форму других минералов. Вторичные минералы часто заполняют также пустоты или трещины в породах и образуют скопления, не имеющие ничего общего с составом породы: например цеолиты в базальтах и мелафирах.

Не только наружная форма минералов, слагающих породы, подвержена различным изменениям, но и внутреннее строение их весьма разнообразно; однородность их нарушается различными включениями. Весьма часто наблюдается поясовое строение минералов (рис. 59, *а*), состоящих из слоев или зон, обозначающихся или различною прозрачностью, или интенсивностью цвета, или же просто трещинками, располагающимися неправильно (рис. 60), или линиями, ограничивающими контуры, параллельные наружным граням кристалла (рис. 61). Часто пояса разделяются микролитами, и тогда они обнаруживаются еще отчетливее, например в иозеане, авгите, санидине (см. рис. 61). Иногда мелкие кристаллы образуют большой решетчатый крест (так называемой скелетной формы), например магнитный железняк.

Что касается включений, то они многочисленны и разнообразны; они состоят из кристаллов, микролитов, жидкостей, аморфного стекла, основной массы породы и пр.

Включения микролитов и даже больших кристаллов располагаются или неправильно или же параллельно наружным граням вмещающего их минерала. Они обусловливают иногда неравномерное выветривание неделимых (рис. 59, *b*).

Включения жидкостей хотя бывают и значительных размеров, например в кварце, аметисте, но чаще проявляются в микроскопическом виде; они большею частью овальной

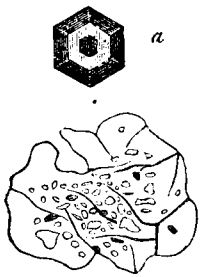


Рис. 59. Вторичное изменение минералов.

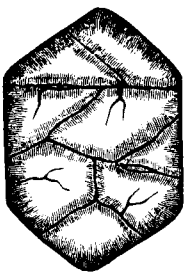


Рис. 60. Разложение минерала по трещинам.

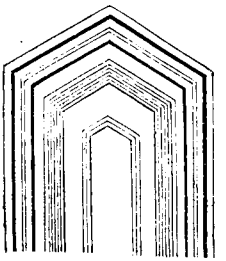


Рис. 61. Микроструктура минералов — поясовое сложение санидина.

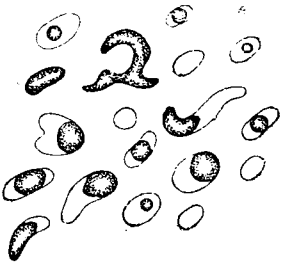


Рис. 62. Включения жидкостей в минерале.

или яйцевидной формы; чем больше размеры их, тем неправильнее форма. В жидких включениях в некоторых случаях наблюдается маленький пузырек (Libelle), который чем меньше, тем подвижнее; величина (рис. 62) их редко бывает 0,06 *мм*, обыкновенно же они так мелки, что на площадке в 0,05 *мм*^{2} насчитывается их до сотни и более. Жидкость эта представляет или водный раствор соли, или же жидкую угольную кислоту. В первом случае часто вместе с пузырьком в жидкости плавает кубик соли. При нагревании до 32° пузырек и кубик исчезают, но при охлаждении снова появляются. В некоторых порах наблюдаются две жидкости с пузырьком, из которых одна принадлежит угольной кислоте, например в бразильском топазе.

Включения стекла также сопровождаются пузырьками, но уже неподвижными, чем они отличаются от жидких включений, с которыми весьма сходны по наружным формам.

Включения основной массы породы в минералах проявляются так же, как и включения стекла, но отличаются составом.

Включения пор по форме мало отличаются от предыдущих, но они не содержат жидкостей или стекла, а только газы; они очень распространены, иногда имеют даже полигональные очертания, например кубические поры в каменной соли, и часто располагаются, следуя граням кристаллов, например в лейците, полевом шпате и пр.

Все эти включения располагаются различно и иногда образуют крайне оригинальные скопления (рис. 63). Они интересны не только в том отношении, что определяют чистоту кристалла, но главным образом в том, что до некоторой степени выясняют условия образования породы: так присутствие пузырьков и кубиков соли в жидких включениях свидетельствует о высокой температуре, при которой выделялся минерал, а присутствие жидкой углекислоты указывает на высокое давление, при котором застывала порода. Известно, что при 0° С необходимо давление в 36 *ат* для приведения угольного ангидрида в жидкое состояние, а так как пузырек исчезает при 32° С, то надо допустить давление в 73 *ат*, при котором образовались включения жидкой угольной кислоты; это

объясняется только тем, что породы с такими включениями формировались на значительных глубинах в 600—900 *м*.

Строение, или *структура*, горных пород обусловливается характером выделения, формой, величиной и способом срастания неделимых, образующих породу, следовательно зависит от геологических условий образования пород

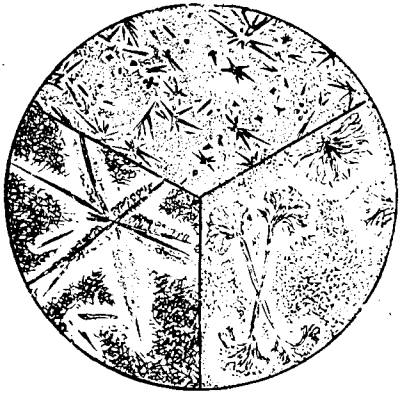


Рис. 63. Перистые эмбрионы кристаллов.



Рис. 64. Глинистый сланец под микроскопом.

или от способа происхождения их, поэтому массивно-кристаллические и обломочные породы так резко отличаются по своей структуре.

Кроме структуры различают еще *текстуру*. Под этим названием объединяются те признаки внутреннего сложения пород из минералов, которые за-



Рис. 65. Конгломерат в натуральную величину (разрез).

висят от расположения минеральных составных частей и от распределения их в породе. При совершенно одинаковой структуре породы в одних случаях составные части могут быть распределены равномерно, в других наоборот не-

равномерно. Удлиненные микролиты в одном случае рассеяны в стекловатой массе, будучи ориентированы в самых различных направлениях, в другом — они все вытягиваются в параллельном положении. Эти признаки не зависят от формы составных частей и их взаимных отношений, которыми определяется структура, и потому обозначаются особым названием признаков текстурных.

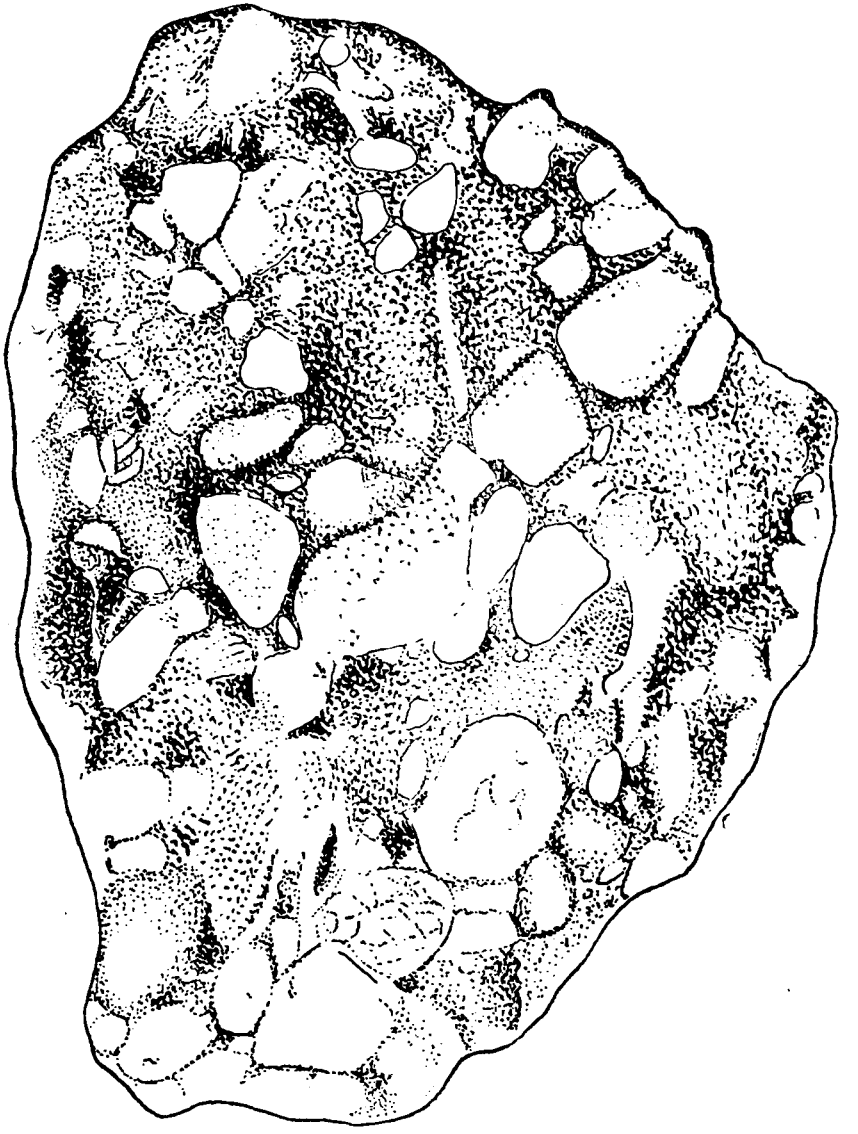


Рис. 66. Конгломерат (немного уменьшено).

В кластических породах, как состоящих из обломков других пород, сложение обусловливается главным образом величиной и формой обломков. Если кластические элементы весьма маленьких размеров в виде пыли или ила, то такое сложение называется глинистым, или *пелитовым* (Pelitstruktur) (рис. 64), например ил, глины, глинисто-углистые сланцы и пр. Если же размеры кластических элементов значительны, не менее обыкновенного ореха или голубиного яйца, то сложение называется *псефитовым* (Psephit-

struktur), причем, если обломки округлены, то породы называются *конгломератами* (рис. 65 и 66), если же остроугольные, то *брекчиями* (рис. 67). Наконец, если обломки средней величины (от булавочной головки до горошины),

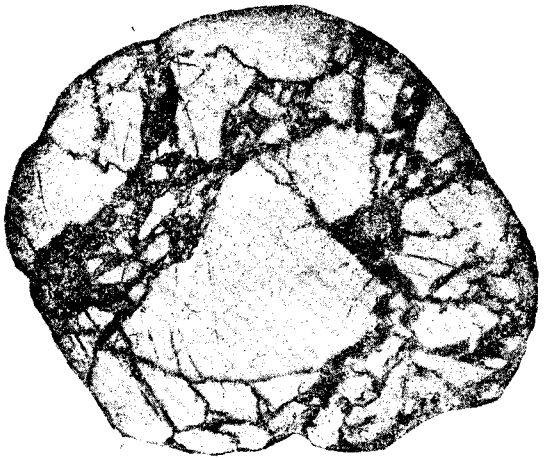


Рис. 67. Брекчия в натуральную величину (разрез).

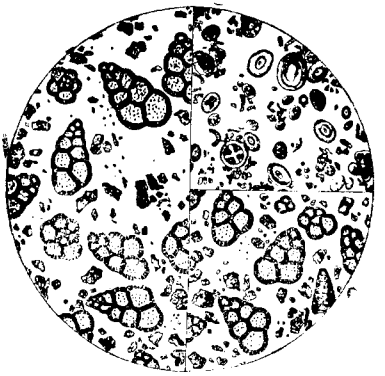


Рис. 68. Раковинный известняк под микроскопом. Ув. 35.

то сложение называется песчаниковым, или *псаммитовым* (Psammitstruktur), например *мелкораковинные известняки* (рис. 68 и 69), *обыкновенные песчаники* (рис. 70—72).[1]

Если обломки не связаны никаким цементом, то они образуют рыхлую массу, называемую *агломератом*. Рыхлые массы различают по величине обломков: большие округленные или остроугольные называют *валунами* (рис. 73); мелкие круглые — *гальками;* плоские, остроугольные неправильной формы — *щебнем;* окатанные—*гравием;* мелкие округленные — *песком.*



Рис. 69. Фузулиновый известняк, состоящий из раковин мелких организмов — фузулин. Ув. 5.

Цемент, связывающий отдельные куски, может быть или тоже обломочного происхождения, или же кристаллический. Увеличение последнего может обусловить переход кластической породы в

[1] Наумап, а затем Саломон предложили называть пелитами лишь чистые «минералогические» глины, а глины «геологические», т. е. глинистые смеси различных, но лишь сильно измельченных минералов, — альфититами. Для обозначения обломочных пород из тонкоизмельченного материала (различного) как структурного особого типа А. Заварицким предложен термин «алеврит» или «алевритовые породы».

простую кристаллическую: например известковые песчаники и конгломераты постепенно переходят в кристаллически-зернистые известняки.

Сложение простых зернисто-кристаллических осадочных пород довольно однообразно; они большею частью имеют крупно- или мелкозернистое сложение, например кварцит, мраморы (рис. 74), иногда плотное, очень

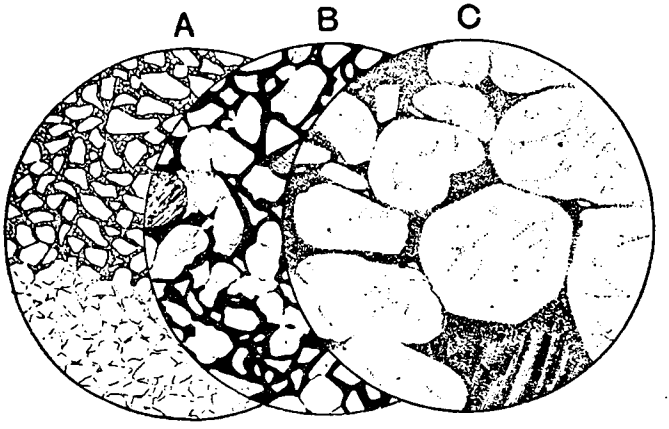


Рис. 70. Песчаниковое сложение. Ув. 20.

A—мелкозернистое; *B*—среднезернистое; *C*—грубозернистое. Цемент: в *A*—известковый, в *B*—железистый, в *C*—глинистый.

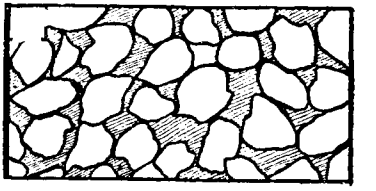


Рис. 71. Микроструктура песчаника с обильным цементом (заштрихован).

редко аморфное, иногда волокнистое, столбчатое, часто слоистое или сланцеватое. Только одно оригинальное сложение наблюдается в известняках — так называемое *оолитовое*, или пизолитовое (рис. 75), когда порода состоит из маленьких круглых шариков (дохо-

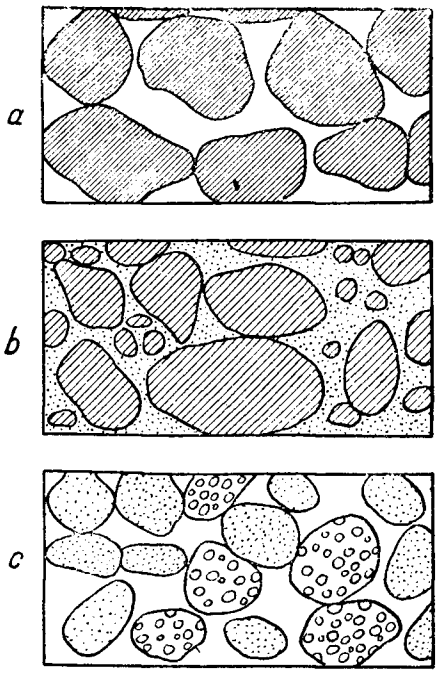


Рис. 72. Различная текстура песчаников.

a—плотные зерна в плотном цементе;
b—плотные зерна в рыхлом цементе;
c—рыхлые зерна в плотном цементе.

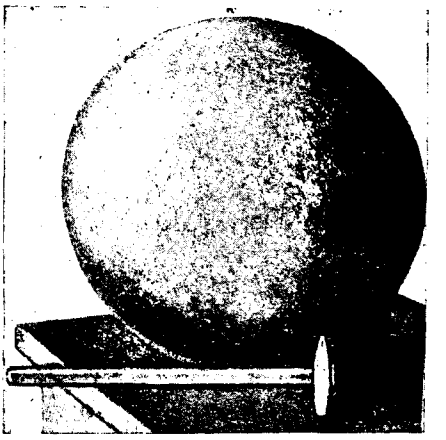


Рис. 73. Валун. Образец Горного музея.

дящих все-таки до 38 *мм* в диаметре) концентрического строения, например гороховый камень, образующийся в настоящее время в Карлсбадском шпруделе. Оолиты образуются на берегах Суэцкого канала и на берегах других морей: оолитовые известняки, оолитовые железняки и др.

К числу сложнокристаллических пород, как мы видели, относятся породы изверженные и кристаллические сланцы.

Структура этих сложных кристаллических пород гораздо разнообразнее предыдущих. Между сложными кристаллическими породами по текстуре различают: сланцевато-кристаллические и массивно-кристаллические. Массивно-кристаллическая текстура свойственна породам изверженным, сланце-

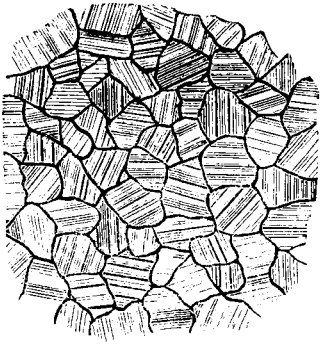


Рис. 74. Мелкозернистое сложение мрамора под микроскопом.

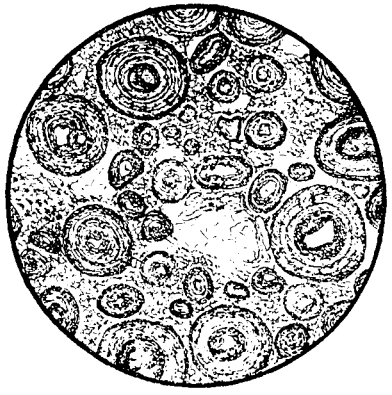


Рис. 75. Оолитовое сложение. Ув. 12.

вато-кристаллическая — метаморфическим, хотя в некоторых случаях при кристаллизации изверженных пород под односторонним давлением и в них получается эта текстура.

Особенность структуры пород метаморфических заключается в том, что отдельные минералы не обладают признаками, указывающими на последова-

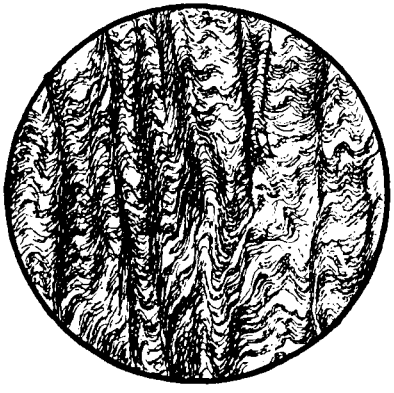


Рис. 76. Слюдяной сланец.

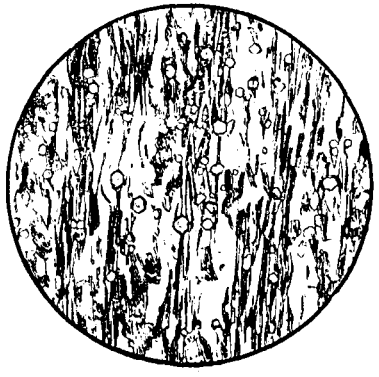


Рис. 77. Пятнистое сложение глинистого сланца.

тельность их выделения. Большее или меньшее совершенство формы объясняется относительной способностью к кристаллизации вещества разных минеральных видов. Кристаллические зерна в породах метаморфических растут в твердой среде на месте первоначальных других минералов. Такая структура называется общим именем *кристаллобластической*. В сланцевато-кристаллических породах наблюдается развитая слоистость и сланцеватость — неделимые расположены более или менее правильно в виде чешуек.

пластинок или листиков, почему и называется сложение *чешуйчатым*, *пластинчатым* и *листоватым*, например в тальковом, хлоритовом и других сланцах. Породы эти нередко обнаруживают ясные следы деформации, происшедшей от бокового давления, результатом чего являются: так называемое *складчатое*, или *плойчатое* сложение (рис. 76), состоящее из мелких повторяющихся складок; *осколочное*, *пятнистое* — у некоторых слюдяных (рис. 77), глинистых и других сланцев; *очковое* (рис. 78) и *параллельно-линейное* — в гнейсах, гранулитах и пр., когда неделимые располагаются слоями, вытянутыми в одном направлении и параллельно друг другу; *полосчатое*, или *ленточное*, когда агрегат одного минерала чередуется с агрегатом другого — геллефлинты, некоторые гнейсы и пр.

В зернистых изверженных породах, массивно-кристаллических, отличающихся отсутствием слоистости, структура определяется взаимными отношениями и формой различных неделимых. Так как изверженные породы представляют продукт затвердения расплавленных масс, то очевидно в зависимости от условий охлаждения они могут быть или яснозернистыми, если охлаждение происходило медленно и все неделимые успели вполне дифференцироваться, или же совершенно стекловатыми — при быстром охлаждении. Между зернистыми и стекловатыми породами разумеется существуют промежуточные, в которых при дифференцировке главных минералов остается то или другое количество стекла (Glasbasis).[1] Такие породы называют *полукристаллическими*.

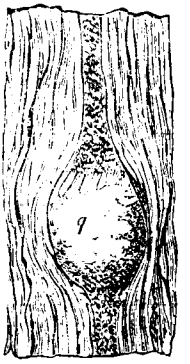


Рис. 78. Очковое сложение.

Классификация горных пород основывается на составе, структуре и способе их образования. Выше уже было указано, что в зависимости от условий происхождения все породы можно разделить на три следующие главные отдела:

1) изверженные породы, магматические, или массивно-кристаллические;

2) метаморфические, или сланцевато-кристаллические породы, как отдел промежуточный между изверженными и осадочными породами;

3) осадочные породы, или слоистые.

Каждый из этих отделов разделяется на несколько групп в зависимости от различных факторов (состав, сложение, условия образования), которые имеют неодинаковое значение в разных отделах; так например в первом отделе, самом сложном и разнообразном, главное значение имеют минеральный состав и структура, во втором отделе — состав и древность, в третьем отделе — способ происхождения и состав.

Изверженные породы, как самые многочисленные и разнообразные по составу, представляют наибольшее затруднение при разделении их. Конечной целью классификации является такая, которая была бы генетической, т. е. основанной на происхождении пород. Но об этом мы можем судить только по таким признакам, как состав — химический и минералогический, структура и геологические условия залегания.

§ 18. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

1. Классификация осадочных пород

Осадочные породы лучше всего подразделять на категории по признакам, зависящим от среды, в которой происходило их образование (по А. П. Павлову).

[1] О дифференциации расплавов, поднимающихся из внутренних частей Земли, и возникающих при этом многообразных структурах изложено после описания процессов вулканизма в главе VII.

1. Породы *континентальные*, обыкновенно не слоистые или неправильно слоистые; сюда относятся отложения эоловые, делювиальные (осыпей), ледниковые, ключевые. Иногда дюнные пески слоисты, так же как и вулканические туфы (см. ниже).

2. Породы *водные*, или осадочные в тесном смысле, подразделяющиеся далее на *пресноводные* (речные, озерные, болотные), *солоноводные* (отложения соляных озер, лагун) и *морские*. *Слоистость — характерный признак водных пород.*

Некоторые породы с одинаковыми названиями будут при этом повторяться в разных группах, но это будут породы не тождественные, а отличающиеся некоторыми существенными признаками, стоящими в связи с условиями их образования. Мы видим, что, несмотря на большую простоту состава осадочных пород, дать им подразделение, выдержанное в одном духе, труднее, чем изверженным, и в сущности нецелесообразно, так как при их обсуждении необходимо иметь в виду все вышеуказанные принципы деления.

Между породами различных групп, несмотря на их резкое различие, существуют промежуточные члены, которые происходят или вследствие метаморфизации или же при самом образовании: например извергающаяся лава захватывает в себя обломки основания вулкана и в результате даст брекчию, состоящую из обломков пород всякого рода, связанных цементом из отвердевшей лавы. Такие переходные члены настолько тесно связывают породы разных групп, что резкую границу между ними в некоторых случаях провести невозможно, а потому все признаки, которыми обыкновенно характеризуют разницу между вулканическими и осадочными породами, имеют только относительное значение и не всегда решают вопрос о принадлежности породы к той или другой группе, особенно при отсутствии окаменелостей. Если исследование изверженных пород выясняет законы ассоциации минералов, а метаморфические породы указывают на разнообразные изменения их под влиянием различных агентов, то изучение осадочных пород выясняет ассоциации организмов, постепенность развития и последовательную смену их во времени и пространстве. Таким образом осадочные породы имеют совершенно особое и весьма важное значение для истории Земли, в котором еще нагляднее мы убедимся при изложении методов геологического летоисчисления и учения о фациях и формациях.

В таблице 23 приводится классификация осадочных пород, а ниже дается их описание.[1]

Рыхлые образования. *Валуны*, *галька*, *гравий*, крупный *песок* — все они состоят из более или менее округленных обломков пород, из которых самыми большими являются валуны, самыми мелкими — гравий. *Щебень* отличается угловатым строением обломков. Когда величина отдельных зерен меньше 1 *мм*. породу считают песком.

Песок. Некоторые пески состоят из одних кварцевых зерен (кварцевые пески), другие содержат наряду с ними и зерна полевых шпатов, слюд, авгита и других минералов.

К тонким пескам примыкает лёсс; это исключительно тонкозернистое землистое водопроницаемое, преимущественно неслоистое образование, состоящее главные образом из кварцевой пыли с примесью небольшого количества глины, гидрата окиси железа и извести.

Пески повсюду играют большую роль в более молодых геологических образованиях. Одинаково широко распространены в них отложения извести и гальки.

[1] По Э. Кайзеру. Подробное изложение см. А. Заварицкий, Петрография осадочных пород, а также В. Батурин, Справочное руководство по петрографии осадочных пород, 1932; практическое же применение — Д. Мушкетов и Штини, Техническая геология, 1934.

Таблица 23

Обломочные		Химические осадки	Органогеновые
Рыхлые	Цементированные		
		Карбонаты	
Галечники	Конгломераты	Некоторые известняки, например оолитовые	Известняки и доломиты (измененные органолиты)
		Сульфаты	
Песок, гравий	Песчаники	Гипс, ангидрит	Кремнистые породы (кремнистые сланцы, некоторые яшмы)
		Галоиды	
Глины (лёсс)	Глинистые сланцы (кварцовые, аспидные и др.)	Каменная соль, калийные соли	(Фосфориты)
		Железные окислы и силикаты	
Вулканические пеплы	Туфы (вулканические)	Оолитовые железные руды (бурый железняк)	Каменн. уголь, нефть, асфальт

Сцементированные отложения. Они получаются из предыдущих путем добавочного уплотнения, которое вызвано или механически, или примесью глины, или благодаря водным растворам (кремнекислоты, извести и т. п.). Известковая и кремневая цементация и придает породе часто очень большую твердость.

Сюда принадлежат конгломераты, образовавшиеся из окатанных валунов и гальки, а также брекчии, образованные из осыпей остроугольных обломков.

Путем цементации песков образуются *песчаники*. Смотря по составу цементирующего вещества и минеральных зерен, различают кварцевые, полевошпатовые, слюдистые, глауконитовые, кремневые, глинистые, железистые, известковые и иные песчаники.

Песчаники, богатые каолинизированным полевым шпатом и содержащие рядом листочки слюды, называются *аркозами*. Песчаники широко распространены во всех отложениях разного возраста.

Рядом с песчаниками стоят *кварциты* — светлые, очень твердые породы, сцементированные кремнекислотой.

Группа глинистых пород — пелитов. Эти скрытокластические породы образовались путем выветривания полевошпатовых пород и состоят главным образом из водосодержащих глиноземных силикатов. Кроме того они содержат кварцевую пыль, частицы слюды и других минералов; благодаря содержанию окиси железа или гидрата окиси железа они окрашены в красный, желтоватый или буроватый цвета, хотя органические примеси придают им иногда серую, голубоватую или черную окраску.

Глина — продукт разрушения полевых шпатов, оставшийся на месте своего образования; в чистейшем своем виде она называется *каолином*. Большинство глин обычно перемыты, часто много раз переотложены и загрязнены посторонними примесями, чаще всего песком. Глины преимущественно серого цвета, слоисты, водонепроницаемы. Под именем *обыкновенного ила* и *ила глубоководного* понимают глинистые осадки в устьях больших

рек и на дне озер и морей. Глины с большой примесью песка и содержанием железа называются *суглинками*. Глины, разделяющиеся по поверхности слоев и вследствие этого ставшие сланцеватыми, называются *сланцеватыми;* глины с большим содержанием извести называются *мергелями*.[1]

Глинистые породы, уплотненные давлением вышележащих горных пород, иногда давлением при горообразовании, сделались сланцеватыми и называются *глинистыми сланцами*. При большой прочности и более совершенной сланцеватости они образуют *кровельные сланцы* и *аспидные сланцы;* при очень большой твердости они образуют *точильный камень*. Глины, содержащие большое количество углистых веществ, называются рисовальными, *углистыми* и *горючими сланцами*.

Глинистые породы принадлежат к распространеннейшим осадкам земного шара во все времена его существования. В более молодых системах они появляются в виде неслоистых и слоистых глин, в более древних — в виде глинистых сланцев.

Группа известковых пород. Относящиеся сюда породы имеют большей частью органическое происхождение и образуются благодаря деятельности животных и растений, частью в море (глобигериновый и другие глубоководные илы, коралловые и иные рифы, известняки, отложенные водорослями, и т. д.), частью (как например озерный мел) в пресной воде. Известковые породы могут образоваться также и неорганическим путем, а именно выпадением из горячей или холодной воды (известковые туфы или известковые натеки). Большинство известковых пород явно слоисты или даже тонкослоисты, либо имеют плитняковую отдельность. Только рифовые известняки отличаются отсутствием слоистости.

Мрамор: чистый зернисто-кристаллический известняк.

Обыкновенный известняк: тонкозернистый или массивный известняк серого, желтоватого, черного и других цветов. С примесью глины он переходит в *глинистый известняк*, добавка карбонатов магния делает его *доломитом*, прибавка кремнекислоты — *кремнистым известняком*. Богатые битумом известняки называются *битуминозными;* если известняк содержит во множестве шарики мелких конкреций, его называют *оолитовым известняком*.

Мел: белый землистый известняк, состоящий преимущественно из микроскопически малых скорлупок животных.

Известковые натеки, известковый туф, травертин: пористые, корковидные, преимущественно светлые выделения частью известкового шпата, частью арагонита из воды источников.

Доломиты: плотные до зернистых, по большей части пористые до поздреватости, слоистые или плотные желтовато-серые доломитовые породы.

Известковый мергель (глинистый) и *мергелистый сланец* (глинистый и к тому же сланцеватый известняк) образуют переходные члены между известковой и глинистой группами.

Известняки распространены во всех геологических формациях.

Группа кремнистых пород. Образовавшиеся частью в море, частью в пресной воде кремнекислые отложения, одни — органического происхождения, другие — выделившиеся химически из теплых или холодных растворов (кремневые натеки, опал).

Кремневые туфы — выделение горячих ключей. *Пресноводный* или *жерновый* кварцит — выделенные пресной водой пористые образования. *Роговик, яшма, кремень, кремнистый сланец* — образования аморфного кварца. *Опал* — аморфное выделение SiO_2; *кизельгур, трепел* — светлосерый землистый, состоит из микроскопических панцырей диатомовых водорослей, образуется

[1] Сюда же можно отнести и бокситы, глинистую породу с преобладающим содержанием окиси алюминия, являющуюся рудой этого металла. Содержание Al_2O_3 в одном и том же месторождении колеблется иногда от 40 до 76%.

в болотах и озерах. *Диатомовый* и *радиоляриевый ил* (глубоководный) — состоящий главным образом из кремнистых скелетов диатомей и радиолярий.

Распространение этих пород довольно ограниченное.

Группа солей и гипса. Легкорастворимые массы, образовавшиеся путем осаждения во внутренних морях и озерах пустынь.

Каменная и *калийные соли. Гипс* и *ангидрит* (водный и безводный сульфат кальция).

Сюда можно присоединить *селитру* ($NaNO_3$), которая образует громадные поверхностные залежи в сухой области северного Чили. Распространение ее также довольно ограниченное. Каменная соль в сопровождении ангидрита и гипса встречается в различных системах. Мощные залежи калийных солей, превосходящие все мировые месторождения, открыты работами б. Геологического комитета (ныне ЦНИГРИ) в пермских отложениях Соликамского района (Северный Урал). Мощные залежи каменной соли известны в СССР уже давно и в разных районах: близ г. Артемовска, у Илецкой защиты, в Соликамском районе, в Иркутском районе и Якутии.

Группа руд. Она обнимает некоторые из наиболее распространенных металлических, в особенности железных руд, которые часто встречаются в виде больших скоплений.

а) Окисленные железные руды: *железный блеск* и *красный железняк*, *магнитный железняк*, *бурый железняк*.

б) Углекислые железные руды: *железный шпат*, или *сидерит*, и *белая железная руда*.

в) Сульфидные руды: *железный колчедан*, или *пирит* (FeS_2), *магнитный колчедан* (Fe_7S_8), *медный колчедан* ($CuFeS_2$), *цинковая обманка* (ZnS), *свинцовый блеск* (PbS).

г) Марганцовые руды (*пиролюзит* и др.).

Все названные руды залегают или большими линзообразными массами, или в виде прослойков и жил между кристаллическими сланцами и массивными породами, или в осадочных; реже, — например бурые железняки и залежи марганцовых руд, — как позднейшие (третичные или четвертичные) поверхностные образования.

Группа углеродистых пород. Сюда входят все органические породы, образовавшиеся главным образом вследствие изменения растительных веществ: *гумус* (при разложении остатков отмерших растений и животных), *торф* и *сапропель*, или гнилостный ил, *бурый уголь*, *каменный уголь*, *антрацит*.

К этой группе можно еще присоединить жидкие и твердые углеводородистые соединения, в особенности *нефть* и *асфальт*. Сюда можно также отнести и *гуано* (птичий помет).

Кларк предполагает, что *глинистые породы занимают 80%*, *песчаники — 15% и известковые породы — 5%*.

Процессы выветривания, денудации и эрозии разрушают первичные рудные месторождения вблизи земной поверхности; часть минерального материала их остается на месте в зоне окисления или перемещается вглубь в зону цементации, но остальная часть выносится в растворе грунтовыми водами в стороны, где уже поверхностными водами (в растворе и в твердом состоянии) относится более или менее далеко вниз по уклонам; ветер и ледники также могут переносить материал разрушаемых месторождений. Этот материал затем отлагается или осаждается в мелкораосеянном виде в почве, в наносах рек, озер, морей, совместно с материалом, полученным при выветривании и размыве разнообразных горных пород, в составе которых также есть частицы руд, главным образом железа. Прибой морей и озер также разрушает крутые берега и перемещает материал рудных месторождений и горных пород в образующиеся при этом наносы. Наконец источники выносят в растворе минеральные вещества, в том числе и тяжелые металлы, из глу-

бин и отлагают их на поверхности. Из этого мелкорассеянного материала, находящегося еще в растворе или уже отложенного, поверхностные агенты создают рудные месторождения, которые по своему генезису должны быть названы вторичными, но по самому способу своего образования могут быть различными. Одни из них представляют непосредственные осадки из растворов, образующиеся в бассейнах стоячей воды, т. е. являются *осадочными*; другие также выделяются из растворов, но отлагаются не в бассейнах, а в толщах рыхлых водопроницаемых пород и в трещинах твердых пород и могут быть названы *концентрационными*, так как представляют концентрацию рудного материала, ранее мелкорассеянного в этих породах и растворенного грунтовыми водами или вынесенного ими из ранее существовавших месторождений. Третьи же представляют просто остатки первичных месторождений, перемещенные только на большее или меньшее расстояние, и потому должны называться *остаточными*.

Осадочные месторождения характеризуются согласным залеганием в виде пластов или залежей с вмещающими их пластами осадочных или обломочных горных пород — известняков, мергелей, сланцев, песчаников, конгломератов. Наибольшее практическое значение среди осадочных месторождений имеют руды железа и марганца, наиболее распространенных в составе земной коры тяжелых металлов и потому попадающихся в наибольшем количестве в продуктах выветривания. Таковы болотные и озерные железные руды северных стран, образующиеся и в настоящее время, третичные железные руды Керченского полуо-ва и марганцевые Никопольского района Украины и Чиатур в Грузинской ССР.

В зависимости от того, в какой среде и при каких условиях происходит накопление, рудные месторождения *концентрационные* можно еще подразделить на конкреционные, секреционные и цементационные.

Конкреционные образуются в толще рыхлых поверхностных горных пород в виде чечевиц, гнезд, почек, обыкновенно на каком-нибудь водонепроницаемом слое или на границе между рыхлыми породами (наносами) и подстилающими их коренными породами; если последние богаты известью, то слабые рудоносные растворы вступают с ними в реакцию обмена, и рудные скопления отлагаются в виде покрова на неровной разъеденной поверхности коренных пород и нередко проникают на некоторую глубину в последние, замещая части их в виде неправильных жил, гнезд, потоков и залежей метасоматического типа. В виде конкреционных месторождений встречаются преимущественно окисленные руды железа, обыкновенно с бо́льшим или меньшим содержанием марганца, и железистые марганцевые руды, карстовые железняки на поверхности известняков на Урале, конкреционные железняки па пермских отложениях Пермского, Кировского и Вологодского районов, а из подчиненных более древним отложениям — углистые и глинистые железняки в виде гнезд и почек.

Секреционные месторождения представляют скопления руды, отложившиеся из растворов, проникших сверху в трещины и поры коренных пород в виде жил, прожилков и секреций; кроме железняков карстового типа, к этому классу принадлежат никелевые руды, залегающие в выветривающихся перидотитах, пироксенитах и происходящих из них змеевиках Урала.

Остаточные месторождения составляют третью категорию месторождений, созданных процессами выветривания, представляя, как показывает название, остатки, уцелевшие после удаления растворимых частей первичного месторождения. Эти остатки могут залегать на том же месте, где находилось первичное месторождение; в этом случае главную роль при образовании остаточного месторождения играют химические процессы, удалившие растворимые части первичного.

Если первичное месторождение уже распалось на отдельные части, залегающие частично на самом выходе его на поверхность, частью уже не-

сколько смещенные в стороны при процессах выветривания, — мы получаем тип, называемый *элювиальной россыпью*, при образовании которой играли роль не только химические, но и механические процессы. Примерами таких месторождений являются элювиальные россыпи платины Урала, золота Ленской тайги в Сибири, оловянного камня и вольфрамита, связанные с первичными месторождениями этих руд, валунчатые железные руды Урала, а из месторождений легких металлов — Тихвинские месторождения боксита.

Если уцелевшие от растворения остатки первичного месторождения перенесены на более значительное расстояние от места первоначального залегания и отложены вместе с продуктами разрушения горных пород окружающей местности, мы получаем так называемые *аллювиальные россыпи*, при образовании которых главную роль играли механические процессы и перенос силой текучей воды или прибоя озер и морей, в редких случаях ветра или ледника; при этом переносе происходила естественная концентрация рудных частиц благодаря их тяжести в определенных слоях вторичного месторождения, чем и обусловлена ценность последнего и возможность его эксплоатации, облегчаемой удобством добычи и обработки. В аллювиальных россыпях мы находим в достаточном количестве только тяжелые руды, трудно окисляющиеся, как окислы железа, оловянный камень, вольфрамит, самородные золото и платину. Примеры их очень многочисленны; кроме современных известны также в немногих случаях аллювиальные россыпи прежних геологических периодов, уцелевшие от позднейшего уничтожения и подчиненные осадочным горным породам разного возраста.

Степень уплотненности осадков весьма различна и не всегда соответствует их древности, хотя для обломочных пород эта зависимость в общем и имеется [*1* и *2*]. Процессы, в силу которых произошло уплотнение — породообразование конгломератов, песчаников, глин, известняков и туфов из соответственных рыхлых продуктов, происходят и на наших глазах; среди них главное место принадлежит действию просачивающихся через рыхлые осадки вод, отлагающих при испарении во всех порах бывшие в растворе вещества, как известь и др. Совокупность химических и физических процессов изменения пород, кроме воздействия тепла и давления тектонического (*метаморфизм*), объединяется обычно под термином *диагенез*. Диагенез влияет со временем на каждый осадок, независимо от каких-либо особых происшедших явлений, тогда как метаморфизм вызывается лишь исключительными и местными условиями, нарушающими нормальный ход событий; таковыми являются: вертикальные опускания частей земной коры на большую глубину (что вызывает увеличение давления и температуры), дислокации, поднятие и прорыв расплавленных масс. Каждый из этих факторов вызывает особый вид метаморфизма (региональный, дислокационный и контактовый). Большое значение для диагенеза имеет вес, давление налегающих масс: торф, добытый из нижних горизонтов болота с глубины в 5—8 *м*, обладает такой плотностью, что при высыхании напоминает бурый уголь; толстые насыпи щебня с течением времени слеживаются в солидные массы, выдерживающие фундаменты построек. Мы знаем, что многие породы, находящиеся ныне на земной поверхности, долгое время были покрыты толщами в тысячи метров вышележащих осадков, впоследствии смытых, громадный вес которых не мог не оказать своего уплотняющего влияния. Кроме того аналогичное влияние оказывает близость раскаленных масс — интрузий и экструзий, а большее и широко распространенное — внутренняя высокая температура Земли, под воздействие которой должны были всегда попадать нижние части медленно опускающихся бассейнов накопления осадков (геосинклиналей). Мы знаем осадочные толщи до 10 000 *м* и более, возникающие этим путем, и можем себе представить, что во время образования верхних их членов нижние части достигали уже геоизотерм гораздо выше точки кипения воды и не могли не испытать известных изменений (метаморфизма). Здесь помимо

механического давления главным агентом была вода, обусловливавшая благодаря именно такому давлению и высокой температуре ряд сложных химических реакций внутри горных пород, содействовавших их уплотнению, а иногда и кристаллизации (образование кристаллических сланцев). Движения литосферы, смятие, сжатие и искривление осадочных пород в результате вызвали также их уплотнение — *динамометаморфизм*, или *метаморфизм движения*.

В общем, хотя и не безусловно, слои дислоцированные, смятые, более уплотнены, чем лежащие горизонтально, неизмененно, несмотря даже на весьма древний возраст последних: например древнейшие кембрийские отложения под Ленинградом — пески и так называемая «голубая глина», которая сохранила до сих пор такую мягкость и пластичность, что иногда с трудом отличима от самых новейших (ледниковых) глин и является отличным материалом для лепки, в то время как молодые (третичные) отложения в складчатых хребтах (Альпы) представляются уже вполне твердыми породами (сланцы Гларуса и др.).

Рассмотрим первоначальные, неизмененные формы залегания осадочных пород, исходя из условий, при которых они образовались.

По месту своего отложения, как мы видели, все обломочные породы, слагающие наибольшую видимую часть земной коры, разделяются на морские, озерные и речные (см. § 16). Весь материал, выносимый в море (или вообще большой водоем), в нем сортируется и распределяется зонально, параллельно берегу, причем с удалением от последнего крупность зерен осадков уменьшается. Таким образом в каждой зоне крупность зерна приблизительно одинакова в силу гидравлического принципа, легко подтверждаемого простым опытом, что при падении в воду частицы однородные испытывают одинаковое сопротивление. Чем глубже бассейн осаждения, тем совершеннее происходит сортировка и тем однороднее, чище материал каждого слоя. Такой идеальный ход осаждения требует полного спокойствия воды, чего в природе почти не бывает.

В случае наличия определенного движения воды расположение зон различной крупности зерна изменится из вертикального в горизонтальное: самый крупный тяжелый материал, выпадая раньше, будет не самым нижним, а самым ближним, вверх по течению, к месту начала движения воды. Необходимое для такого объяснения движение воды всегда имеется в море в виде приливов и отливов, береговых течений и движения волн, вызываемого ветром. Таким образом гравий и гальки, располагаясь вблизи берега, — в береговых валах, косах и в мелких устьях рек и бурных потоков, — образуют конгломераты, пески, а выносясь дальше в море — песчаники, и наконец дальше всего отлагаются мелкие илистые частицы, образуя глины, мергели и рухляки. Если линия берега остается постоянной или медленно поднимается, то материал выносится все далее в море, благодаря чему возникает постепенное, черепичатое перекрывание одних слоев другими, так что более мелкозернистые в вертикальном разрезе на некотором расстоянии от берега будут покрыты крупнозернистыми *(залегание регрессивное)*.

При опускании берега и захвате его морем будут возникать отношения обратные *(залегание трансгрессивное)*. Изменение характера отложившегося материала при дальнейшем уплотнении его вызывает образование отграничивающих отдельные пласты более или менее отчетливых плоскостей напластования. В конгломератах часто не видно напластования, а если оно и заметно, то преимущественно благодаря перемежающимся слоям более мелкого песчаникового материала. Эти прослои песчаника в конгломератах — обычно очень непостоянной толщины и протяжения, что объясняется временными, случайными условиями их отложения (перемена погоды, берегового течения и т. п.). Еще обычнее чередование песчаников с более тонкими слоями слоистых глин, повторяющееся на толщину во много сотен метров,

что также объясняется изменением условий отложения в различные времена года при различных ветрах, силе течения и пр. Скорость отложения также влияет на характер наслоения: при медленном процессе возникает чрезвычайно мелкая сланцеватость — листоватость (lamination), свойственная тонким осадкам, преимущественно глинистым. Толщина слойков достигает всего лишь толщины бумаги. Сцепление между такими листиками породы обычно ничтожное, так что она легко расслаивается по плоскостям наслоения, чему особенно содействует присутствие пластинок слюды, располагающихся параллельно этим плоскостям. Листоватое сложение, возникающее в результате последовательного выпадения мельчайшего илистого материала во время периодического подъема вод рек, приливов и т. п., вообще свидетельствует об осаждении в спокойной воде. Эти условия имеют место в озерах, лагунах, местах, заливаемых во время половодья или прилива, на больших глубинах океанов, где не отражаются ни морские течения ни поверхностное волнение, и в предледниковых котловинах. Наконец подобные же отложения известны и чисто континентального происхождения, даже без участия воды: пыль, поднимавшаяся при извержении вулкана Тараверы в 1886 г., состояла из частиц различной крупности, которые, отвеянные сильным ветром, отложились тонкими отсортированными слойками. Пески, слагающие прибрежные дюны, также нередко обнаруживают мелкую слоеватость, происходящую от различной скорости навевающих их ветров. Таким образом, помимо глинистых пород, этим свойством могут обладать и песчаники, особенно мелкозернистые и глинистые.

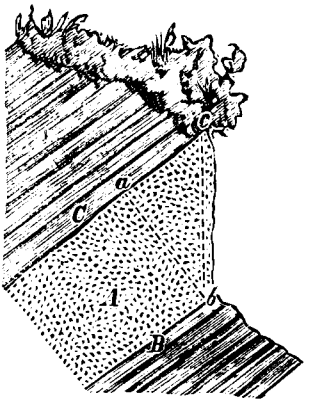


Рис. 79. Обнажение пластов.

Всякий минеральный осадок, отлагающийся на дно какого-либо бассейна, прежде всего заполняет углубления его дна, а затем уже образует более или менее горизонтальные и параллельные между собою пласты, совокупность которых называется *системою*, или *свитою пластов*. Итак, *пластом* называют обширную, но незначительной толщины плитообразную массу однородной горной породы, ограниченную более или менее параллельными плоскостями, называемыми *плоскостями напластования*. В каждом пласте различают *нижнюю* и *верхнюю* плоскости напластования, из которых первая означает начало образования пласта, а вторая — конец; следовательно каждый пласт представляет результат некоторого непрерывного периода отложения однообразного осадка. Кратчайшее расстояние между обеими плоскостями напластования называется толщиною или *мощностью пласта*. Выход пластов на дневную поверхность называется *обнажением* (рис. 79).

Так как горизонтальные размеры пластов обусловливаются величиною отлагающего бассейна и достигают сотен километров, а толщина или мощность их зависит от интенсивности и продолжительности периода непрерывного отложения, то очевидно, что размеры пластов могут быть чрезвычайно разнообразны даже в одной и той же свите их. Мощные известковые и глинистые пласты достигают в общем бо́льших горизонтальных размеров, чем тонкие, особенно конгломератовые.

Для пояснения этого представим себе какое-либо замкнутое озеро, в котором осадки отлагаются только в период дождей; минеральные вещества, снесенные в озеро в дождливое время, образуют пласт на дне его; в следующий за дождями период засухи, когда озеро не получает осадков, пласт этот окрепнет и уплотнится; в следующий дождливый период отложится выше предыдущего другой пласт, который в зависимости от количества и качества сносимых осадков и живой силы потоков будет более или менее

резко отличаться от нижележащего не только размерами, но и минеральным характером; этот пласт в свою очередь уплотнится и снова покроется третьим и т. д. В конце концов получится целая свита пластов, различающихся цветом, сложением, размерами и составом тем более, чем продолжительнее периоды остановки в отложении их и чем разнообразнее интенсивность и состав отложения. В противном случае образуются более или менее однородные пласты приблизительно одинаковых размеров.

При совершенно горизонтальном залегании свиты пластов толщина каждого из них определяется длиной вертикальной линии между верхней и нижней поверхностями напластования, причем нижележащий пласт называется *почвою*, или постелью пласта, а вышележащий составляет *кровлю* того же пласта. При наклонном положении пластов кровля называется *висячим боком* пласта, а постель — *лежачим боком*, толщина же пласта определяется длиною наклонной линии, перпендикулярной к плоскостям напластования; зная угол наклона пласта и видимую толщину его, легко найти истинную, которая равняется видимой, умноженной на косинус угла падения.

Точное знание почвы и кровли пластов полезных ископаемых, подвергающихся подземной выработке, имеет громадное значение для выбора системы работ и крепления.

Время, нужное для образования пласта известной мощности, неопределенно и весьма различно для различных типов осадков: пласт конгломерата отложится скорее, чем такой же мощности пласт песчаника, а этот в свою очередь скорее глины и т. п.

Даже при однородности материалов одинаковая мощность не всегда будет свидетельствовать об одинаковом возрасте пластов, хотя чаще, чем при разнородности их. Плоскости, разделяющие отдельные пласты, обычно отчетливее, чем плоскости мелкой слоисто-сланцеватости; они могут свидетельствовать не только о перемене характера отложений, но и о перерывах его, продолжительность которых весьма различна.

Первое свойственно мелководным отложениям, так как глубоководные накопляются медленно, постоянно и однообразно на громадных площадях; поэтому наблюдаемые перерывы в отложении глубоководных осадков, вероятно, должны были быть более длинными. Например залегание пласта чистого известняка, состоящего из остатков кораллов и других морских организмов, между сланцеватыми глинами указывает на двукратное резкое изменение физико-географических условий (так как известняк мог отлагаться лишь в чистой воде океана, а глины наоборот могли возникнуть лишь при условии большого приноса ила), которое каждый раз должно было потребовать продолжительного периода времени; возможно, что эти изменения вызывались движениями земной коры, поднятиями и опусканиями морского дна. Эти примеры доказывают, что плоскости напластования могут свидетельствовать иногда о чрезвычайно долгих периодах времени, подчас даже бо́льших, чем периоды самого отложения данных пластов.

Кроме параллельности поверхностей напластования пласты характеризуются еще параллельным строением всей своей массы и параллельным расположением посторонних включений, что выражается различием в цвете, крупности зерен, в изменении тех или других примесей, присутствием желваков или каких-либо сростков, неравномерным распределением окаменелостей и трещиноватостью. Последняя иногда разбивает пласт на множество мелких слоев, параллельных как плоскостям напластования, так и между собою; явление это называется *истинной*, или *первичной*, *сланцеватостью*. В некоторых случаях первичная сланцеватость идет не параллельно плоскостям напластования, а под некоторым углом или диагонально и притом в каждом пласте различно. В отличие от предыдущей она называется *диагональной*, или *косой слоистостью;* она характерна для глинисто-песчаных

осадков, отлагающихся в таких водных бассейнах, которые отличаются переменной скоростью течения даже в период образования одного и того же пласта: например в олонецких кварцитах, в разных девонских и кембрийских песчаниках, в современных речных отложениях и пр. (рис. 80, 81, 82, 83).

Косая слоистость характерна для отложений речных дельт, верхних частей долинных озер, заносимых аллювием, и галечных отложений горных потоков, в речных заводях и местах обратного течения у берегов. Эоловым

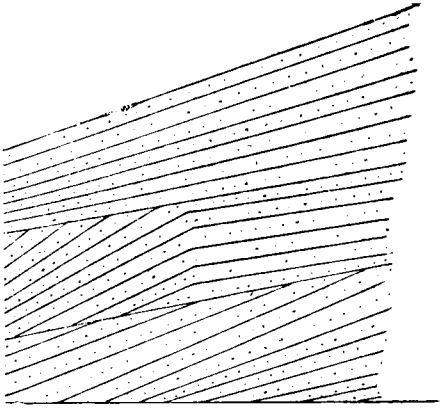


Рис. 80. Косая слоистость.

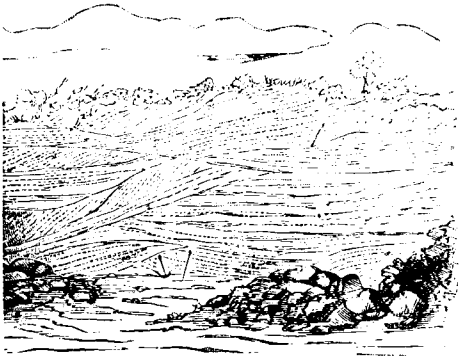


Рис. 81. Косая слоистость.

отложениям — дюнам и барханам — обычно свойственна косая слоистость благодаря способу образования их пересыпанием песка через гребень дюны то в одну, то в другую сторону.

Наконец заслуживает внимания, что в реках постоянного течения валуны на дне располагаются в наиболее устойчивом положении, наклонно вниз по течению, что часто видно в речных террасах. Этот признак очень важен при разведках на золото (россыпное), так как дает возможность установить прежнее направление течения реки, отложившей террасу, и проследить расположение главной россыпи.

Если пласты одной и той же свиты, но петрографически различные, следуют попеременно друг за другом, например пласты мергеля чередуются с пластами песчаника или пласты каменного угля с пластами глины и пр.,

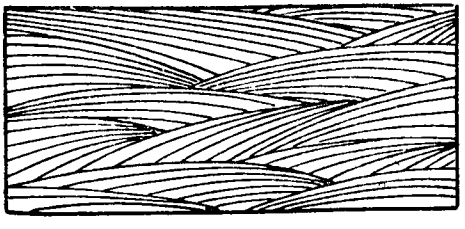


Рис. 82. Косая слоистость эоловая.

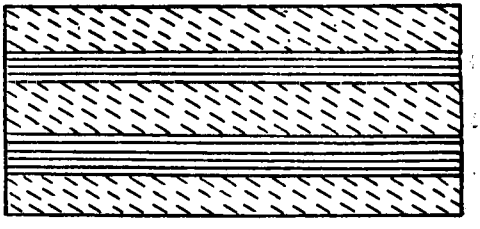


Рис. 83. Косая слоистость временных потоков.

то в таком случае явление это называется перемежаемостью пластов или *перемежающимся залеганием* (рис. 84, 85). При этом пласты, имеющие практическое значение, например каменного угля, в отличие от других назывались ранее *флецами*.

Хотя пласты самых разнообразных отложений встречаются в одной свите, тем не менее можно в общем подметить более частые и обычные сочетания некоторых из них. Так конгломераты чаще перемежаются с песча-

никами, чем с глинами, а с последними чаще, чем с первыми, перемежаются известняки. Частая и разнообразная перемежаемость присуща особенно озерным и лагунным отложениям, но обычно при этом галечники переходят в песчаники и т. д., а не прямо в глины и илы; также и смена глин известняком и обратно часто не резкая, а связана постепенно переходными членами.



Рис. 84. Перемежаемость пластов.

Если вспомнить, что процесс отложения происходит одновременно на громадных площадях морского дна в совершенно различных условиях, то ясно, что и совершенно различные по составу пласты могут внутри одной свиты не только соответствовать друг другу по возрасту, но и представлять как бы продолжение один другого. Так пласту известняка в некотором расстоянии может соответствовать песчаник, хотя выше- и нижележащие породы останутся теми же самыми. Более обычны следующие горизонтальные изменения:



Рис. 85. Перемежаемость пластов плотного песчаника (светлые) и тонкослоистых темных глин. Сучанская жел. дор., Дальний Восток. Фот. Д. Мушкетова.

В левой стороне рисунка выходит неслоистая массивная порода, резко отграниченная от прорванной ею осадочной свиты.

1) конгломератов в песчаники;

2) кремнистых песчаников в глинистые, а этих в глины;

3) известняк переходит в известковые глины и песчаники через ряд промежуточных известково-песчано-глинистых изменений;

4) каменный уголь и бурый железняк часто сменяют друг друга или же они переходят в углистую и железистую глины.

Перемежающиеся пласты весьма часто развиваются неравномерно: одни из них значительно утоняются, а другие, наоборот, в том же направлении утолщаются; если за местным утонением снова следует утолщение, то это называют *пережимом пласта.*

Тонкий пласт, залегающий среди толстых, называется *пропластком,* или *прослойком;* если же пласт утоняется до полного исчезновения, то это называется *выклиниванием пласта* (рис. 86, 87).

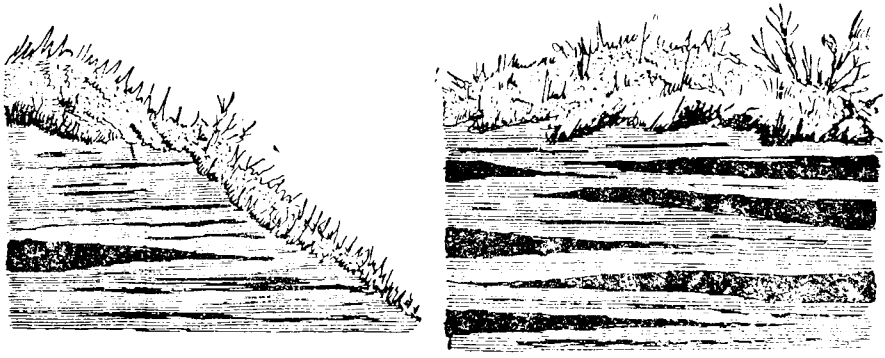


Рис. 86—87. Пласты и их выклинивание.

Отложения крупнозернистые, грубые обычно выклиниваются скорее, чем мелкозернистые. Выклинивание пластов объясняет частое явление отсутствия некоторых пластов в соседних разрезах одной и той же свиты или различную их мощность. Выклинивание пластов на небольшом расстоянии и с обоих концов, соединение которых дает *чечевицеобразные* или узловатые пласты, производит чечевицеобразную залежь (Linsen) (рис. 88, 89). При значительной мощности и небольшом горизонтальном протяжении чечевице-

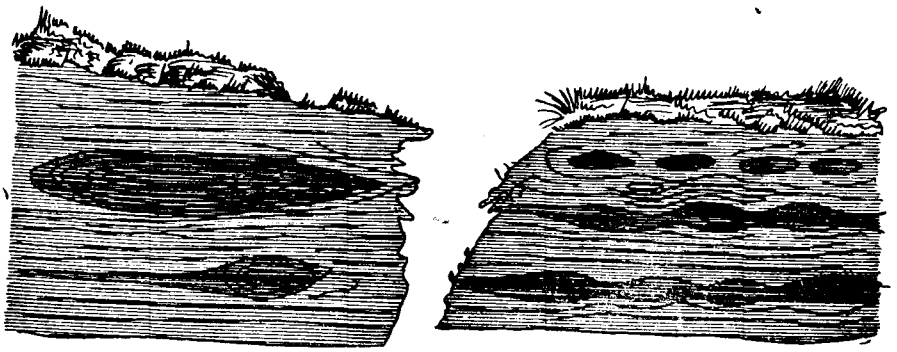


Рис. 88—89. Чечевицеобразное залегание.

образный пласт и залежь называют *пластовым штоком;* например залежи гипса, ангидрита, каменной соли, железной руды, вулканических пород появляются в такой форме. Выклинивающиеся на небольших расстояниях и чечевицеобразные пласты свойственны преимущественно прибрежным отложениям и также речным осадкам.

Так как плоскости напластования имеют весьма важное значение при определении границ пласта, то необходимо познакомиться с главнейшими особенностями их. Поверхность плоскостей напластования бывает или ров-

ная, или слабо волнистая, или же покрыта неправильными углублениями, образовавшимися от различных причин, действовавших в период остановки отложения пластов. Так например нередко на поверхности пластов песчаников и сланцев наблюдаются: отпечатки надвигающихся волн, свидетельствующих о прибрежном положении отлагавшегося пласта, который временами обнажался от воды; следы ряби,[1] указывающие на залегание поверхности пласта не глубже 200 *м*; рябь эта состоит из чередующихся рядов параллельных, слегка изгибающихся, соединяющихся и расходящихся гребешков и бороздок, причем профиль последних острее и угловатее, чем первых. Рябь образуется на дне мелкого моря, лагун, озер, рек и т. п., а также на поверхности рыхлых песчаных холмов (дюн, барханов), причем форма их во всех случаях почти одинакова, что заставляет весьма осторожно подходить к объяснению характера отложений только по этому признаку.

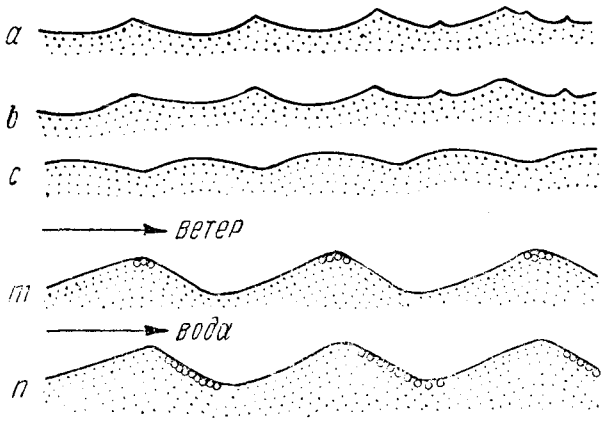


Рис. 90. Волноприбойная рябь.

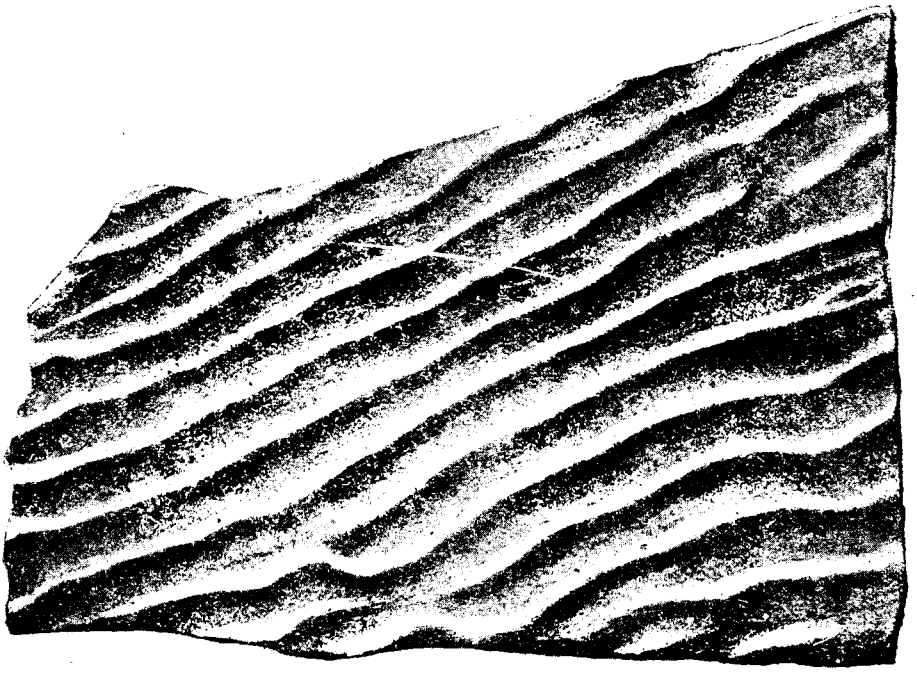


Рис. 91. Волноприбойная рябь на песчанике. Правый берег реки Свири против села Ровского. Образец Горного музея, доставленный В. Н. Вебером. 1/5 нат. вел.

Объяснение ряби непосредственно влиянием поверхностного волнения воды не точно; она возникает вернее вследствие трения двух слоев песка,

[1] Название «волноприбойные знаки» для такой ряби очень неудачно. Нет надобности применять и английский термин «ripple marks» (риппль маркс).

причем верхний передвигается по нижнему под влиянием воды или ветра (в песке, иле, снеге). Рябь, образованная на дне стоячих водоемов как отражение волнения на поверхности воды, имеет обыкновенно (по Веберу) равносклонные гребни (рис. 90, *a* — *c*), причем более крупные зерна песчинок располагаются в углублениях; в углублениях донной ряби иногда образуется узкий гребень (рис. 90, *a* и *b*, справа), при опрокинутых залеганиях позволяющий различить профили донной ряби (*a* от *c*).

Рябь, образованная морским течением или приливом, будет иметь свойства речной донной ряби. Рябь, образованная ветром и на дне потоков, имеет несимметричные склоны (рис. 90, *m*), более крутые с подветренной стороны, и более грубый материал находится на гребнях ряби, в то время как у образованной потоками (90, *n*) более грубый материал располагается в углублениях и на коротком крутом склоне; на крутом склоне скопляются также листочки слюды (мусковит, реже биотит) (рис. 91, 92).

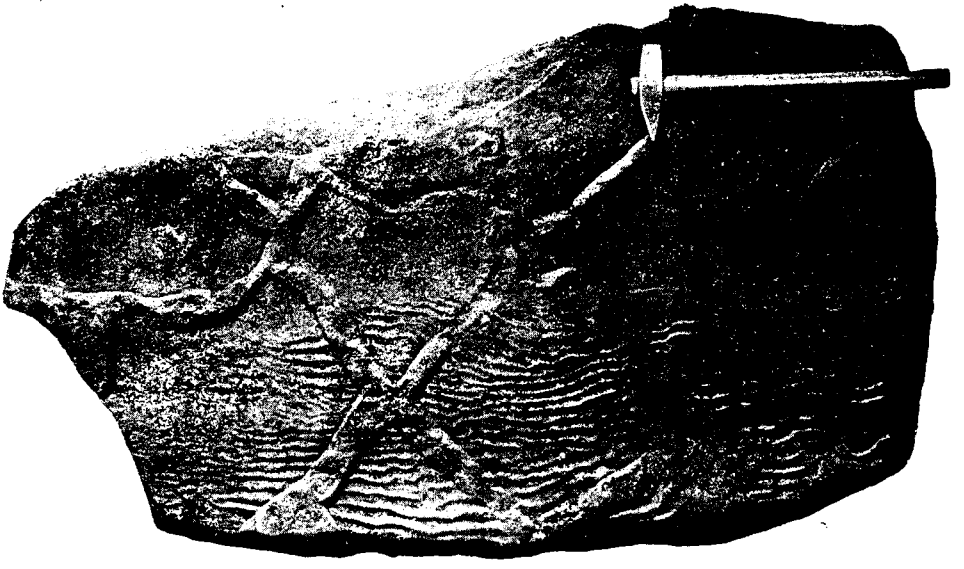


Рис. 92. Волноприбойная рябь и следы высыхания и растрескивания.

Расстояние между гребнями ряби зависит от скорости движения (воды или ветра), также от величины зерна песка, температуры и солености воды — условий, влияющих на величину трения между частицами. Само собой разумеется, что все углубления и возвышения на верхней поверхности плоскости напластования отпечатываются в обратном виде на нижней поверхности напластования вышележащего или следующего по времени образования пласта. Если вновь отложенный пласт осушался, то мог разбиваться трещинами, которые, заполнившись, образовали на плоскости напластования целую сеть жил. Также путем высыхания могли образоваться на поверхности пласта кристаллики солей, например кубики хлористого натрия, которые при осаждении следующего пласта могли растворяться и оставить только пустые формы, заполненные другим веществом (псевдоморфозы).

Несравненно реже наблюдаются знаки, образовавшиеся на пляжах морей и озер, например *волноприбойные знаки*, дугообразно-чешуйчато перекрывающие друг друга, или *струевые знаки* в виде ветвящихся углублений или углублений, идущих от какого-либо препятствия вроде гальки на песке, и т. п. Эти береговые знаки сохраняются реже и ограничены узкой береговой полосой. Такие знаки дают направление былого берега, но лишь в точке наблюдения, так как береговая линия может быть сильно изрезана, и ка-

кие бы то ни было заключения о том, в какую сторону было открыто море, на основании единичного наблюдения делать неосторожно, многочисленные же однородные наблюдения как редкий случай могут дать и это.

Мягкий осадок, обнажившийся от воды, способен запечатлеть не только следы животных (рис. 93), но даже дождевые капли (рис. 94), которые, будучи прикрыты последующим пластом, могут сохраниться на долгое время.



Рис. 93. Отпечатки ступней животных.

a—Chirotherium из пестрого песчаника Гессенберга при Гильдбургаузене ($^1/_{20}$ нат. вел.); *b—Brontozoum* и *Anisopus* из триасового песчаника Гринфильда в Сев. Америке ($^1/_2$ нат. вел.).

Нередко на плоскостях напластования находятся разнообразно разветвленные отпечатки и трубочки, заполненные иногда совершенно другим минеральным веществом; многие из них представляют не что иное, как ходы и следы ползания различных низших животных.

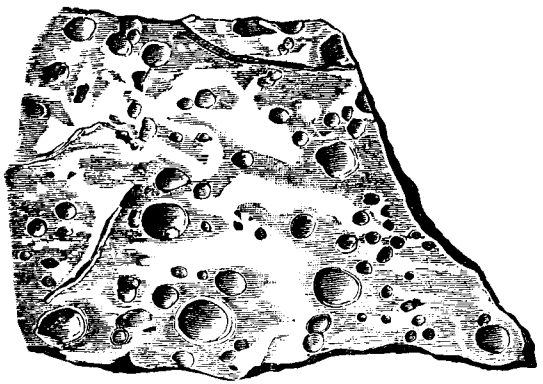


Рис. 94. Отпечатки дождевых капель.

Помимо обычных признаков для распознавания нормального залегания слоев, на Кавказе, в Крыму, на Карпатах и вообще в пределах развития альпийской формации мощных песчано-глинистых предгорных (флишевых) накоплений (верхнемезозойского и нижнетретичного возрастов) руководящим признаком для выявления истинного положения слоев служат так называемые флишевые фигуры, часто загадочного происхождения иероглифы. Они почти всегда приурочены к почве различных обломочных пород (рис. 95). Эти иероглифы особенно часто встречаются в меловых и палеогеновых слоях Кубано-Черноморской нефтяной области и на юго-западном окончании Главного Кавказского хребта. Другим признаком, позволяющим часто определять — лежат ли пласты нормально или перевернуто в кавказских флишевых отложениях, является распределение обломочного материала в пластах по вертикали. Как правило, осадочный материал более грубый приурочен к почве пласта, уменьшаясь по величине кверху. Вместе с тем псаммитовые и псефито-

гые прослои в большинстве случаев имеют лучше выраженной именно нижнюю границу, в кровле же нередко наблюдается постепенный переход в пелитовую породу. Большой крупности зерна в почве обломочных пластов имеют следующее объяснение: повидимому поднятие отдельных участков в земной коре происходит гораздо быстрее и вызывает резкую смену тонких относительно глубоководных осадков более грубыми. В работах А. Архангельского, посвященных изучению осадков Черного моря, имеются данные, подтверждающие именно такой характер смены отложений. И, основываясь на характере границ между слоями, можно думать, что переход от поднятия к опусканию совершается более постепенно, чем переход от опускания к поднятию. Наконец чрезвычайно интересно явление, часто наблюдаемое в меловых и палеогеновых отложениях юга Осетии, Кахетии и северо-западной части Кавказа, которое тоже, вероятно, может послужить в некоторых случаях критерием для распознавания условий залегания слоев. Это явление подводных скольжений и нарушений еще неотвердевших осадков.

При внимательном рассмотрении многих резко кривослоистых песчаников и известняков можно заметить, что мы имеем дело не с первичной косой слоистостью, а с механическими изгибами осадков, первоначально отлагавшихся горизонтальными или слабо наклоненными слоями [7]. «Подводная оползневая тектоника» — явление, повидимому весьма широко развитое во многих складчатых областях, за последнее время все чаще упоми-

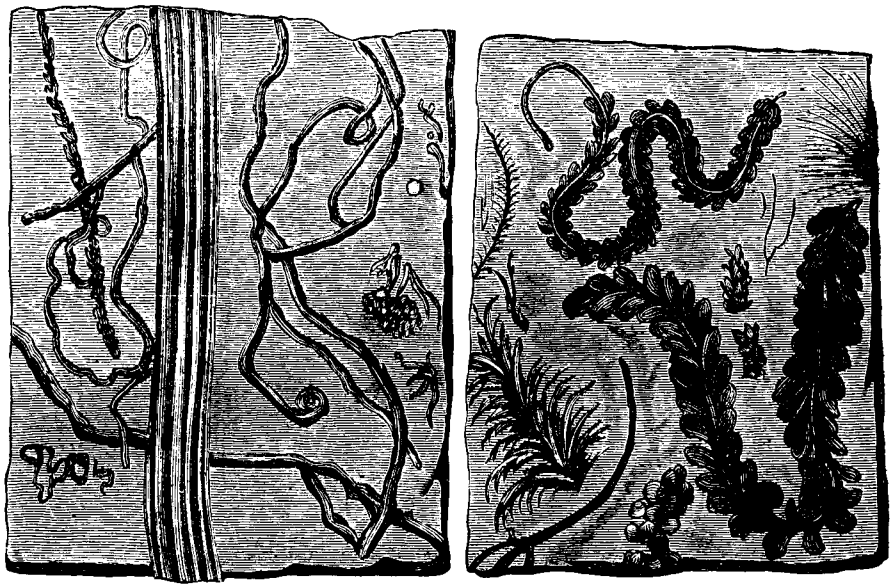


Рис. 95. Водорослеобразные отпечатки—„иероглифы".

нается в литературе. В юго-восточной части Кавказа это впервые отмечено Н. Шатским. Причины, вызывающие подводные скольжения, быть может кроются в землетрясениях, хотя сползание масс на наклонных участках морского дна, условия их чрезвычайной неустойчивости и насыщенности водой возможны и под действием просто силы тяжести. В этом отношении сравнительно давно уже было высказано Горном предположение, что по краям крутых глубоководных впадин западной части Тихого океана (см. главу III) должны происходить подводные смещения современных отложений. Ввиду близости этих глубоководных впадин к берегам материка Азии или различных тихоокеанских островов, в них несомненно скопляется терригеновый материал. Таким образом так же представляли себе образование флишеподобных отложений на большой глубине как в настоящую, так и в прежние геологические эпохи. Следы подводного скольжения в мезозое и третичных отложениях на южном склоне Главного Кавказского хребта представляют настолько распространенное явление, что его изучение может привести к выводам регионального порядка. При подводной деформации осадков часто образуются веерообразные и грибообразные формы.

Некоторые морские раковины и наземные животные выбуривают углубления на поверхности пластов, которые, заполняясь при отложении нового пласта, представляют как бы шипы, связывающие отдельные пласты. Такого рода углубления производят Lithodomus (рис. 96), суслики, стенные ежи (рис. 97) и пр.

Нечто подобное шипам между пластами представляют так называемые *стилолиты* (рис. 98), свойственные преимущественно известнякам, доломитам и отчасти мергелям; стилолиты образуются иногда и среди пласта, но чаще на плоскости напластования в виде

отдельных или сплошных столбиков различного вида и величины, обыкновенно с продольной штриховатостью на поверхности; на верхнем конце их находится часто раковинка, глинистая покрышка или же сводообразная пустота. В пермских известняках около Оренбурга стилолиты представляют сплошные пластины. Стилолиты достигают 10 *см* длины при 3 *см* ширины (рис. 98). Происхождение их еще не выяснено надлежащим образом, но вероятно обусловливается тем, что отложенный пласт, затвердевая, раскалывается с поверхности трещинами на куски различной величины. Наибольшие из них при скором отложении следующего пласта и в присутствии глинистого мягкого слоя опускаются и выдавливают меньшие куски кверху; движение это производит продольную штриховку на

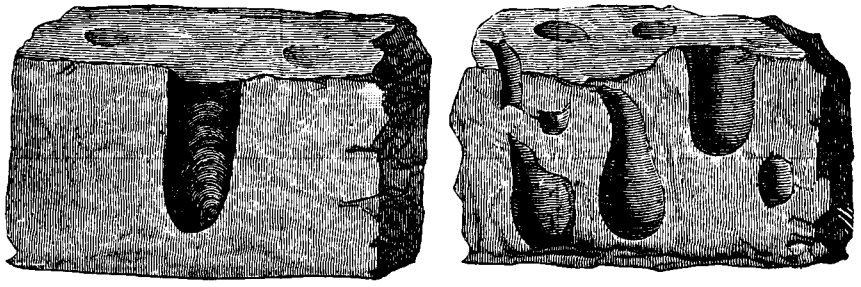


Рис. 96. Дыры, высверленные моллюсками. В одной сохранилась раковина Lithodomus. Из юрского известняка Регенсбурга.

стилолитах. Вместо этого объяснения Гюмбеля Рейсом предложено другое, не требующее обязательного петрографического различия соприкасающихся слоев. По Рейсу, стилолиты образовывались в уплотнившейся уже породе, благодаря растрескиванию ее, дававшему возможность действовать процессам химического растворения, которое шло под давлением сверху вниз, от головок стилолитов. Этим же путем вероятно возникали вдавленности на некоторых валунах (в миоценовых конгломератах «нагельфлу» Швейцарии).

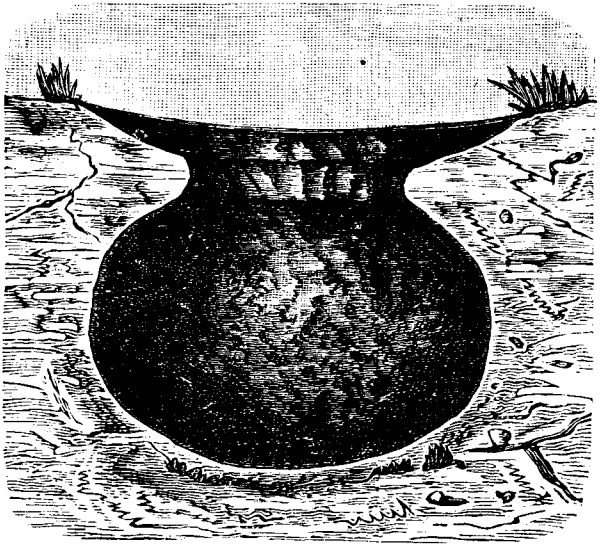


Рис. 97. Дыра, высверленная степным сжом в Туркестане.

Перечисленные свойства плоскостей напластования, или батрологические особенности пластов, помогают иногда, особенно в затруднительных случаях, определить границы пластов, а следовательно истинное пластование, что кроме теоретического имеет важное практическое значение, особенно при разведках пластовых месторождений полезных ископаемых.

Первоначальное залегание пластов, как уже замечено, большею частью горизонтальное; однако в некоторых случаях, например при неровности дна, при крутом склоне дна у берегов и пр., пласты получают некоторый небольшой уклон при самом образовании их. Все первоначальные формы залегания пластов можно разделить на четыре типа: 1) горизонтальное, 2) мульдообразное, 3) периклинальное и 4) наклонное.

Горизонтальное залегание пластов, хотя и более распространенное, на больших пространствах редко достигает полного совершенства: отступление от горизонтальности на 1—2° наблюдается довольно часто.

Мульдообразное (котловинное) *залегание* как первоначальное встречается весьма редко, но может происходить при равномерном отложении

осадка в каких-либо небольших котловинах, по заполнении которых мульдообразное залегание постепенно переходит в горизонтальное.

Периклинальное (куполовидное) *залегание* встречается чаще: например при отложении вулканических туфов, при отложении осадка на поверхности какого-нибудь подводного возвышения, которое со всех сторон облекается осадком; поэтому залегание это иначе называют облекающим, или *плащеобразным*, с уклонами до 20°.



Рис. 98. Стилолиты из раковинного известняка Рюдерсдорфа.

o—неясно оолитовая залежь; *g*—плотный пласт; *t*—глинистые части на стилолитах и глинистый пропласток под плотным; *m*—остатки раковин на стилолитах.

Первоначально наклонное залегание происходит на наклонном дне, например при отложении речных осадков в глубоком озере, то же в морских дельтах рек и пр. Предельный угол для первоначально наклонных пластов достигает 30° и только в крайне редких случаях 45°.

2. Взаимные отношения пластов

При совместном и нормальном залегании пластов различного возраста уже по способу образования их в водных бассейнах более новые пласты

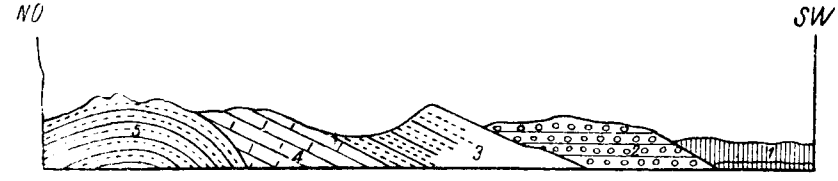


Рис. 99. Разрез Чупан-ата у г. Самарканда.

1—лёсс; *2*—конгломерат; *3*—третичные песчаники и глины с гипсом; *4*—меловые известняки; *5*—кремнистые и известковистые сланцы.

всегда находятся выше и прикрывают собой более древние отложения. При дислокации же пластов, особенно сложной и интенсивной, нередко бывает наоборот, т. е. древние залегают на новых; тогда окаменелости помогают выяснить не только относительную древность пластов, но и самый характер дислокации. Во всяком случае будут ли пласты различного возраста горизонтальными, наклонными или складчатыми, но если только они совершенно параллельны друг другу, то такое пластование называется *согласным по углу* (concordance, conformity).

Если же пласты разного возраста, то они могут быть не параллельны между собою, а например одни из них, более древние, образуют складки (рис. 99, *5*), а другие, более новые, просто наклонны (рис. 99, *3* и *4*),

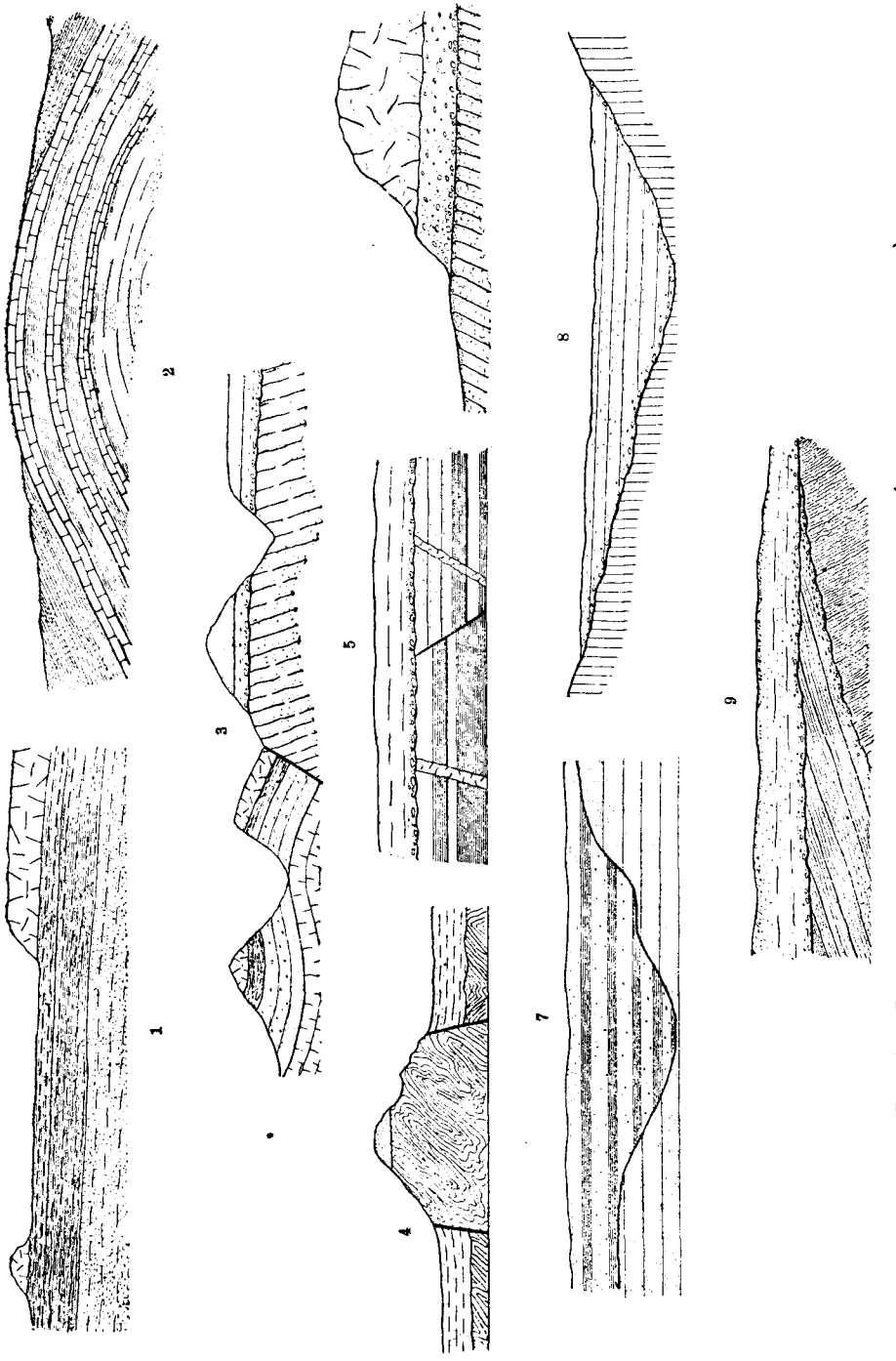


Рис. 100. Различные примеры несогласного залегания (истинного и ложного).

1—остаток смытой верхней свиты—„свидетель"; *2*—смытое седло антиклинали—„окно"; *3*—„окна" и „свидетели" в согласной и несогласной свите; *4*—„окно", вызванное сбросами и размывом; *5*—несогласное параллельное залегание верхней свиты, в которую не продолжаются дайки и сброс, прорезающие нижнюю; *6*—истинное явное несогласие; *7*—параллельное несогласное залегание интрессивное; *8*—несогласное залегание с черепичатым перекрытием по краям; *9*—два несогласия.

третьи же горизонтальны (рис. 99, *2*), наконец бывает, что горизонтальные пласты залегают на крутых или вертикальных слоях (трансгрессивно) или, как говорят, на головах пластов, — все роды такого пла-

стования называются *несогласными* (discordance, unconformity) (рис. 99 и 100). Несогласное напластование, от какой бы причины оно ни зависело, т. е. от дислокации или денудации, большей частью указывает на прерывность в отложении и только иногда на сопровождавшие его остановки. Бывают случаи, что хотя пласты залегают согласно, но отлагались с большими перерывами, которые называются *стратиграфическими*. Обыкновенно в этих случаях отсутствие промежуточных систем объясняют тем, что данная местность освобождалась от моря и во время промежуточных эпох представляла сушу; но это заключение справедливо только тогда, когда на поверхности древних осадков наблюдаются несомненные следы деятельности материковых агентов или денудации. Перерывы в согласно пластующихся образованиях свидетельствуют о перемещении моря.

Таким образом общее понятие о несогласном залегании следует расчленить, различая три совершенно различных по происхождению случая:

1. Углового несогласия нет, но имеется *стратиграфический перерыв*, причиной которого являлось колебательное радиальное движение данной площади: сначала поднятие, уничтожившее непрерывный процесс разложения, и затем опускание, возобновившее его после некоторого промежуточного времени.

2. *Трансгрессивный контакт* с угловым несогласием более молодой свиты, отложившейся на дислоцированную древнюю. Здесь можно установить орогенический процесс между двумя медленными колебательными (рис. 87).

3. *Тектонический контакт*, свидетельствующий лишь об орогеническом движении.

Признаками несогласного залегания свит в широком смысле этого слова, т. е. свидетельствующими о разном их возрасте или о принадлежности к разным периодам отложения, являются следующие (рис. 100):

1. Настоящее (угловое) *несогласное напластование*, как выше уже указано.

2. *Следы* неравномерной *денудации* верхней поверхности нижней свиты, следы древних русел, оврагов, коры выветривания, деятельности организмов и пр.

3. *Различие в метаморфизации* и *диагенезе* нижней и верхней свиты.

4. *Различная степень структурной деформации:* более интенсивная вторичная плойчатость и трещиноватость нижней свиты. Признак этот, как и предыдущий, надежен лишь при полном тождестве литологического состава и механического сопротивления обеих свит.

5. *Различие в числе и характере внедрений* и жил изверженных пород, трещины и минеральные жилы, прорезывающие нижнюю свиту, не проходя в верхнюю, ясно указывают отграничивающую их плоскость, свидетельствующую о бывшем перерыве.

6. *Базальный (основной) конгломерат*, начинающий собою верхнюю свиту и состоящий из продуктов разрушения верхних пластов нижней свиты, хотя подобные конгломераты и могут образоваться внутри одной и той же свиты в период ее отложения. Вместе с тем и отсутствие такого конгломерата не должно обязательно истолковываться в пользу отсутствия перерыва отложения.

7. Условия *горизонтального распространения* свит могут быть иногда доказательством *несогласия*, при отсутствии иных признаков.

8. *Огибание*, *обволакивание* и *перекрытие древних отложений позднейшими*, даже в отсутствии явного контакта между ними, ясно говорит за *несогласие*.

9. *Литологические различия:* например налегание осадочных пород на изверженные без явлений внедрения и контакта вторых в первые.

10. *Отсутствие* некоторых *свит*, нарушающее установленную в другом месте нормальную последовательность их, которое может доказываться и ли-

тологически, но вполне надежно устанавливается лишь точным изучением ископаемой фауны — методами точной стратиграфии, с учетом всех возможных влияний фациальных и др.

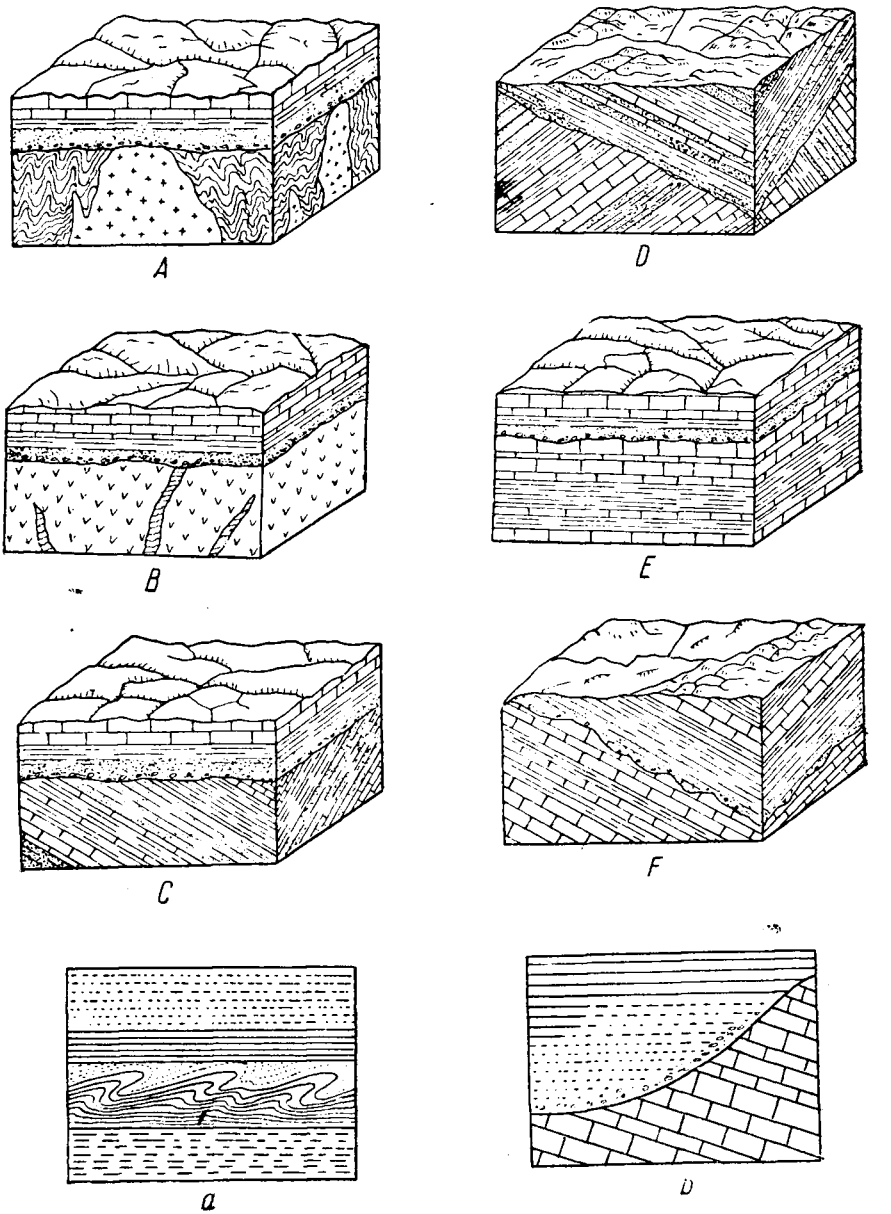


Рис. 101. Несогласное залегание.

A—осадочная свита, отложившаяся на смытой поверхности метаморфических и изверженных пород; *B*—то же, на массивных кристаллических породах, пересеченных более молодыми жильными породами, в дальнейшем также смытых; *C*—угловое несогласие между двумя осадочными свитами, из которых позднейшая еще не нарушена; *D*—то же, но обе свиты дислоцированы; *E*—стратиграфическое несогласие между двумя горизонтальными свитами; *F*—то же, между дислоцированными свитами; *a*—местное несогласие; *b*—несогласное прилегание (прислоненные пласты).

По своему происхождению *несогласное пластование* обусловливается или только тектоническими процессами или совместно с денудацией и потому представляет несколько разновидностей (рис. 100 и 101).

1. Если наклонные, складчатые или сброшенные пласты прикрываются горизонтальными, причем на поверхности первых не обнаруживается никаких следов материковых агентов, то очевидно, что нарушение их произошло под уровнем моря перед отложением верхней свиты горизонтальных пластов. Так как дислокация совершается медленно, то в таких случаях нередко бывает постепенный переход несогласного пластования, т. е. сильно нарушенные нижние древние пласты постепенно сменяются менее нарушенными и наконец горизонтальными.

2. Когда нарушенные пласты, вышедшие из-под уровня моря, в последующий период снова покрываются морем, т. е. происходит трансгрессия, то случается, что последняя, наступая медленно, сглаживает все неровности дислокации, образует ровную или мало наклонную, так называемую *поверхность смыва*, или *абразии* (Abrasionsfläche) (см. том II, гл. VII), на которой и отлагает горизонтальные пласты; такое несогласное пластование иначе называется *трансгрессивным*. При незначительном нарушении древних пластов они с трудом отделяются от трансгрессирующих; в этом случае следует различать их петрографический состав, потому что трансгрессирующие пласты главным образом состоят из продуктов размытия поверхности абразии. При значительной же дислокации, а в особенности при залегании трансгрессирующих пластов на головах нижних, различие это весьма резкое. Первый случай представляет например залегание каспийских осадков на полого падающих плиоценовых песчаниках в Туранской низменности, а второй случай — залегание тех же каспийских осадков на складчатых мергелях и песчаниках Богдо, Чапчачи, Биш-чохо в калмыцких степях; третий случай представляют третичные отложения восточного склона Урала, залегающие на головах палеозойских образований. Эта форма несогласного залегания имеет вероятно большое распространение в Европейской части СССР, особенно в южной части ее: например залегание третичных и меловых свит на складчатых палеозойских породах Донецкого бассейна, тоже дилювиальных, особенно ледниковых отложений в различных местах северной и средней части Русской платформы. Вообще трансгрессивное залегание на поверхности абразии имеет важное значение для истории Земли, потому что доказывает крупные перемещения моря на обширных площадях.

Наибольшей трансгрессией, проявившейся в Европе, Азии, Северной и Южной Америке и Африке, была верхнемеловая; весьма значительны также трансгрессии: среднедевонская, верхнеюрская, эоценовая и среднеолигоценовая. Отличительными признаками залегания осадков надвигающегося на сушу моря, трансгрессирующего, является постепенное черепичатое налегание их (regular progressive overlap), заметное даже в отсутствии явного несогласия (по углам падения) пластов по следующим признакам:

1) такая свита, при изучении ее вертикального разреза в направлении движения трансгрессии, начинается снизу различными горизонтами;

2) песчано-обломочные осадки свиты вдаются все дальше по направлению материка, а вверх, в одном разрезе, сменяются глинистыми; при отступании моря, его регрессии, соотношения меняются (regressive overlap или offlap), и пояс песчаных отложений распространяется в сторону моря, покрывая собой ранее образовавшиеся морские осадки (Emergenzdecke и Emersionskonglomerat).

Подобные же явления несогласия и фациальных изменений возникают в свитах при изменении чисто морского режима на лагунный, речной и т. п. (Весьма подробно все эти вопросы разобраны Грабау.)

Тщательное изучение этих особенностей черепичатых перекрытий (overlap) имеет большое значение не только для геологической съемки, но и в чисто практических целях — при разведках, бурении и т. п. различных полезных ископаемых, установленных в нормальном разрезе свиты и отсутствующих в черепичатых краях ее, при гидрогеологических работах и пр.

Если трансгрессия не сопровождается областным смывом или абразией, но наступающее море прежде всего заполняет прилегающие низменности, котловины, долины в прилегающих хребтах и отлагает в них новые осадки, то получаемое более сложное и дробное залегание называется *ингрессивным*, а самый процесс, в отличие от трансгрессии, называется ингрессиею. Ингрессирующие пласты отличаются значительным разнообразием, так как в каждом частном бассейне отлагается различный и притом смешанный материал, к чисто морским отложениям присоединяются продукты атмосферного разрушения; реки и ручьи еще более увеличивают разнообразие не только в петрографическом, но и в стратиграфическом отношении.

Присутствие прибрежных коралловых построек или действующих вулканов также способствует сложности ингрессивных осадков. Словом, ингрессивные пласты отличаются от трансгрессивных, во-первых, залеганием на неровной поверхности и разветвленными полосами, иногда весьма узкими и прихотливыми, а во-вторых, сложностью и разнообразием местных видоизменений.

Среди ингрессивных пластов, занимающих обширные площади, нередко более древние образования, служащие им основанием, выступают в виде изолированных островов. Примером такого ингрессивного пластования могут служить Туранская и Ферганская низменности, где среди почти горизонтальных или мало наклонных меловых, третичных и послетретичных отложений выступают изолированные горы, например Казы-курт, Букан-тау, Тамды-тау и пр., сложенные из кристаллических и палеозойских пород, обнаруживающих интенсивную складчатую дислокацию.

Формы несогласного залегания, обязанные своим происхождением денудации, весьма разнообразны; можно отличить два главных типа:

1. «Острова», или «свидетели» части или целой уничтоженной свиты, причем в уничтожении этом могли участвовать различные агенты денудации порознь или совместно (море, реки, силли, ветер, ледники). «Острова» (outlier) могут состоять из каких угодно пород и какого угодно залегания, преимущественно однако более твердых. Под «свидетелями» же скорее понимают остатки именно свиты, окруженные следовательно низменностью из более древних пород, подстилающих и самый «свидетель».

2. «Окна» (inlier), в которых более древние пласты обнажены среди позднейших денудацией. Эти эрозионные «окна» не следует смешивать с «окнами» тектоническими, происходящими при перекрытиях (шариажах), где соотношения обратны (см. главу VI). Правильное объяснение «окон», как и «островов» и «экзотических скал», возможно лишь при точном изучении стратиграфии района.

Несогласное пластование может быть даже при горизонтальном залегании древних и новых отложений, а именно в том случае, если горизонтальная свита пластов, слагая дно моря, выступает также и в берегах его, то новые осадки в этом море, хотя также отлагаются горизонтально, но будут несогласно пластоваться с нижними; такое пластование называется *параллельным*. Пример параллельного пластования представляет Устюрт, к обрывистым окраинам которого, называемым *чинками*, или *кырами*, прилегают новые каспийские осадки.

Несогласное пластование, указывая на разновременность образования различных пластов, служит основанием для определения древности различных структурных элементов Земли. В этом отношении, чем ближе по возрасту несогласно залегающие пласты, тем точнее и полнее выясняется история образования горных кряжей. Образование кряжей в несколько приемов представляет частое явление, причем при разных фазах развития характер их резко различается. Этими вопросами занимается сравнительная и региональная геотектоника, восстанавливающая последовательные этапы развития строения земной коры, пользуясь преимущественно данными стратигра-

фического ее анализа. С последними мы познакомимся кратко в главе V, но до того рассмотрим основные представления о сложении всей Земли в целом.

§ 19. ВНУТРЕННЕЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ

Вопрос о внутреннем состоянии Земли является по понятным причинам наиболее сложным и спорным, но вместе с тем важным и основным в геологии [8]. Изложить все разнообразие взглядов и доводов в пользу и против каждого из них невозможно; с другой стороны, нельзя и остановиться лишь на каком-либо одном ввиду отсутствия действительно уже определенного, общепризнанного объяснения.

О внутреннем состоянии Земли сделано пять основных предположений:

1. Земля представляет совершенно остывшее твердое тело (Мор, Фольгер) [*9*]

2. Земля представляет твердое тело, в котором в виде отдельных бассейнов находятся жидкие массы (Гопкинс, Томсон) [*10*].

3. Земля состоит из твердой коры и расплавленного жидкого ядра (Делонэ, Генесси, Уодсворт и др.) [*11*].

4. Земля состоит из твердой коры, твердого ядра и промежуточного между ними магматического пояса (Лазо и др.) [*12*].

5. Земля состоит из твердой коры и газообразного ядра, а между ними еще три промежуточных пояса (Цёппрнц и Вольдрих) [*13* и *14*].

Рассмотрим главные из этих предположений, разобрав вкратце историю вопроса.

Против жидкого расплавленного ядра Земли давно уже высказывались Пуассон, Ампер и др.; Гопкинс на основании астрономических данных показал, что если и существует расплавленное ядро внутри Земли, то во всяком случае оно должно быть окружено весьма толстою корою.

Так как Земля представляет эллипсоид вращения, сжатый у полюсов и утолщенный на экваторе, то под влиянием притяжения Луны и Солнца ось вращения земного сфероида не остается в одном и том же положении, а, несколько перемещаясь, описывает некоторую кривую; явление это известно под именем *прецессии* и *нутации*. По исследованию Гопкинса, величина прецессий и нутаций должна быть неодинакова при различных состояниях земного шара, т. е. твердом или жидком; наблюдаемые прецессия и нутация могут быть объяснены только допущением, что Земля если не совершенно, то по крайней мере в большей своей части твердое тело. По вычислению Гопкинса при современной величине прецессии и нутации необходимо допустить толщину твердой земной коры от $^1/_5$ до $^1/_4$ земного радиуса, т. е. от 172 до 215 геогр. миль.

Впоследствии было однако доказано, что прецессии в сущности одинаковы для жидкого и твердого сфероида, а потому важна только нутация, т. е. небольшие перемещения земной оси по отношению к оси эклиптики, совершающиеся в периоде 18½ лет под влиянием притяжения Луны.

К такому же заключению о твердой внутренности Земли или огромной толщине твердой коры пришел и Томсон совершенно другим путем, а именно исследованием над приливными волнами. Если допустить, что твердая кора испытывает такие же приливные волны, как вода в океанах, то можно доказать, что высота прилива будет другая, меньшая, нежели в случае совершенной твердости Земли. Сравнивая вычисленную высоту прилива с наблюдаемой, он пришел к заключению, что даже при плотности земной коры, равной плотности стекла, притяжение Луны и Солнца оказало бы настолько сильное влияние, что высота прилива была бы $^2/_5$ той высоты, которая должна бы быть при абсолютной твердости Земли, а при плотности, равной плотности стали, — $^2/_3$. Из этих сравнений Томсон совершенно справедливо выводит, что тонкая земная кора, какою бы плотностью она ни обладала, не может удовлетворить наблюдаемой высоте прилива в морях. Значит или земной шар совершенно твердый, или же твердая кора его имеет не менее 300 геогр. миль толщины.

Пратт, а затем Цёпприц и Дж. Дарвин произвели тщательные исследования приливов с целью выяснить состояние внутренности Земли. Дарвин [*15*] вычислил, что сфероид, состоящий из расплавленной массы, подобной лаве, и окруженный корою в 100 *км* толщины, обнаруживал бы такие же приливы, как и водяной; следовательно мы не замечали бы полудневных приливов, а так как они существуют, то нужно допустить внутренность Земли твердою. Огромная толщина земной коры, выведенная Гопкинсом и подтверждаемая другими, противоречит однако геотермическим и особенно вулканическим явлениям Земли. Ввиду этого Гопкинс полагал, что Земля представляет твердое тело с отдельными включенными в ней бассейнами расплавленной массы, которые дают начало вулканическим извержениям или представляют, так сказать, обособленные вулканические очаги. Но, с одной стороны, связь вулканов с общей системой дислокации земной коры, а с другой — рассмотрение процесса охлаждения Земли на основах Лапласовой гипотезы подрывают доверие к предположению Гопкинса, и без того сравнительно произвольному.

Цёпприц, напротив, восстанавливает старое учение о газообразной внутренности Земли, основываясь на исследованиях о критической температуре газов, при которой они не сжимаются и не переходят в жидкость ни при каком давлении; например для водяных паров критическая температура — около 580°, для других, особенно тугоплавких тел, она значительно выше. Если газообразный шар сжимается и уплотняется, то температура у центра его возрастает так сильно, что внешнее лучеиспускание уменьшает эту температуру, по слова Гюнтера, не более как только на одну пятую часть. Плотность в центре такого шара достигает 143, давление 3 млн. *ат*, а температура 100 000°. Однако при удельном весе пород коры в 2,6 можно допустить увеличение давления на 250 *ат* на 1 *км*, следовательно уже на глубине 60 *км* — 15 000 *ат*, а в центре (по Аррениусу) — 3 млн. *ат* при 100 000°.

По вычислению Зейдлера [*16*] в стальном шаре величиною с Землю давление у центра на 1 *см*² равно 2 660 *кг*, а температура у центра должна быть более 20 000°. При такой температуре очевидно все газы будут несжимаемы, т. е. в критическом состоянии. Цёпприц полагает, что газы эти под влиянием громадного давления имеют плотность твердых тел, но только отличаются от них свойством, общим для всех газов, т. е. при малейшем изменении давления расширяются, стремятся во все стороны. По мнению этого ученого, за центральным газообразным ядром Земли следует пояс, состоящий из диссоцинированных газов, за которым следует пояс переходный от газов к жидкости; затем магма, т. е. расплавленная масса, и наконец твердая кора; следовательно земной шар состоит из пяти поясов веществ в различном состоянии, от перегретых газов до твердых тел. Такое состояние земного шара, по мнению некоторых ученых, до некоторой степени удовлетворяет плутоническим гипотезам [*17*], но с другой стороны постепенность процесса охлаждения совершенно не вяжется с газообразным ядром Земли, равно как значительная плотность Земли и медленность горообразования [*18*] противоречат этому предположению.

Итак совершенно твердым телом Землю нельзя считать, потому что при этом необъяснимы геотермические и вулканические явления; по той же причине нельзя допустить толстую кору с расплавленным ядром или с изолированными бассейнами; тонкая же кора противоречит величине прецессий и нутаций, а также высоте прилива; наконец, газообразная внутренность противоречит процессу охлаждения.

Остается пятое предположение, представляющее более вероятное следствие процесса охлаждения расплавленной массы и потому пользовавшееся большим доверием, тем более что оно подтверждается геофизическими явлениями.

Исходя из гипотезы Лапласа, рассмотрим подробнее процесс охлаждения Земли согласно с Лазо и возможные последствия его. В период газообразного состояния Земля, по гипотезе Лапласа, имела форму эллипсоида вращения, сжатого у полюсов, но гораздо бо́льшего диаметра. Настоящий центр Земли был уже тогда центром тяжести и притяжения всех частиц, которые, стягиваясь к центру и находясь под большим давлением, очевидно обладали бо́льшею плотностью сравнительно с периферическими, хотя вся масса представляла равномерную смесь и не обладала еще диференцировкой на отдельные элементы.

Внутреннее давление уравновешивалось стремлением газообразных частиц отделиться, т. е. внешним притяжением, и даже должно было немного превосходить его, чтобы помешать отдельным частицам отделиться в мировое пространство; если бы этого не было, то нельзя себе представить дальнейшее развитие Земли и стяжение ее.

С выделением теплоты в мировое пространство, т. е. с охлаждением поверхности газообразного сфероида, увеличивается стяжение, которое в свою очередь возвышает температуру. Если в газообразном шаре, который перешел в жидкое состояние, максимальная величина давления меньше, чем сила напряжения пара при максимуме температуры, то в этом случае внутренность такого шара закипит и превратится в пар. Если же обратно максимальное давление во внутренности больше, чем напряжение паров, то во внутренности газообразного шара должен произойти переход паров в жидкое состояние. Если в земном сфероиде вследствие возвышения температуры, происходящего от стяжения, в центре господствует большое напряжение паров, то оно во всяком случае должно быть меньше, чем максимальное давление, так как в другом случае не произошло бы затвердение сфероида; отсюда ясно, что там, т. е. у центра сфероида, должно произойти прежде всего превращение газа в жидкость, а следовательно и в твердое состояние. С поверхности также произойдет охлаждение и превращение в жидкое и наконец в твердое состояние, причем может быть и неравномерно, а в зависимости от точки испарения различных тел. Высший удельный вес, или большая плотность образовавшихся жидких частиц, заставляет их опускаться, причем они вступают в область высшего давления и высшей температуры, под влиянием которой они снова должны превращаться в газообразное состояние, если только одновременно увеличивающееся давление не парализует температуру. Всякая капля жидкости однако не превращается в газообразное состояние, но, сливаясь с окружающей массой, воспринимает то же давление и температуру, достигая центра Земли. Следовательно переход из газообразного состояния в жидкое начинается у центра и идет к периферии. Точно так же при дальнейшем развитии совершался переход из жидкого состояния в твердое. Здесь также главную роль играет отношение давления и температуры. Известно, что с увеличением давления точка плавления возвы-

нается для всех тех веществ, которые при расплавлении увеличиваются в объеме, и наоборот понижается для веществ, уменьшающихся при расплавлении в объеме. Большая часть тел следует первому закону, а немногие, представителем которых является лед, следуют второму. Если в газообразном сфероиде все вещества представляли однородную смесь со средним удельным весом, то о группировании отдельных из них не может быть и речи. Другое отношение будет в жидком шаре. При переходе из газообразного состояния в жидкое разница температуры испарения разных веществ обусловит скорейшее выделение тех веществ, которые обладают высшей точкой кипения. Но при переходе из жидкого состояния в твердое процесс проследить лучше, так как с уничтожением подвижности отдельных частиц должно наступать более постоянное состояние. Точка кипения во всяком случае в большей степени зависит от давления, чем точка плавления. Насколько нам известно, точка кипения тяжелых металлов за небольшим исключением соответствует точке плавления их, т. е. чем выше одна, тем выше и другая (таблица 24).

Таблица 24

Металлы	Точка плавления °С	Точка кипения °С
Сера	111	448
Кадмий	320	720
Цинк	412	1040
Серебро	1000	Температ. гремуч. газа

Мы можем допустить, что если уже при переходе газов в жидкость явилось некоторое диференцирование веществ по их точке кипения, то при переходе из жидкого состояния в твердое значительно увеличится группирование элементов и их соединений несмотря на различные нарушения во внутренности и на поверхности жидкой сферы. Нарушения эти хотя и имеют значение, но мы не будем их рассматривать; заметим только, что в жидкой сфере не могло быть правильного распределения элементов по удельному весу; это наступило, как доказывают наши опыты, только тогда, когда охлаждение достигло момента затвердения и когда отдельные частицы магмы почти утратили подвижность. Если охлаждение наступает быстро, то магма застывает в стекло, которое в сущности по своему удельному весу и другим свойствам представляет среднее тех веществ, которые образовались бы при медленном охлаждении. Искусство поддерживать долгое время температуру, близкую к моменту затвердения массы, привело к приготовлению искусственных минералов. Жидкая сфера в известный период, обладая легкой подвижностью всех частей, смешивала их в однородную массу, которая обладала средним удельным весом, высшим, чем самое легкое вещество, находившееся в смеси, и низшим, чем самое тяжелое. Поверхность такого сфероида вследствие выделения теплоты достигла той степени охлаждения, котда началось диференцирование и затвердение отдельных соединений; при этом разумеется будут выделяться прежде всего те, которые обладают высшей точкой плавления. При удельном весе затвердевших частей, близком к удельному весу магмы, эти части будут опускаться, если они сжимаются при охлаждении, и наоборот будут плавать, если расширяются.

Тела с высокой точкой плавления распадаются на две группы: одни тяжелые металлы, из которых тяжелейшим соответствует и наивысшая точка плавления, а другие элементы с низким удельным весом, которые принимают существенное участие в образовании силикатов. При понижении температуры разумеется прежде всего выделятся в твердом состоянии тела с высшим удельным весом из магмы, обладающей меньшим удельным весом, а также и те соединения из силикатов, которые обладают хотя небольшим удельным весом, но большой способностью сжиматься. На поверхности жидкого сфероида прежде всего образуются отдельные твердые глыбы (Schollen), из которых одни вследствие большого удельного веса будут опускаться, другие же, легкие, будут плавать на поверхности; эти последние при постоянном увеличении в конце концов образуют твердую кору. Первые же, опускаясь в слои с высшей температурой и давлением, или расплавятся опять или же останутся твердыми, если давление возрастает пропорционально температуре, что вероятнее, как видно уже из сопоставления возрастания температуры и давления с глубиною. Выше указано, что геотермический градиент с глубиною уменьшается, тогда как давление, напротив, увеличивается. Но кроме того в пользу этого мнения Рейер [19] приводит целый ряд опытов, доказывающих, что не только силикаты, т. е. главные составные части магмы, по жидкости и газы с увеличением давления затвердевают, хотя и на разной глубине, т. е. при разных давлениях. Многие жидкости, например уксусная кислота, с увеличением давления прямо выделяют кристаллы. По опытам Сюлливана, Фавра и др., растворимость многих тел увеличивается под влиянием давления, равным образом как и точка плавления не только простых элементов, но даже сложных тел, как

например диабаза. Кларенс Кинг и Карл Барус [20] приводят следующую интересную таблицу, указывающую зависимость точки плавления диабазов от давления:

Таблица 25

Части радиуса Земли	Давление *am*	Точка плавления °С
1	0	1 170
0,99	17 400	1 600
0,98	35 500	2 060
0,96	74 500	3 030
0,94	116 400	4 080
0,92	162 090	5 210
0,90	199 000	6 100
0,8	497 000	14 000
0,6	1 260 000	53 000
0,4	2 100 000	54 000
0,2	2 770 000	71 000
0,0 у центра	3 020 000	76 000

Следовательно процесс затвердевания будет происходить с двух сторон: от центра, где будут сосредоточиваться тяжелые металлы с высоким удельным весом, и от периферии, где будет кора нарастать снизу, из тугоплавких силикатов малого удельного веса. Разумеется при этом будут происходить очень сложные процессы соединения, разложения и пр., но проследить их мы не в силах. Необходимым следствием этого процесса будет затвердевание Земли. Чем более будет выделяться тяжелых и легких веществ с высокой точкой плавления, тем плотность магмы должна уменьшаться и приближаться к средней плотности веществ, составляющих ее. Так как образовавшаяся кора по своему удельному весу легче, чем магма, то для последней уменьшится давление, и процесс затвердевания при меньшем давлении будет происходить медленнее при том же выделении тепла. Знаменитый физик В. Томсон (лорд Кельвин) [21], исходя из других оснований, полагал, что затвердевание Земли шло от центра Земли, а не снаружи внутрь. Эта идея воспринята в последнее время Букановским и Тетяевым. При таком направлении охлаждения в конце концов между корою и ядром получится *срединный пояс*, который по своим свойствам, как предполагал Лазо, должен приближаться к оливину, а потому его можно назвать *оливиновым поясом*. Удельный вес этого пояса должен занимать средину между внешней легкой силикатовой корой и внутренним тяжелым ядром. Группа оливина совершенно удовлетворяет этому, с одной стороны, форстеритом с удельным весом 3,243, с другой — фаялитом с удельным весом 4,3, и притом представляет очень основные силикаты, которые должны быть в этом поясе, так как в коре выделяются силикаты тугоплавкие, небольшого удельного веса; чем его больше, тем основнее должен быть срединный пояс. За это говорит и то обстоятельство, что основные силикаты с содержанием железа обладают низкой точкой плавления.

Согласно с этим предположением нужно допустить, что оливиновые породы играют большую роль во внутренности Земли — заключение, к которому пришел Добрэ [22] другим путем, т. е. рассмотрением метеоритов и сравнением их с глубинными породами. Известно, что ни один минерал так не постоянен для метеоритов, как оливин, и, с другой стороны, оливин почти не встречается в слоистых породах и гранитах или крайне редко. Особенно характерно то постоянное явление, что оливин всегда находится в породах, выходящих из-под гранита, и притом не только в виде кристаллов, но часто зерен, остроугольных обломков неправильной формы, например так называемые оливиновые бомбы в базальтах в горах Фенкен, против Бонна на Рейне. Местами он переплавлен и образует кристаллы, что подтверждает мнение Добрэ, что оливиновые породы, прорезывая кислотные, очевидно действуют на них и образуют разные средние породы. Для нас пока важно показать, что действительно оливин во внутренности Земли широко распространен и играет большую роль; отличительные свойства его: основность, легкость к образованию путем простого плавления и большой удельный вес. Нахождение в оливиновых породах платины, хромистого и магнитного железняка и пр., или в его продуктах метаморфоза, например в змеевике, указывает на связь их с низшими тяжелыми частями Земли. Промежуточность оливина доказывается его обширным участием во всех новых вулканических породах.

Принимая срединный оливиновый пояс, очевидно мы допускаем, что он затвердел позже других вследствие своей легкоплавкости. Но так как точка плавления срединного пояса все-таки возвышена вследствие давления налегающей твердой коры, то очевидно, что можно допустить переход его в расплавленное состояние без всякого возвышения температуры, а только вследствие уменьшения давления, например от движения вышележащих

частей. Аналогия такому процессу ясна из действия гейзеров, где вода на дне источника достигает 127°, а при уменьшении давления закипает и сразу образует массу паров, извержение которых обусловливает периодические извержения гейзеров. Если твердая кора производит одинаковое давление на все части внутренности Земли, тогда решительно все равно, предполагать ли срединный пояс твердым или жидким. От степени стяжения массы, как бы оно ни было мало, произойдет на поверхности Земли разница в горизонтах. Стяжение обусловливает то, что все части должны двигаться по направлению к общему центру притяжения; но, с другой стороны, твердая масса коры, равно как ядра, не может иметь развитого центростремительного движения за неимением места, и поэтому вследствие стяжения будет развиваться тангенциальное давление на поверхности или горизонтальное стяжение. При этом отдельные части будут взаимно действовать, и, смотря по свойству их, в результате этого стяжения произойдут на поверхности складки или сдвиги по трещинам вверх или вниз, или же наконец соединение этих двух процессов, словом — произойдут различные формы перемещений или *дислокация* уже затвердевших пород, что необходимо будет сопровождаться различного рода сотрясениями, которые обнаружатся на поверхности Земли так называемыми *сейсмическими явлениями* или *землетрясениями*.

При этом движении очевидно равновесие давления нарушится, и часть перегретого срединного пояса превратится в расплавленную жидкую массу, которая естественно будет стремиться вверх, так как объем ее увеличится, и она, пролагая себе путь по трещинам или вообще линиям разлома, как представляющим наименьшее сопротивление, произведет вулканическое извержение. Из этого ясно, что потоки лавы не могут доказывать расплавленного состояния внутренности Земли.

Этот переход отдельных частей срединного пояса в жидкое состояние будет еще легче и понятнее, если мы допустим, что он находится не в совершенно твердом состоянии, а в так называемом *пластическом*, предшествующем твердому. Такое состояние, разумеется, зависит от температуры, которая, как мы знаем уже, увеличивается с глубиною. Пластическим состоянием тела обладают сравнительно короткое время перед затвердеванием, например для железа, но для селена оно продолжительнее, так же как в соединениях основных и кислых силикатов — в искусственных шлаках, расплавленном стекле, современной лаве и пр. Хотя прямых наблюдений в пользу пластического состояния срединного пояса нет, но на основании теоретических соображений возможно допустить его в промежуточном поясе, который обладает еще некоторыми особенностями, проявляющимися в вулканических извержениях. Есть целый ряд веществ, которые при низкой температуре остаются в газообразном состоянии или же обладают низкой точкой плавления, и тогда они немыслимы там иначе как в жидком состоянии. Эта жидкость и газ поглощаются вязкой пластической массой наподобие того, как расплавленное серебро поглощает газ. Из газов, играющих видную роль при вулканических извержениях, можно назвать: углекислоту, которая сгущается под давлением 36 *at*; различные углеводороды и хлороводород (HCl), сгущающийся под давлением 40 *at*; серную кислоту SH_2O_3, которая при — 35° твердая и при + 40° испаряется; фтористый водород, сгущающийся в жидкость при — 20° и кипящий при + 19° C; серу, расплавляющуюся при 111°, NaCl и другие соединения. Но между всеми первую роль играет вода, которая обусловливает гидротермальное состояние всей массы или водоогненное пластическое состояние; сильное напряжение паров при уменьшении давления составляет причину извержений.

К такому же мнению о состоянии внутреннего пояса пришли многие геологи, исходя из других оснований: Паулет, Скроп, Фишер и особенно Стерри Гунт. Последний полагал, что Земля состоит из твердого ядра и твердой коры; кора состоит большей частью из кристаллических сланцев и осадочных пород, а ядро — из безводных соединений, обладающих высокой температурой; между ними находится промежуточный слой, состоящий частью из нижних пород, проникнутых водою и газами; они обладают состоянием, которое Стерри Гунт называет гидротермальным плавлением. Вулканические и метаморфические действия он, как и П. Скроп и Баббедж, считает результатом повышения температуры вследствие отложения осадков на поверхности. Рейер предполагал, что большая часть магмы находится в твердом состоянии, но вместе с тем проникнута жидкостью, тем более вязкой, чем глубже она лежит.

В заключение мы изложим воззрения американского геолога Дэли на внутреннее состояние Земли и особенно коры ее, лежащие в основе его теории происхождения магматических горных пород, процессов вулканизма и связи последнего с тектоническими явлениями. Данные земной плотности и сейсмологии, а также данные, извлеченные из изучения метеоритов, сходятся в том отношении, что допускают в земном шаре существование грубой слоистости, в силу которой силикатовое вещество главным образом или даже целиком приурочено к сравнительно тонкому внешнему слою. Согласно небулярной гипотезе Лапласа и метеоритовой такая общая слоистость представляет естественный признак земного шара. Несмешиваемость металлов с силикатами вместе с влиянием дифференциальной плотности обусловили отделение металлического ядра от силикатного слоя. Находился ли этот последний весь одновременно в расплавленно-жидком состоянии или он образовался постепенно благодаря последовательным извержениям из земных недр больших магматических масс, — все равно сила тяжести должна была оказывать непосредственное воздействие на жидкую магму. Видимый осадочный пояс Земли тонок; это разорванная

прерывистая тонкая пленка на Земле. В некоторых лишь узких полосах (геосинклиналях) местная мощность осадков достигает 10 000 *м*.

Под осадочными породами на всех континентах найдены магматические образования древнего (докембрийского) возраста, гранитного состава. Хотя этот комплекс может быть и не протягивается под всеми океаническими бассейнами, все же его можно называть поясом, а именно «кислым» (гранитным) поясом земного шара, мощность которого измеряется уже десятками километров. Дэли полагает, что кислый земной пояс сложен первичным магматическим материалом, который в большой своей части был переплавлен и затем внедрен в кору Земли. К этому же почти выводу пришел еще в 1887 г. французский геолог Мишель Леви.

Под кислым поясом располагаются, по Дэли, местные скопления магмы, которая по временам прорывается через гранитный пояс и кристаллизуется в виде базальта или химически ему родственных диабаза, габбро и пр.; на эти породы следует смотреть как на первичные земные магмы. Базальтовая магма одна только широко распространена по всей земной поверхности. Видимые граниты по объему во много раз превышают видимые тела, сложенные различными породами семейства габбро, но излившиеся члены последнего распространены по земному шару гораздо более равномерно. Вообще говоря, граниты преимущественно привязаны к орогенным (складчатым) поясам, тогда как базальтовые породы наблюдаются безразлично и в горах, и на равнинах, и на плато, образуя как подводные, так и континентальные извержения (см. главу VII).

Вместе с тем базальты обнаруживают наибольшее постоянство в течение всего геологического времени и однообразие химического состава.

Эти факты частью побудили Котту в 1858 г. высказать мысль о существовании непрерывного базальтового пояса под кислым земным и предположить, что только основная магма с давних пор находится в расплавленно-жидком состоянии. В дальнейшем, повидимому независимо, общее представление о базальтовой постели составилось у В. Л. Грина в 1887 г., а в 1901 у Дэли.

Помимо всяких предположений известное действительно распределение базальтовых изверженний как во времени, так и в пространстве требует существования или весьма большого числа подземных базальтовых очагов, или непрерывной базальтовой постели. Если бы даже базальтовые извержения имели своим началом отдельные очаги, то последние должны были бы обладать большими размерами, как это ясно по тем большим площадям боковых пород, которые были более или менее одновременно проникнуты базальтовыми внедрениями. Общая площадь таких предполагаемых очагов должна быть настолько большой, что в целом их можно называть также особым земным поясом.

Итак по Дэли мы имеем перед собой такую картину строения оболочки Земли — коры: выше всех — внешний осадочный пояс, далее — тоже прерывистый «гранитный» или «кислый» пояс, а иод ним, быть может с постепенными переходами, залегает прерывистый или даже непрерывный твердый базальтовый. Ниже этой коры располагается базальтовая постель, еще настолько горячая и подвижная, чтобы при ослаблении давления быть в состоянии в жидком виде проникать в твердую кору. Исходя из величины геотермического градиента и температуры плавления базальта 1 200°, получаем толщину коры в 40 *км*. Далее, чтобы ответить на вопрос, какой тип силикатного вещества лежит ниже базальтового пояса, у нас положительных данных нет. Одной из интересных попыток в этом направлении является сопоставление с составом каменных метеоритов, исследованных весьма полно Фаррингтоном и Меррилем [*21* к главе I].

Принимая, что каменные метеориты в грубом приближении соответствуют среднему составу силикатного пояса Земли, мы должны допустить, что значительная часть его бесполевошпатовая и соответствует по своему составу перидотитам, и нет никаких возражений против того, чтобы рассматривать силикатный земной пояс расслоенным по плотности.

Дэли полагает, что только три перечисленных земных пояса действительно принимают участие в образовании видимых магматических пород, доказательству чего он и посвящает дальнейшие части своей работы (см. главы VII и IX). Наименее обоснованным в гипотезе Дэли допущением является жидкое состояние ядра Земли, но из всего предыдущего изложения видно, до какой степени этот вопрос вообще трудно разрешим, и невольно наше главное внимание теперь направлено к более удовлетворительному объяснению земной коры, которое бы соответствовало большинству геологических фактов.

Прайер (1916) высказал предположение, что оболочки земной коры создались путем последовательного окисления единой магмы, из которой сейчас состоит внутреннее ядро Земли. От центра к периферии процесс окисления идет все глубже и глубже. К ядру, состоящему из совсем неокисленных элементов, прилетают скопления, богатые никелистым железом, затем следует оболочка более окисленная, где преобладают оливин и бронзит. Еще выше находится оболочка базальтовая и пр.

Распределение плотностей в теле Земли известно, оно заставляет допускать увеличение плотности во внутренних частях ее. Это может вызывать сжатие под влиянием верхней нагрузки, увеличивающееся пропорционально глубине. Однако исследования над сжатием горных пород показали, что одно давление не разрешает вопроса и что следует обязательно допускать также наличие внутри Земли материалов более высокого удельного веса, чем силикаты. Таковыми являются предположительно железо и никель, что подтверждается еще и тем, что Земля в целом магнитна. Отсюда возникла весьма распространенная идея о металлическом ядре Земли. Точно так же не возбуждает особых сомнений мысль о гетерогенном составе внешней оболочки Земли, земной коры, или литосферы, т. е. из различных и разнообразно расположенных легких каменных масс, доступных непосредственному геологическому изучению. Достоверность наших знаний однако ограничивается тесными пределами: фактически мы знаем литосферу на толщину не более 20 *км*, а гипотетически — до 100 *км*. Что лежит под литосферой или во что она переходит ниже и каков этот переход — внезапный, резкий или постепенный, геология еще не знает и, пользуясь лишь своими методами, ответить не может. За последние два десятилетия для решения этого основного геологического вопроса значительно больше дала сейсмология, наметив концентричность сложения Земли, приблизительные размеры и физические свойства ее оболочек, вложенных одна в другую. Хотя подсчеты отдельных авторов и дают разные величины, по общий принцип этим не нарушается.

Все предположения о внутреннем состоянии Земли к сожалению наталкиваются еще на невозможность проверки их физическими опытами, потому что свойства горных пород можно экспериментально изучать под влиянием или больших давлений, или высоких температур, без возможности одновременного совмещения того и другого в одном опыте, между тем как внутри Земли присутствуют именно оба эти условия. Таким образом и наши определения степеней и условий пластичности и жесткости не могут быть точными. Равным образом о химических реакциях, процессах кристаллизации и коллоидальных процессах в этих неизвестных нам на поверхности условиях мы можем также строить лишь предположения. Наиболее положительными поэтому являются все же данные сейсмологические и исследования приливных движений в теле Земли (Швейдар, Орлов). Эти авторы указывают на то, что Земля в целом вдвое тверже стали, но что ядро вряд ли представляет твердое тело (так как поперечные сейсмические волны упругости не проходят через него), а вероятно весьма плотную перегретую жидкость или газ. Граница его с окружающим переходным поясом резкая, которая не могла бы образоваться при постепенном охлаждении.

Если допускать происходившее и происходящее уменьшение тела Земли вследствие уплотнения ее массы к центру в силу застывания согласно Лапласовой гипотезе, или же вследствие прекращения процесса планетезимального накопления, то потенциальная энергия превращалась бы в тепловую. С этой точки зрения преобразование силы тяжести в тепловую энергию является важнейшим динамическим фактором Земли. Материю и энергию мы не можем мыслить раздельно. Согласно современным физическим воззрениям атомы суть частицы активной, движущейся массы, частицы энергии. Следовательно атомные и молекулярные энергии составляют массу Земли. Сила сцепления относится сюда же. Давление и теплота действуют в противоположном смысле на тела: первое уменьшает атомную активность, вторая ее повышает. Давление задерживает реакции, ведущие к увеличению объема, и вызывает обратные, сопровождающиеся его сокращением.

Под давлением в теле Земли (как и в атмосфере) мы понимаем все окружающее тело давление (гидростатическое), равное со всех сторон и держащее его в равновесии; нарушение последнего возникает при наличии диференциального давления, вызывающего неоднородное ориентированное давление на тело и могущего вызывать его движение, если это диференциальное давление больше окружающего. Повышение последнего при постоянной температуре, уменьшая объем, увеличивая плотность, увеличивает и сопротивление тела деформациям, делает его прочнее, жестче. Это необходимо учитывать при рассуждениях об условиях «пластичности», «течения» пород под влиянием повышения давления.[1] Обратно, уменьшение давления при постоянной температуре, вызывая увеличение объема, расширение, ослабление масс, может привести к их расплавлению. С другой стороны известно, что повышение давления вызывает повышение температуры и обратно. Таким образом теоретическое допущение изменения одного из этих столь тесно связанных между собой факторов при постоянстве другого или неправильно, или требует другого предположения о компенсирующем избыток и убыль процессе, т. е. повышение давления должно сопровождаться потерей тепла каким-то способом, уводящим избыток энергии, которая иначе повысила бы температуру. Этим способом, или процессом на поверхности могло бы

[1] Течение пород следует понимать как субмикроскопическое скалывание и перемещение по таким поверхностям скалывания.

быть охлаждение, но поскольку наши рассуждения относятся к внутренним частям Земли. то оно исключается почти или вполне, и можно предполагать иное проявление энергии, быть может в движении.

При рассмотрении внутреннего состояния Земли, и в частности взаимоотношений действующих в ней давлений и теплоты, употребляются термины масс твердых, жестких в противоположность жидким. Основным критерием этой противоположности является отношение к силам, нарушающим первоначальное состояние и форму тел. Тела твердые (в известных пределах) способны восстанавливать ее после нарушения, а жидкие — нет, хотя сопротивление оказывают и те и другие. Иначе говоря, одни упруги, другие нет. На этом основном понятии и зиждется утверждение о том, что зоны земного тела, передающие поперечные сейсмические волны, должны быть твердыми, а не проводящие — жидкими. Тела, обладающие подобно твердым большим сопротивлением, которые однако под длительным давлением изменяют свою форму, не возвращаясь к первоначальной, называются вязкими, тягучими. Различие между жесткостью и вязкостью, упругостью и неупругостью для геологических теорий весьма важно, но еще очень мало изучено теоретически.

Земля в целом реагирует на притяжение Солнца и Луны как тело упругое, быстро деформируясь и столь же быстро утрачивая следы этих деформаций. С другой стороны, Земля, поддаваясь каким-то медленным напряжениям, изменяла и изменяет свою форму с сохранением происходящих деформаций как на своей поверхности в виде основных (материки и океаны) и второстепенных (горы и впадины) элементов рельефа, так вероятно и на глубине в виде перемещений масс. В некоторые периоды (а с точки зрения истории Земли — моменты) эти перемещения и вызывавшиеся ими остаточные деформации происходили более интенсивно и быстро, вызывая то, что на геологическом языке называется горообразованием (понятие слишком поверхностное и частное), в другие же эти деформации происходили гораздо более замедленными темпами или же, захватывая гораздо более обширные части Земли, отражались на ее поверхности иначе, регионально (эпейрогенические движения). Все эти различные проявления одного непрерывного процесса, свидетельствующего о чрезвычайной внутренней энергии Земли и создающего остаточные деформации ее, уподобляются перемещениям вязкого вещества. Что это за процессы: течение и застывание неупругой высоковязкой жидкости, подобной стеклу, под влиянием небольших. но длительных усилий; или это течение твердого вещества вроде стали; или это течение вследствие перекристаллизации под влиянием молекулярных сил (Б. Виллис)? В зависимости от ответа на эти основные вопросы можно принять ту или другую геотектоническую теорию (см. главу VII). Наличие моментов больших перемещений масс Земли (и очевидно не только на ее поверхности) подтверждается и указаниями астрономии на то, что в прошлом вообще происходили внезапные изменения скорости вращения Земли. Сила. потребная для этого, теоретически должна быть грандиозной, могущей изменить поверхность Земли до неузнаваемости, даже превышающей вероятно необходимую и достаточную для тектогенеза. Важный вывод о том, что с повышением окружающего их давления горные породы сначала повышают свое сопротивление, становятся прочнее, теоретически был впервые сделан Джильбертом (1890), а доказан экспериментально Адамсом (1917). Так например горные породы на глубине 6 *км* в 5 раз прочнее, чем им требуется для того, чтобы выдерживать вышележащий груз на глубине 9 *км*. Этот коэфициент уменьшается уже до 4 и доходит до 1 на глубине 60 *км*; ниже этой глубины он меньше 1, т. е. сопротивление породы меньше нагрузки и должны наступать деформации. Эта же предельная глубина прочности должна быть и нижним пределом возможного существования пустот. полостей в породах. Специально поставленные для этого эксперименты (Адамс) дают глубину в 60 *км* для мельчайших более устойчиво расположенных пустот (пор) и 20 *км* для больших, расположенных невыгодно по отношению к давлению.

Изучение современными точными приборами (Вихерт, Гутенберг) характера и скорости прохождения сейсмических волн, вызванных землетрясением, в теле Земли[1] приводит к следующим выводам (рис. 102; см. гл. VIII).

1. Верхняя (первая) оболочка Земли, состоящая из пород вверху с плотностью в 2,7, в 100 *км* глубины, — *литосфера*[2] и ниже плотностью в 4,

[1] Особое значение имеют поперечные волны (см. § 36), так как они передаются лишь твердыми телами, а также то, что скорость всех волн в ядре резко уменьшается, что указывает на иное физическое состояние ядра, чем оболочки.

[2] Толщину твердой земной коры при настоящих далеко неполных знаниях о внутренности Земли определить точно невозможно; Ами Буэ [*23*] считал ее в 100 *км*, Гумбольдт и Эли-де-Бомон — от 40 до 50 *км*, Пфафф — от 80 до 90 *км*, Пиляр [*24*] — до 120 *км*, Хейфорд и Швейдар — в 120 *км*, Фишер — 40 *км*, Аррениус — от 40 до 60 *км*, Вихерт и Милль — в 30—40 *км*. Мы теперь принимаем толщину литосферы в 100 *км*, из которых верхние 60 *км* принадлежат зоне разлома, или *склеросфере*. Поверхность на глубине 100 *км* представляет собой границу изостатического равновесия, ниже которой все массы находятся как бы под гидростатическим давлением и в *изотропном* состоянии, а выше — в *анизотропном*. Эта граница имеет большое значение во всех современных гипотезах проявления внутренней динамики Земли (см. главы II, VIII и IX).

мощностью в 1 100 *км* — ***барисфера***. В схеме Гольдшмидта литосфера названа *силикатовой оболочкой* (120 *км*), а барисфера — *эклогитовой сферой* (1 200 *км*), под которой понимается зона чрезвычайно уплотненных пород, переходящих при уменьшении давления в габбровую магму. На границе первой и второй зон вероятно происходит большинство вулканических процессов.

2. Следующая промежуточная или средняя зона, сложенная тяжелыми магматическими породами, от 1 200 до 2 900 *км* глубины, имеет мощность в 1 700 *км* с плотностью от 4 до 6. Это «сернисто-окисленная рудная сфера» Гольдшмидта.

3. Ядро Земли состоит из наиболее тяжелых веществ (железа и никеля?) с плотностью 6—11 (9,16), с радиусом в 3 450 *км*, температурой до 3 000° С и давлением в центре 2 500 000—3 000 000 *ат*. Гольдшмидт полагает, что редкие металлы столь редки во внешней оболочке именно потому, что они погружаются, тяготея к ядру и скапливаясь там.

От общей массы Земли мы получаем соответственно: для верхней оболочки — 45%; для средней оболочки — 39% и для ядра — 16%.

Соответственно с этими же взглядами и данными всем трем главным частям, составляющим Землю, были даны геологические характеристики и обозначения (рис. 102), а именно:

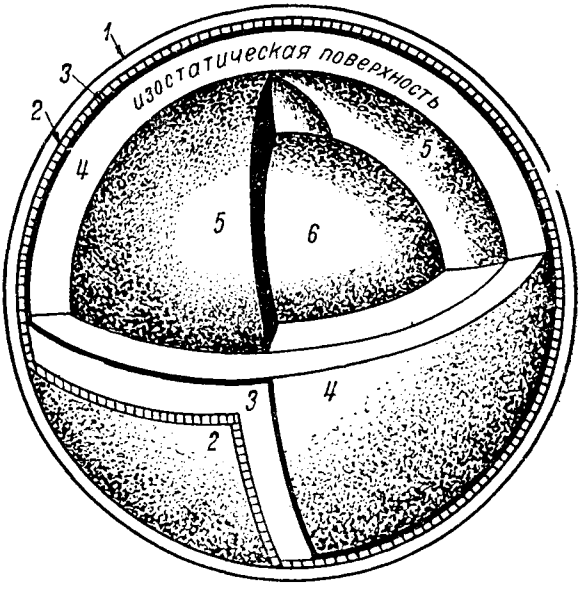


Рис. 102. Сложение Земли по Зибергу.

1—воздушная оболочка — атмосфера; *2*—земная твердая кора — литосфера Sial; *3*—текучая зона - барисфера Sima; *4*—промежуточная зона тяжелых магматичеких пород—Nifesima; *5*—оболочка ядра; *6*—ядро—Nife.

1. Внешняя часть верхней оболочки, т. е. литосфера, состоящая преимущественно из воды, осадочных толщ, гнейсов и кислых изверженных пород, как граниты, порфиры, и др., т. е. из пород с преобладанием кремния (Si) и алюминия (Al), получила название Sial (со средним удельным весом 2,7), а подстилающая Sial часть верхней оболочки — барисфера, сложенная преимущественно силикатовыми магнезиальными породами (т. е. из Si + Mg), как габбро, диориты, диабазы, — Sima с удельным весом от 2,8 до 4.

2. Переходная зона, состоящая из соединений Cr, Fe, Si, Mg вверху и тяжелых магматических пород с удельным весом 4 (Crofesima), а ниже от 4 до 5 (Nifesima).

3. Ядро (Nife), состоящее из тяжелых металлов Fe, Ni и др. (с удельным весом около 10).[1]

Петрографические подсчеты, с другой стороны (Вашингтон, 1925), приводят также к представлению о литосфере в 60 *км* преимущественно из гранитов, базальтовой постели в 40 *км*, *перидотитовому* слою в 1 540 *км*, слою с преобладанием перидотита, но с железом, пропорция которого увеличи-

[1] По Беммелену: сналь — гранит, гранодиорит и частью сиенит; сальма — габбро и диорит; сифема — пироксенит и перидотит.

вается вглубь, — *ферроспоровому* в 700 *км;* далее такой же мощности слой *литоспоровый*, в котором соотношение перидотита и железа обратное, и наконец железное ядро в 3 400 *км* радиусом.

Синоптика взглядов на слоистое сложение земли (по сейсмике)

	По Дэли	По Адамсу, Джеффрису и Гельмеру
Верхние 10 *км* . .	Гранит с α-кварцем	Гранит
10—45 *км*	Гранит с β-кварцем	Базальт (тахилит)
Ниже 45 *км* . . .	Базальт	Породы типа дунита

Такое строение Земли соответствует аналогии с метеоритами (см. § 9). Исходя из изучения последних, необходимо допустить в составе Земли 77,58% металлов.

Мы видели уже выше, что гравиметрия указывает на бо́льшую плотность частей земной коры под океанами, нежели под материками. Это и навело некоторых ученых последнего времени на предположения о различном составе верхней части коры (Sial) и подстилающих ее частей (Sima), причем указывается даже, что материковые массы, состоя из легкого Sial, плавают на Sima, частично погружаясь в него наподобие ледяных гор.

Представление о разделении земного шара на ряд оболочек, охватывающих одна другую, зародилось давно. В течение всего XIX века происходило постепенное развитие этой идеи, которое к концу века привело к ее широкой формулировке и окончательному внедрению в науку. Представление о зонах связано с именами Де Лоне, И. Д. Лукашевича, Ван Хайза, Гольдшмидта, Вашингтона, Кларка, В. И. Вернадского и в значительной мере в химической своей части относится не к геологии, а к близкой к ней молодой науке — геохимии, представляющей развитие в новом направлении старой минералогии. В. И. Вернадский в самое последнее время подчеркнул, что оболочки Земли можно понимать как оболочки фазовые, затем как оболочки термодинамические и наконец как химические. Первые различаются по состоянию вещества, вторые — по температуре, давлению и вообще физическим условиям и наконец третьи — по химическому составу. Когда мы говорим о Sial и Sima, мы намечаем оболочки чисто химические, но вопрос о фазе, в которой находится вещество, и других физических свойствах неизбежно тоже должен встать при анализе положения вещества на той или иной глубине от поверхности. Естественно, что в полной характеристике поясов Земли приходится учитывать не только химический состав, но также термодинамические свойства и состояние вещества — фазу той или другой оболочки.

Гольдшмидт [*26*] наиболее определенно стал отрицать существование постоянного слоя жидкой магмы, допуская образование ее лишь временно в силу уменьшения давления из эклогитового слоя. Этот взгляд важно противовопоставить гипотезам, выводящим

Таблица 26

Название областей (оболочек)	Толщина оболочек в долях земного радиуса	Толщина оболочек[1] *км*	Массы оболочек при уд. весе Земли 5,6	Массы оболочек при уд. весе Земли 1
Гранитная	0,003	20	0,0226	0,004
Базальтовая	0,013	80	0,1113	0,020
Хондритовая	0,180	1 145	1,5600	0,279
Литосидеритовая (палласитовая)	0,006	40,5	0,0561	0,010
Железная	0,598	3 802,5	3,8500	0,687
Пустота	0,200	1 272	0	0
	1,000	6 360	5,6000	1,000

[1] Считая от центра Земли.

(Амиферер, Швпиннер и др.) все горообразование из самостоятельных движений жидкой зоны, ее течений, циклонов и т. п. (см. главу IX).

Работы Вашингтона, Виллиамсона [27], Ферсмана и Ниггли дают достаточно согласный средний химический состав земного шара, но в то же время вопрос о зональном его строении не получил и у них убедительного и бесспорного оформления, так же как и у П. Чирвинского [28].

В таблице 26 дано распределение земных оболочек по их объемам, массам и удельным весам при допущении центральной пустоты (по П. Н. Чирвинскому и В. К. Черкасову).

Если взять цифры таблицы 26 и состав, обычно принимаемый для входящих в состав Земли зон (в частности типа метеоритов), то состав земного шара в целом выразится цифрами графы 2 таблицы 27. В графе 3 даются аналогичные цифры, полученные П. Н. Чирвинским еще в 1919 г. (т. е. ранее Кларка, Вашингтона, Ферсмана и Ниггли). В графе 4 приводятся цифры Кларка (1924).

Таблица 27

Элементы	Средние данные о составе Земли	Данные Чирвинского	Данные Кларка
Кислород	11,36	11,28	12,77
Кремнезем	5,79	5,82	6,96
Алюминий	0,59	0,44	1,86
Железо	69,33	69,79	67,20
Никель	6,39	6,25	6,04
Кобальт	0,48	0,42	0,41
Магний	4,00	4,28	2,13
Кальций	0,60	0,52	1,12
Натрий	0,24	0,19	0,58
Калий	0,09	0,05	0,39
Марганец	0,04	0,05	0,08
Хром	0,12	0,10	0,07
Медь	0,04	0,01	—
Сера	0,66	0,66	0,96 [1]
Фосфор	0,17	0,13	0,16
Углерод	0,10	0,04	—
	100,00	100,03	100,73

[1] Включая также углерод и медь.

По Ресселю, Земля и другие планеты сложены однородно, не только из одних и тех же элементов, но и в тех же пропорциях их, что, по мнению Ресселя, и доказывает их одинаковое происхождение из массы Солнца.

Обратимся к вопросу о связи внутреннего ядра Земли с наружной поверхностью ее. Она, как известно, выражается в проявлениях внутренних процессов Земли, или так называемых *эндогенных* проявлениях — в вулканизме, в глубинных движениях расплавленных масс, носящих название *интрузий*, в землетрясениях и пр. Эти процессы в геологическом времени распределяются не совсем равномерно, и наука приходит к выводу о существовании в этих процессах своеобразной ритмики с определенными усилениями и ослаблениями их в разные моменты истории Земли. Выражение ритмики давно уже найдено в виде учения о *геологических циклах*. Каждый цикл имеет три фазы, из которых одна отвечает усилению внутренних, или эндогенных процессов, две же другие являются фазами проявления по преимуществу процессов экзогенных, т. е. внешних. Эти три фазы, следующие друг за другом, называются *орогенез*, *глиптогенез* и *литогенез*.

Всю историю нашей планеты можно рассматривать как ряд следующих один за другим циклов, причем каждый большой цикл соответствует круп-

ному подразделению в серии геологических эпох и охватывает весьма значительный период времени, исчисляющийся многими сотнями тысяч и миллионами лет.

Таково в основных чертах учение о геологических циклах, впервые выдвинутое в конце XVIII века шотландским геологом Дж. Хеттоном, но введенное в науку лишь к концу XIX века главным образом трудами американских геологов.

Идея циклов представляет интерес как известная общая предпосылка, освещающая связи внутреннего ядра с наружной земной поверхностью. Связи эти очевидно не были все время одними и теми же, а периодически изменялись в зависимости от фаз цикла. Очевидно сообщение ядра с поверхностью Земли и химический обмен веществ между ними возрастали в фазы орогенеза и наоборот ослаблялись две фазы цикла.

Зная хотя бы в грубых чертах эпохи наиболее ярких фаз горообразования, мы тем самым устанавливаем периоды особенно усиленных выносов элементов внутреннего ядра в наружную земную кору, а для понимания строения последней это имеет конечно немаловажное значение. Так может быть установлена связь определенных ассоциаций химических элементов с определенными эпохами.

Не менее важно установить, где, в каких местах земной поверхности эти связи проявлялись. Здесь большую ориентировку может дать уже простая локализация, т. е. указание географического распределения вулканических и тектонических явлений в пространстве. Но с другой стороны, подойдя к химизму явлений на поверхности Земли с точки зрения распределения их в пространстве, можно посмотреть: нельзя ли установить связь известных естественных ассоциаций химических элементов с определенными участками земной коры. Этого можно достигнуть только на основе знания истории земной поверхности в данном месте, поскольку распределение химических элементов в этом месте является результатом тех геологических явлений, которые в этой местности наблюдались в течение всей ее геологической истории.

Из всех этих данных ясно, что для понимания явлений на поверхности Земли в их зависимости от внутреннего ядра нужно знать *геологическую историю* вообще, а для понимания данного участка — его геологическую историю в частности. Только встав на эту почву, можно осуществить указанную выше задачу, которую ставит современная геохимия: *выяснение связи химизма земных процессов с вулканическими и горообразовательными явлениями* (В. И. Вернадский, Линдгрен, А. Е. Ферсман и др.).

Литература к главе IV

1. Основные руководства по петрографии:
   Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография. Изд. 3-е, 1933.
   А. Н. Заварицкий. Петрография осадочных пород. 1933.
   Д. В. Наливкин. Учение о фациях. 1932.
2. Руководства по наблюдениям над условиями залегания пород:
   В. Н. Вебер. Полевая геология. Изд. 2-е, 1933.
   В. А. Обручев. Полевая геология.
3. Основные работы по литогенезису:
   J. Walther. Einführung in die Geologie.
   K. Andrée. Geologie des Meeresbodens. 1919.
4. Ю. Жемчужников. Косая слоистость. 1923.
5. В. Домгер. Современное состояние вопроса о стилолитах и их происхождение. Труды СПб. о-ва естествоисп., VIII.
6. Вассоевич. О некоторых признаках, позволяющих отличать опрокинутое положение флишевых образований от нормального. Труды Геологического ин-та Академии наук, 1932.

7. Н. Н. Горностаев. Внутриформационные нарушения, вызываемые подводными скольжениями и тектоническими процессами. Известия Сибирского отделения Геологического комитета, 1925.

8. Литература о внутреннем состоянии Земли чрезвычайно велика и разноречива. Приводим лишь главные работы последнего времени помимо отдельно цитированных в тексте:

Fr. Toula. Verschiedene Ansichten über das Innere der Erde. 1899.
Arrhenius. Kosmische Physik. I, 1903.
Dölter. Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsberichte d. Wien. Acad. Bd. 112, 1903.
Wiechert u. Zöppritz. Über die Erdbebenwellen. Götting. Nachricht. H. 4, 1907.
Milne. Recent advances of seismology. Proc. R. Soc. 1906.
Tammann. Kristallisieren und Schmelzen. 1903.
Oldham. Constitution of the interior of the earth, as reveeled by earthquakes. Quart. J. Geol. Soc., 1906.
Laska. Verwendung der Erdbebenbeobachtungen zur Erforschung des Erdinnern. Sitzungsber. d. Wien. Acad. II a, 1904.
Benndorf. Über die physikalische Beschaffenheit des Erdinnern. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien I, 1908.
H. Thiene. Über Temperatur und Zustand des Erdinnern. 1907.
Schweydar. Untersuchungen über die Gezeiten der festen Erde und die hypothetische Magmaschicht. Veröff. preus. geol. Anst. N. F. № 84, 1912 и его же № 79, 1919.
Barrel. The strength of the Earth. Journ. of Geol., 1914 и 1915.
H. Wehner. Das Innere der Erde. 1908 (одна из научных фантазий, доказывающая, что Земля и планеты полые).
K. Andrée. Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. 1914.
Дэли. Магматические горные породы. 1920. (Перевод работы 1914 г.)
R. Schwinner. Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. für Vulkanologie. B. V, H. 4, 1920.
W. Lozinski. Vulkanismus und Zusammenschub. Geol. Rundschau, Bd. IX, H. 3/6, 1918.
Michelson and H. Gale. The rigidity of the Earth. J. of geology, XXVII, № 8.

9. Mohr. Geschichte der Erde. Bonn, 1865. Перевод по-русски Шульгина. История Земли. Геология на новых основаниях. Москва, 1868.
Volger. Erde und Ewigkeit.
10. Hopkins. Researches of physical Geology в Phil. Transaction. Vol. CXXIX — CXX — CXXXII.
W. Thomson-Tait. Phil. Trans. CLIH. 1863. То же в немецком переводе.
Helmholz-Wertheim. Handbuch der theoretischen Physik. Braunschweig, 1874; также см. Green. Physical Geology. 1882.
11. Wadsworth. Earth's interior. American Naturalist, 1884. В этой работе указана литература по вопросу о внутреннем состоянии Земли. Кроме того довольно подробно цитирована та же литература в сочинении:
E. Reyer. Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.
12. Lasaulx. Der Erdball als Ganzes und seine Beschaffenheit в Handwörterbuch Kenngott'a. B. I. Breslau, 1882.
13. Zöppritz. Ueber die Mittel und Wege zur besseren Kenntnis vom inneren Zustande der Erde zu gelangen. Verhand. d. I deutsch. Geographentages. Berlin, 1862.
14. J. N. Woldrich. Rundschau über das Erdinnere betreffende Ansichten. Mit einer Tafel. Prague, 1898. По мнению Вольдриха, Земля состоит из следующих поясов: 1) центральное газообразное ядро большой плотности и крайне высокой температуры; 2) пояс перегретых индивидуальных газов, которые также ни при каком давлении не переходят в жидкость; 3) пояс различных газов, могущих переходить в жидкость; 4) пояс жидкой магмы; 5) пояс вязкой магмы. Все эти 5 поясов он называет *пиросферой*. Затем следует *литосфера*, состоящая из: 6) пояса пластической магмы, которая переходит в твердое состояние на разных глубинах в зависимости от денудации и аккумуляции, и 7) пояса твердой земной коры, за которой уже следуют *гидросфера* и *атмосфера*.
15. G. H. Darwin. On the bodily tides of viscous and semielastic spheroids and on the ocean tides on a yielding nucleus. Philos. Trans. Vol. CLXIII; Proceedings of the Roy. Society. 1881.
16. Sevdler. Ueber das Gleichgewicht einer gravitirenden, ursprünglich homogenen Kugel. Sitzungsber. d. k. böhm. Gesellschaft der Wissensch. 1882.
17. Günther. Lehrbuch der Geophysik. B. I, S. 322.
18. Hergesell. Die Abkühlung der Erde und die Gebirgsbildenden Kräfte в Beisträge zur Geophysik. Zeitschr. für physikalische Erdkunde. Prof. Georg Gerland. B. H, H. I. Stuttgart, 1894.
19. Reyer. Theoretische Geologie. 1889.
20. Clarence King в Americ. J. of Science, vol. XLV — 1. Karl Barus в Philosoph. Magazin. S. 35, 1893.

21. Lord Kelvin. Eine Hypothese über die Erstarrung der Erde в Zeitschrift der Verh. deutsch. Jugend. 1891.
22. Daubrée. Etudes synthétiques de Géologie expérimental. Paris, 1879.
23. A. Boué. Note sur la symmétrie de la surface du globe. Ann. de la soc. géol. T. XVII.
24. Pilar. Grundzüge der Abyssodynamik. Agram. 1881.
25. B. Gutenberg. Der Aufbau der Erde. Berlin, 1925. По-русски издано в 1935 г. Под его же редакцией капитальная энциклопедия. Handbuch der Geophysik. Lief. 3, 1926.
26. V. M. Goldschmidt. Der Stoffwechsel der Erde. Naturwissenschfaten, 1922.
27. E. Williamson and L. Adams. Density distribution in the Earth. J. Wash. Ac. Sc., vol. 13, 1923.
28. П. Н. Чирвинский и В. К. Черкас. О распределении масс, давлений и плотностей в земном шаре и его среднем химическом составе. Труды Минералогич. ин-та Акад. наук, I.
29. E. Wiechert. Aufbau des Erdkörpers. Vortrag Naturforsch. Leipzig, 1922.

СТРАТИГРАФИЯ

§ 20. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ

Геологическое летоисчисление разделяется на *относительное* и *абсолютное.*

Относительное летоисчисление основывается на сравнительном определении возраста (по палеонтологическим и стратиграфическим данным) различных геологических периодов и ограничивается только ответом на вопросы — раньше или позже другого совершилось известное явление, древнее оно или новее его? Этот способ определения относительной геологической древности практикуется уже давно, и на нем основано разделение всех пород, слагающих земную кору, на геологические системы, о которых речь впереди. Относительное летоисчисление хотя и оказывает громадную услугу в деле выяснения геологической истории Земли, тем не менее не дает вполне определенных и точных указаний о древности различных отдельных явлений или целых фаз развития Земли или, наконец, о продолжительности жизни земного шара; поэтому естественно, что ум человеческий, не удовлетворяясь определением относительного возраста, стремится к изысканию методов определения абсолютного возраста как различных геологических событий, так и самой Земли.

Хотя попытки установить *абсолютное геологическое летоисчисление* многочисленны, но к сожалению до сих пор еще они не увенчались успехом и не привели ни к какому прочному методу. Дело в том, что деятельность всех геологических агентов, с обыкновенной человеческой точки зрения, совершается так медленно, что для заметного проявления их на изменении земной поверхности требуются громадные периоды времени, далеко превышающие не только продолжительность жизни человека, но даже целого ряда поколений. Для измерения таких периодов у нас, привыкших считать время годами, даже нет определенного масштаба. Недостаток этот старались устранить определением продолжительности современного периода, т. е. того промежутка времени, в который органическая жизнь на Земле приняла свой настоящий характер и существенно не изменялась; приняв продолжительность этого периода за единицу, было бы возможно определить абсолютный возраст всех других периодов. Хотя многочисленные попытки, сделанные в этом направлении, не привели еще к желаемому результату, тем не менее они представляют значительный интерес в том отношении, что указывают методы, при посредстве которых может быть удастся когда-нибудь подойти к решению этого трудного, но в высокой степени важного вопроса для истории Земли. Громадные числа, получающиеся при абсолютных определениях времени геологических процессов, разумеется не могут сами по себе внушать недоверие, если только они получаются рациональным путем. Подобное недоверие было бы совершенно неосновательно, тем более что не менее громадные величины, принимаемые на каждом шагу астрономией [например поперечник земной орбиты за единицу меры и т. д. (см. гл. I)], в настоящее время уже никого не удивляют, а потому и в приложении к геологии не могут возбуждать сомнение.

Методы абсолютного геологического летоисчисления весьма разнообразны: одни из них основаны на времени отложения дельтовых осадков; другие — на быстроте размытия, отступания водопадов и пр.; третьи — на скорости роста коралловых построек; четвертые — на сравнении процессов отложения и размытия; пятые — на подсчете слоев так называемых ленточных глин четвертичного периода (метод де-Геера и Антевса); шестые — на подсчете годовых слоев очень старых деревьев-гигантов (метод Дугласа и Хентингтона); седьмые — на периодах изменения эксцентриситета земной орбиты и связанных с ним явлений; восьмые — на времени охлаждения земного шара до величины современного геотермического градуса; девятые — на распаде радиоактивных минералов, превращении урана и тория в свинец и т. д. Рассмотрим некоторые из этих определений (см. также гл. II).

Зная массу дельтовых осадков и годовой прирост дельты, возможно определить древность дельты в годах (см. т. II, гл. V); но ниже увидим, насколько не сходятся определения различных авторов возраста одной и той же дельты, — например древность дельты Миссисипи по одним около 4 400 лет, по другим 33 000, а по третьим 126 000 лет и т. д. Самый замечательный пример в этом отношении представляет дельта Нила, которая изучалась многими учеными, точно так же пришедшими к несходным результатам. Жирард исследовал два постоянных знака на Ниле (в роде реперов): у Элефантины и Каира. Первый, относящийся приблизительно к концу II века, показал разницу уровня нильских наносов около 2.41 *м*, следовательно возвышение дельтовых осадков происходило около 0,152 *м* в столетие. Второй, относящийся к половине IX века, дал возвышение нильской дельты 0,120 *м* в столетие. Жирард принял за среднее возвышение дельты 0,136 *м* в столетие. Ляйэль, на основании открытия черепков в наносе у Гелиополиса, на глубине 60 ф., рассчитывает прирост (возвышение) дельты около 6 дюймов, или 0,152 *м* в столетие; в других местах, например в вершине дельты, прирост оценивается только в 0,050 *м*. Таким образом в различных местах дельты возрастание ее неодинаково. Ляйэль на основании своих определений считает древность дельты от 12 000 до 30 000 лет. Черульф, беря в основание данные Жирарда и считая толщину дельтовых осадков у Каира в 8 *м*, определяет древность ее в 6 350 лет. Площадь дельты равна 26 млн. *м*^{2}, а средняя глубина 10 *м*, следовательно объем ее 260 000 млн. *м*^{3}, или 8 425 728 куб. ф.; полагая с Эренбергом, что годовой приносимого минерального материала равен 2 064 млн. куб. ф., получим, что при вышеупомянутом объеме дельта Нила образовалась в течение 4 082 лет; словом, получаются трудно сравнимые числа, и потому очевидно определения абсолютной древности этим путем не могут быть точны.

Еще труднее определить древность по возрастанию морских осадков, которые накопляются весьма неравномерно (см. т. II, гл. VI), в зависимости от места и агентов; прибрежные осадки возрастают несравненно быстрее, нежели пелагические, мелководные скорее глубоководных и пр. Что касается отложений, производимых морскими животными, то скорость образования их также различна. Принимая, что кораллы, строящие рифы и атоллы, возвышают свои постройки на 1—2 *см* в год, и находя коралловые острова до 600—700 *м* высотою, можно определить древность их не менее 70 000 лет. С другой стороны, по сообщению Аллана, у берегов Мадагаскара кораллы возвысили свою постройку почти на 1 *м* в полгода (от декабря 1830 г. до июля 1831 г.), а по сообщению Уэльстида у берегов Персидского залива они возвысили постройку на 0,6 *м* в 20 месяцев.

Вместо скорости отложений осадков для определения абсолютного времени пользуются обратным процессом, т. е. размыванием, например Ниагарского водопада (см. т. II, гл. V), который по расчету Ляйэля отступает ежегодно на 0,3 *м* и на проход 7 миль употребил 36 000 лет, тогда как по более точным данным Вессона он отступает гораздо медленнее (около 0,8 *м* в 41 год для большого канадского рукава и 0.26 *м* в 41 год для малого американского рукава) и неравномерно (см. т. II, гл. V). Гейм, основываясь на приросте дельты Рейссы и величине площади ее сборного бассейна, вычислил, что р. Рейсса ежегодно сносит 242 *м*^{3} с площади 1 *м*^{2} или понижает всю площадь бассейна реки на 1 *мм* в 4 года, или, что все равно, на 1 *м* в 4 125 лет. Вычислив кубическое содержание пород, находившихся на месте долины Рейссы, характеризующейся несколькими поперечными террасами (см. т. II, гл. V), Гейм нашел, что между V и VI террасами снесено около 164 *км*^{3}, между IV и III — 40 *км*^{3}, между III и II — 21,5, между II и I — 4,7. Принимая в основание современную величину сноса, Гейм рассчитывает, что для размыва первой части (т. е. между V и VI) потребовалось 820 столетий, для второй части — 200 столетий, для третьей части — 108 и для четвертой — 23 столетия; следовательно для размыва всей долины Рейссы — 1 151 столетие. Цифры эти едва ли вероятны уже потому, что с одной стороны они слишком превышают период размыва Ниагары, а с другой — заставляют предполагать огромное время, которое употребил например Колорадо для размыва своих колоссальных каньонов, до 60 *км* длиною и до 2 000 *м* (см. т. II, гл. V) глубиною в твердых породах. По этой оценке получаются неизмеримо продолжи-

тельные периоды, потребовавшиеся например для размытия потухших вулканов, как Эвганеи, для значительного понижения целых хребтов, например на 6 000 и 12 000 *м*.

Сравнением размывающей деятельности проточных вод на поверхности суши с интенсивностью отложений размытого материала в прибрежных частях моря Уоллес пытался определить продолжительность того периода, в который образовались все осадочные породы. Уоллес справедливо полагал, что размывающая деятельность реки постепенно понижает поверхность ее бассейна, но степень этого понижения для различных рек далеко не одинакова. Гики допускает, что для понижения на 30 *см* разные реки употребляют от 700 до 6 000 лет. Уоллес берет среднюю продолжительность, т. е. около 3 000 лет на 30 *см* понижения. При такой степени разрушения и размыва Европа сравнялась бы с океаном в течение около 2 000 000 лет. Зная скорость размывания, можно определить скорость отложения осадка в море, а зная последнюю скорость, можно определить продолжительность периода времени, в который могла образоваться данная толща осадочных пород. Значит толщина или мощность осадочных пород может служить мерою для времени их образования. При этом надо помнить, что большая часть наиболее крупного материала отлагается у берега, с глубиною же прибрежные пласты часто выклиниваются. Уоллес принимал ширину прибрежных осадков около 150—225 *км* от берега; понятно, что в одно и то же время могли отлагаться толщи различной мощности. Толщину всей серии осадочных формаций, последовательно отложившихся на земной коре в течение всего геологического времени, Уоллес принимал, согласно вычислению Гаутона, равною 52,5 *км*. Далее на вопрос: сколько же нужно времени для того, чтобы успели отложиться такие толщи? — Уоллес отвечает при помощи следующих соображений: по вычислению Кролля, вся площадь земного шара, с которой уносится в море осадки, составляет 130 млн. $км^2$; береговая же линия, около которой отлагаются эти осадки, составляет 151 000 *км*; расстояние от берега, на котором отлагаются осадки, не превышает 150—225 *км*, но большая часть осадков отлагается гораздо ближе к берегу, не дальше 30—45 *км*. Для простоты соображения Уоллес принимал всю ширину только в 45 *км* от берега, но только толщину их нужно вообразить не ту неравномерную и постепенно уменьшающуюся с удалением от берега, какая есть в действительности, а ту, которая получилась бы, если бы все осадки, как в этих пределах (т. е. 45 *км*), так и за ними, были собраны вместе и приведены к одинаковой толщине. Следовательно при ширине площади в 45 *км* и 151 000 *км* протяжения береговой линии вся площадь, на которой отлагаются размытые и унесенные с суши материалы, составляет 6,8 млн. $км^2$ — значит эта площадь осаждения менее площади размытия, которая, как сказано выше, равна 130 млн. $км^2$, в 19 раз; значит осаждение должно итти в 19 раз скорее, чем размывание. Если например в известное время размывается и уносится с суши 30 *см* материала, то в такое же время должно образоваться 5,7 *м* осадка. А выше указано, что со всей поверхности суши смывается пласт толщиною в 30 *см* в течение 3 000 лет; значит в 3 000 лет может отложиться пласт осадка в 5,7 *м* толщиною. А так как общая толщина всех осадочных пород равна 52,5 *км*, то они могли отложиться в течение 28 600 000 лет, предполагая, что всегда существовала такая же, как теперь, скорость размывания и отложения. Итак, древность Земли Уоллес считал не более 28 000 000 лет, и даже считал эту цифру несколько преувеличенной, потому что в прежние времена все геологические изменения могли совершаться быстрее, так как температура была выше, испарение больше, а значит и атмосферные осадки обильнее; следовательно размыв происходил энергичнее и осадки накоплялись скорее. Таковы соображения и выводы Уоллеса; понятно, что даже при поверхностной критике видно, что положения его весьма шатки, а потому и определение древности Земли в 28 000 000 лет далеко не может считаться точным или даже близким к истине; оно интересно для нас лишь как оригинальная попытка к разрешению столь трудного вопроса об определении абсолютного геологического времени.

Гаутон, принимая, что в разные периоды времени отлагались пласты одинаковой мощности, на основании общей толщины осадочных образований вычислил, что со времени кембрийской системы прошло около 200 миллионов лет. Его положения в основе неверны, так как нам известно, что мощность пластов, образовавшихся в одно и то же время, может быть весьма разнообразна. Томсон, исходя из наблюдений над современным возрастанием температуры с углублением, т. е. над геотермическим градусом, вычисляет широкие пределы от 20 000 000 до 200 000 000 лет для времени, потребовавшегося на охлаждение Земли до ее современного состояния.

Дарвин, Гексли, на основании теории эволюции, т. е. изменения видов, полагали, что от появления органической жизни на Земле прошло около 500 000 000 лет.

Некоторые исследователи для решения вопроса об абсолютной древности геологических систем пользуются изменением эксцентриситета, принимая в основание гипотезу ледникового периода Кролля. На основании вычисления о периодах изменения эксцентриситета можно допустить, что ледниковый период, зависящий от него, был назад тому около 1 млн. лет (см. гл. II); с того времени морские раковины изменились приблизительно только на 5%. Следовательно 95% морских раковин ледяного периода по своим видовым признакам тождественны с раковинами, ныне живущими в северном полушарии, из чего следует, что миллион лет составляет $^5/_{100}$ времени, потребного для полного преобразования видов, т. е. продолжительность периода, необходимого для смены одной фауны другою, составляет 20 000 000 лет, а таких смен в течение жизни Земли было

около 12, или 12 периодов. Если продолжительность каждого из этих 12 периодов равна 20 миллионам лет, то следовательно все время, протекшее от начала появления органической жизни, обнимает 210 миллионов лет. «Но крайне сомнительно, — говорит Кролль, — чтобы возраст нашей планеты равнялся 240 млн. лет, сомнительно в особенности потому, что трудно допустить, чтобы Солнце существовало так долго и не сгорело до сих пор».

Блитт и Майер-Эймар пошли дальше всех в отношении применения колебания эксцентриситета и периодов перигелия и афелия к абсолютному летоисчислению. Блитт старался доказать, что периодически повторяющееся изменение петрографических и палеонтологических особенностей различных осадков главным образом зависит от периодических перемен климата и отношений суши и моря во все времена. Только наступанием и отступанием моря возможно объяснить перемежаемость материковых и пресноводных образований с солоноватоводными и морскими, а также среди морских — смену прибрежных глубоководными и наоборот. Но кроме этих крупных изменений наблюдаются в пластах Земли еще более мелкие в границах каких-либо однородных осадков. Эти-то последние зависят, по мнению Блитта, от периодических перемен климата, т. е. от смены сухого дождливым и обратно. Таким образом, по мнению Блитта, в пластах Земли, так сказать, начертаны двоякого рода перемены, проходящие через все геологические системы: одни заключаются в колебании уровня моря и совершаются в весьма продолжительные периоды времени, другие же — в колебании количества дождей и совершаются в гораздо более короткие, но и более правильные периоды времени. Первые большие периоды отличаются меньшею правильностью, потому что разные из них заключают в себе неодинаковое число малых периодов. Те и другие, как упомянуто выше, оставили следы в свойствах пластов различных систем: например если среди материковых отложений находятся пласты крупнозернистых пород и мелкозернистых, то первые соответствуют дождливому периоду, вторые — сухому, или если морские осадки покрывают торфяники, то первые соответствуют периоду наступания моря, а вторые — отступанию. Если сланцы перемежаются с известняками, то первые указывают на теплое море и дождливый период и т. д. Вместе с петрографическими изменениями пластов очевидно происходит и палеонтологическое изменение, — не говоря про смену морских животных материковыми или наоборот, — но те и другие видоизменяются при изменении климата, особенно наглядно материковая флора. Блитт приводит в доказательство целый ряд примеров такой перемежаемости пластов из различных геологических систем и считает возможным воспользоваться этими особенностями пластов для определения абсолютной древности их. Оба рода перемен он ставит в связь с двумя астрономическими факторами. Первые — большие и не столь правильные периоды, по его мнению, зависят от изменения величины эксцентриситета земной орбиты; вторые же, короткие и совершенно правильные, зависят от перемещения перигелия. Исходя из этого основания, Блитт применил кривые Кролля, изображающие ход изменения эксцентриситета, к определению абсолютной древности свиты древнетретичных образований, исследованных Дольфусом и Вассёром у Mery-sur-Oise, и нашел возраст их от 1½ до 2½ миллионов лет. Следовательно, пользуясь этим методом, можно таким же образом определить абсолютную древность осадочных образований, как всех вместе, так и каждой системы отдельно; для этого нужны только точные и подробные геологические наблюдения на всей земной поверхности. Этот метод, как ни кажется он прост и логичен, но в сущности построен на произвольных основаниях и не может дать сколько-нибудь точных результатов уже потому, что изменение эксцентриситета определено далеко не совершенно и изменение пород при одном и том же климате неодинаково для различных мест. Проверкою метода Блитта до некоторой степени служит другой подобный же метод Майера-Эймара, который основан на тех же астрономических данных и приводит к совершенно другим результатам.

Майер-Эймар исходил из того, что вся история Земли разделяется на целый ряд периодов, которые соответствуют периодам перигелия, т. е. продолжительность каждого из них — 21 000 лет. Периоды эти выражаются отдельными ярусами пластов в земной коре. Каждый ярус разделяется на два отдела, соответствующие половине периода перигелия, т. е. 10 500 лет; один из них характеризуется глубоководными, а другой мелководными осадками, причем эта смена для обоих полушарий не совпадает по времени. Эпохи мелкого моря, по мнению Майера-Эймара, отличаются от эпох глубокого моря разницею в глубине около 200 *м* при минимальном эксцентриситете и на 2 000 *м* при максимальном эксцентриситете. Оба отдела одного и того же яруса отличаются характером осадков; в одном преобладают отложения глубокого моря, как например глины, мергели и сланцы, а в другом развиты мелководные, прибрежные, солоноватоводные или даже материковые, как например песчаники, известняки коралловые и нуллипоровые банки, песок, неслоистые гальки и валуны. Кроме того, что однородные отделы различных ярусов на обоих полушариях отличаются по времени, так что мелководные осадки одного полушария одновременны с глубоководными другого, Майер-Эймар полагал еще, что ярусы древних систем имеют бо́льшую мощность, потому что продолжительность периодов перигелия уменьшилась вследствие охлаждения Земли. Прилагая эти основания к третичной системе, Майер-Эймар определял в ней 15 ярусов, из которых каждый разделяется еще на два отдела. Новейший из них — сахарский ярус — образовался в течение 21 000 лет, а древнейший — гарумнийский ярус — в течение 21 000 или даже 22 400 лет; все же ярусы третичной системы или, все равно, древность этой системы — от 306 000 до 325 000 лет.

Если применить этот метод к определению возраста тех самых отложений, древность которых, по Блитту, не менее 1 миллиона лет, то возраст их не превышает 42 000—43 500 лет, т. е. получается несообразная разница, которая совершенно подрывает доверие к обоим методам.

Отбрасывая большое (всего около 40) количество методов подсчета возраста Земли, как оказавшихся заведомо несостоятельными, можно указать следующие пять основных выводов, сделанных Хольмсом [*1*]:

1. На основании эксцентриситета орбиты Меркурия возраст Земли между 1 000—5 000 млн. лет.

2. По приливной теории происхождения Луны — он менее 5 000 млн. лет.

3. По гипотезе перемещения солнечной системы из пределов Млечного пути — между 2 000 и 3 000 млн. лет.

4. По накоплению солей в океанах и по эрозии — около 2 000 млн. лет.

5. Исходя из этого и других методов, *возраст Земли в среднем определяется между* 1 600 и 3 600 млн. лет.

Первая попытка определить возраст Земли, исходя из охлаждения ее от начальной температуры в 3 900°, была сделана Гельмгольцем и дала около 20—25 миллионов лет. Следующий подсчет, произведенный Томсоном (лордом Кельвином) [*2*], исходя из охлаждения Земли от начальной температуры в 3 900°, дал 100 миллионов лет. Исходя из взглядов на радиоактивность Земли Стретта [*3*], эта цифра должна быть значительно увеличена, и, по Барреллю [*4*], возраст Земли определяется от 1 700 до 2 200 миллионов лет, причем длительность

Кенозойской эры	55— 65	млн. лет
Мезозойской „	135— 180	„ „
Палеозойской „	360— 540	„ „
Архейской „	1 200—1 400	„ „

Этот метод определения основан на скорости образования гелия из урана и тория и на подсчете количества гелия, содержащегося в главных известных горных породах, а также и свинца. Содержание гелия и свинца увеличивается с древностью пород. В итоге этих работ в последнее время наблюдается тенденция еще к повышению возраста Земли. Так знаменитый современный английский физик Э. Резерфорд [*5*] определяет его в 3 400 000 000 лет, на основании спектрографических исследований Ф. Астона в лаборатории Кевендиша (Кембридж). Возраст Солнца одновременно определяется в 7 000 000 000 лет.

Тщательным микрохимическим анализом монацита из района Виннипега в Канаде, выполненным весной 1934 г. в венской лаборатории проф. Франка Хехтом и Эдитой Крупа, возраст монацита был установлен в 1 725 000 000 лет, а по разложению тория в свинец — в 1 820 000 000 лет. Независимые определения по минералам из Карелии (Синий Пал) дали 1 850 000 000 лет. Планомерным изучением возраста горных пород в СССР, начиная с 1931 г., занимается особая комиссия под председательством В. Вернадского.

В тесной связи с вопросом о возрасте Земли находятся и представления о ходе ее исторического развития. Космогония Лапласа в ее первоначальном виде неизбежно приводила геологов к идее постепенного умирания Земли, угасания ее «жизни», т. е. многообразных, действующих на ней и в ней процессов, которые с точки зрения строгого актуализма предполагались по существу всегда одинаковыми. Космогония Мультона-Чемберлена (планетезимальная) имела большое значение именно в смысле изменения этих принципиальных взглядов, так как допускала и даже требовала периода увеличения Земли накоплением падающих на нее метеоров. Этот процесс однако нельзя рассматривать как заведомо законченный, так как и теперь на Землю падают метеориты и твердые частицы небесных тел или захватываются ею в сферу своего притяжения. Вюльфинг подсчитал, что ежегодно захваты-

вается до 3 650 000 метеоров или «падающих звезд», что должно давать уже большую массу материи.

Дальнейшим важным этапом представлений явилось представление о *ритме*, проявляющемся во всей геологической истории. Эту ритмичность сейчас почти никто не отрицает, однако некоторые мыслят ее себе в виде замкнутой цикличности (Ог и др.), другие же спиралеобразно. Причин ритмичности мы еще не знаем. Наиболее определенную гипотезу для ее объяснения предложил Джоли (см. гл. X), основанную на *непрерывном накоплении* в Земле тепла от радиоактивного распада и периодическом расходовании его на тектонические и вулканические пароксизмы и революции. Данные о совершающихся на наших глазах тектонических процессах как эпейрогенического, так и орогенического характера все множатся (см. главы VI, VIII, X). Масштаб же современного вулканизма уступает лишь немногим моментам истории Земли; с 1800 г. действовал 231 вулкан (не считая подводных излияний), а массы извергаемых продуктов колоссальны (в 1783 г. извергалось из Скаптара в Исландии 900 $км^3$ лавы, и пр.; см. гл. VII).

Целый ряд подобных соображений приводит некоторых к определенно отрицательному ответу на вопрос — «стареет ли Земля», ранее всегда решавшийся положительно. Если процессы накопления тепла и энергии внутри Земли (по идее Джоли или иной) пойдут с увеличением, то не ожидает ли Землю не только застывание, но, наоборот, разогревание и взрыв наподобие постоянно наблюдаемых астрономами возгораний «новых звезд»,[1] — говорит Помпецкий (1926 г.). У нас эту же идею развивали в 1932 г. Букановский и Тетяев.

Жрецы Египта и Халдеи отдавали себе отчет в большом возрасте Земли, так же как и Геродот, но европейцы до XIX века держались идей архиепископа Ирландии Ушера, объявившего в 1650 г., что Земля была сотворена в 4004 г. до н. э. Шухертом сделана попытка сопоставить подсчеты возраста по радиоактивности с толщами отложений разных систем (см. ниже).

Разнообразные попытки установить абсолютную хронологическую единицу для определения древности Земли не привели к положительному результату, а потому приходится довольствоваться относительною хронологией.

Относительная хронология [7] основана на изучении стратиграфических и палеонтологических особенностей осадочных пород. Первоначальный характер залегания самых древних осадков должен быть тот же, что и современных при одинаковом способе образования, т. е. в виде более или менее горизонтальных слоев или пластов; значит вышележащие слои, как отложившиеся позже, должны быть *новее* подстилающих или нижележащих; кроме того значительное уклонение от горизонтального положения слоев свидетельствует о последующих нарушениях их (см. § 20). Все осадочные породы, за исключением древнейших сильно измененных, содержат остатки животных и растительных организмов, или окаменелости, которые попали в них одновременно с образованием самих осадков, следовательно, если возможно определить древность организмов, то по окаменелостям можно судить о древности содержащих их слоев.[2] Изучение окаменелостей вполне доказало эту возможность, так как по ним определено было, что:

---

[1] Подобно «Новой звезде» в созвездии Геркулеса, вспыхнувшей в конце 1934 г.

[2] Первым понял важное значение «руководящих окаменелостей» Гете, выразив это в письме к Мерку 27 октября 1782 г., в то время как Вольтер еще продолжал считать их «игрой природы», а В. Смит, которого принято считать отцом современной стратиграфии, в этот момент был в возрасте лишь тринадцати лет. Гете первый дал идею изображения геологических карт (Германии) в красках, применяя вместе с тем для топографической ее основы коричневые тона (1816). Он же понял значение эрратических валунов берегов Женевского озера и других мест, а также сопоставил северное и альпийское оледенения. Наконец взгляды Гете на гранит и его место в земной коре ничем не отличаются от современных, будучи высказаны за 150 лет (1784) до нас и в атмосфере торжества нептунизма Вернера.

1. Организмы развивались постепенно, начиная самыми низшими формами, переходя к высшим и заканчиваясь человеком, как наглядно видно на нижеследующей таблице (рис. 103). При этом видно, что низшие представители как растений, так и животных проходят все периоды до настоящего, тогда как высшие формы зародились и стали преобладать только в новейшие эпохи, предшествовавшие современной.

Таким образом в настоящее время каждую систему возможно характеризовать развитием определенной фауны и флоры; при этом остатки животных и преимущественно морских гораздо надежнее растительных, труднее сохраняющихся.

При такой постепенности развития само собой разумеется, что чем древнее слои, тем окаменелости, заключающиеся в них, менее сходны с ныне живущими организмами; только в новейших отложениях встречаются формы, тождественные с современными, во всех же древнейших осадках окаменелости принадлежат вымершим видам, родам, семействам и т. д.

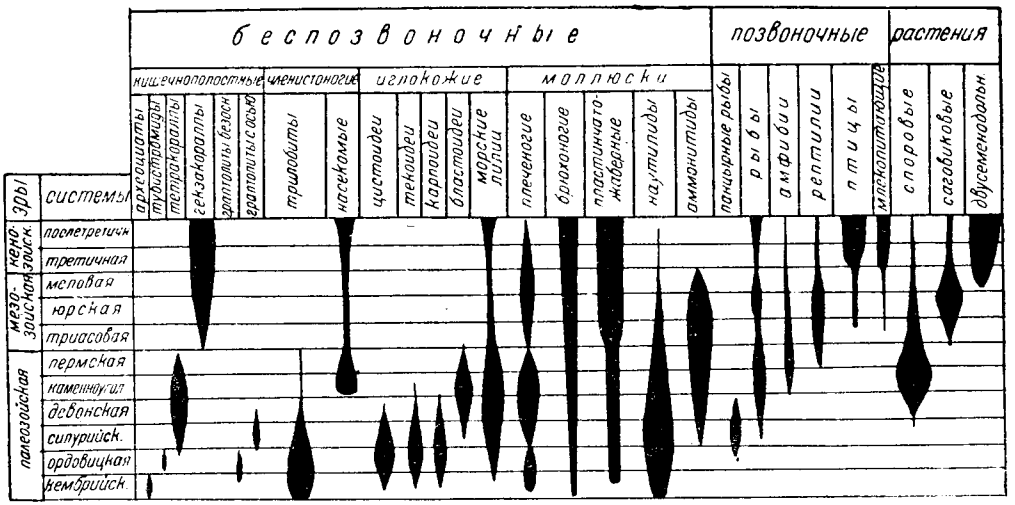


Рис. 103. Таблица распространения организмов в геологических системах.

2. Наблюдающиеся смены различных фаун и флор, погребенных в слоях, обнаруживают одну и ту же последовательность на всей Земле, т. е. слои одинаковой древности, или *синхроничные*, заключают одинаковые или сходные окаменелости; соседние слои, образовавшиеся непосредственно один за другим, содержат окаменелости близких форм, обнаруживающих постепенность изменения организмов.

3. Семейства, роды и виды имели определенный срок существования, после которого они вымирали, и вымершие формы вновь не появлялись.

На основании такого прогрессивного изменения организмов явилась возможность подразделить геологическое время на периоды, отличающиеся: во 1-х, *появлением* новых типов, во 2-х, *развитием* и *преобладанием* некоторых типов, появившихся раньше, и в 3-х, *вымиранием* других, преобладавших прежде. Каждому *периоду* соответствует определенный комплекс слоев, характеризующийся соответствующей фауной и флорой и называемый *геологическою системою* или *формацией* (système, system, Formation, terrain). Следовательно каждой системе, как стратиграфической единице, соответствует определенный *период* времени, как хронологическая единица. Само собою разумеется, что постепенное изменение организмов не прекращалось

в пределах одной и той же системы, значит отдельные слои ее должны заключать, хотя сходные, но не тождественные окаменелости, а потому каждую систему можно разделить на более мелкие части, называемые *отделами* (section, Abteilungen, serie); по времени им соответствуют *эпохи* (époques, Epochen); наконец отделы разделяются на *ярусы* (étages, Etagen, Stufen), а ярусы — на *зоны*, горизонты или на отдельные слои (couches, Schichten, bed, assise), которым соответствуют во времени *века* (âge, Zeitalter).

С другой стороны, различные системы соединяются в большие *группы*, соответствующие во времени *эрам*. Из них древнейшие: *археозойская* и *протерозойская* группы, заключают древнейшие осадочные образования, в большей части настолько сильно измененные (метаморфизованные), что в них не сохранилось органических остатков; сюда относятся системы: *архейская*, сложенная вполне перекристаллизовавшимися осадками, и *альгонкская*, в которой часть осадков сохранила нормальный характер, и тогда в них попадаются редкие органические остатки (каньон Колорадо, Канада, Бретань), уже почти не отличающиеся от кембрийской фауны. Отсюда ясно, что вся древнейшая история органического мира для нас потеряна в метаморфических породах, и мы застаем органический мир *(в кембрийский период)* уже в значительной степени диференцированным, так как он заключает представителей почти всех типов (кроме позвоночных).

Следующая первичная или *палеозойская группа* (или эра) состоит из систем *кембрийской, силурийской, девонской, каменноугольной* и *пермской*. Средней эре жизни Земли соответствует *мезозойская группа*, которая заключает системы *триасовую, юрскую* и *меловую*.

Наконец новая эра или *кенозойская группа* заключает все последующие осадочные образования до настоящего времени, т. е. *третичную* и *четвертичную* системы.

Если окаменелости играют такую же роль в истории Земли, как письменные документы в истории человечества, то протерозойскую эру нужно считать *доисторическою* в жизни Земли, а все остальные эры, соответственно разделению истории человечества, должны представлять: древнюю, среднюю и новую историю Земли или *исторический* период.

Христиан Фюксель, врач в Рудольфштадте (Германия), ввел впервые в 1762 г. ***понятие о формациях*** для известного комплекса ***слоев, отложившихся в одинаковых условиях*** и представляющих собою одну эпоху истории Земли. Местом образования слоев Фюксель принимал море, а наличие в слоях иногда отпечатков растений доказывало, по его мнению, временный захват морем суши, или, иначе говоря, изменчивость береговой линии, или по современной терминологии — наличие в разные эпохи ***трансгрессий*** и ***регрессий моря***. Формации Фюксель характеризовал преимущественно породами, т. е. литологически, но также и окаменелостями, т. е. палеонтологически. Мы видим, что представления Фюкселя по существу являются современными, причем главной заслугой его и прогрессом перед современниками и предшественниками являлось полное освобождение от идеи о «всемирном потопе», навеянной библией, от внезапности этого события и распределения всех осадочных толщ по их образованию на большое количество отдельных периодов времени, сменявших друг друга в определенной эволюционной последовательности. Фюксель впервые попытался изобразить и распространение различных формаций на карте (для Тюрингии в том же году), пользуясь однако еще не красками, но цифрами. Со времен Фюкселя понятие о формации стало применяться, но в различном виде и объеме. А. Вернер, преподававший минералогию во Фрейбергской горной академии с 1775 г. до смерти (1817 г.), придерживался представлений Фюкселя, придавая формациям преимущественно генетический характер (литологический), но соединяя их уже в несколько больших групп различного возраста; однако в каждой из них повторялись главные «формации» (например «древний гипс» — Urgips, «переходный гипс» — Uebergangsgips, «флецовый», т. е. каменноугольный гипс — Flötzgips и т. п.), что явилось надолго источником многих недоразумений. В дальнейшем в разных странах стали вводиться местные терминологии, которые до сих пор, даже несмотря на решения международных геологических конгрессов, полностью унифицировать не удается.

Таким образом наряду с немецким термином «***формация***» возникли английский: «***система***» и французский: «***почва***» — terrain, с ним однозначные. Обязательная параллели-

зация формаций по литологическим признакам причинила много вреда старой геологии (например красные песчаники, считавшиеся сначала обязательным признаком отложений девонских, имеются и в целом ряде других: пермских, меловых и пр.). С другой стороны согласное залегание различных толщ вовсе не гарантирует от наличия среди них перерывов отложения: например в Соляном кряже северной Индии кембрийские, пермские, триасовые и третичные отложения лежат настолько согласно, что на первый взгляд трудно предположить громадные пропуски в отложении между ними. Лишь характеристика формаций и отдельных частей их *руководящими окаменелостями* (Leitfossilien) положила прочное основание «учению о слоях» (Schichtkunde) или *стратиграфии*, являющейся ныне фундаментом геологии. Еще Вернер не дооценивал их значение, и только Гете впервые указал (1782 г.), «что скоро будут в состоянии распределять окаменелости соответственно эпохам», а английский инженер В. Смит, основываясь на предыдущих работах англичан Листера и Вудварда, методически разработал и написал первую стратиграфическую таблицу английских отложений от каменноугольных до меловых в 1799 г., которую и следует рассматривать за начало современной стратиграфии.

Вначале, когда геологические системы были предложены Леманом, Фюкселем и Вернером в прошлом столетии, когда царило учение о неизменяемости видов и о катастрофах, каждую систему рассматривали как совершенно обособленный период, резко разграниченный от соседних и характеризующийся новым актом творения. Но при развитии учения Ламарка, Уоллеса и Дарвина о последовательности, изменяемости и приспособляемости видов, о возможности разветвления и естественном отборе в зависимости от физических условий, а также при дальнейших непосредственных наблюдениях, все более и более выяснялось, что резких границ не существует между соседними системами и что развитие органического мира происходило постепенно и непрерывно. Учение Дарвина предсказывало это, а геологические исследования больше всего содействовали укреплению и подтверждению этой истины.

Все больше и больше стали открываться так называемые «промежуточные или переходные отложения», например между кембрийской и силурийской, триасовой и юрской системами и т. д., которые сглаживали резкую границу между системами и доказывали непрерывность развития, а следовательно искусственность наших подразделений во времени или известную искусственность самих систем. Только при выяснении тесной связи отдельных систем с эпохами дислокационных процессов они может быть получат большую определенность. Однако, несмотря на это, подразделение на системы необходимо удержать, как единственный способ, который дает нам возможность классифицировать разнообразные осадки и ориентироваться в громадном материале, накопляющемся с каждым годом все более и более. Как ни искусственны наши системы, но без них невозможно было бы определить главные моменты в истории Земли, тем более что такие моменты довольно резко отражаются на развитии органического мира. Так в *палеозойской эре* в океане особенное распространение получают[1] трилобиты, граптолиты, цистоидеи, панцырные рыбы и даже появляются впервые пресмыкающиеся, а на материках развертывается пышная и своеобразная растительность с исполинскими папоротниками, хвойными и цикадовыми. В *мезозойскую эру* впервые появляются млекопитающие, птицы и лиственные деревья. Фауна и флора, постепенно развиваясь, становятся в *кенозойской эре* уже подобными современным, в которые они наконец переходят, завершаясь появлением человека в четвертичную эпоху. Эта постепенность развития и появления новых, более совершенных форм с приближением к современной жизни наглядно представлена графически на рис. 103, где вертикальные, неравномерной толщины графы означают бо́льшее или меньшее развитие различных классов животных и растений в соответственные периоды времени, указанные горизонтальными графами.

[1] Здесь по необходимости предполагается, что читатель знаком с основами биологии и палеонтологии.

Повидимому простой способ определения древности осадков по окаменелостям встречает однако много затруднений и усложнений. Затруднения обусловливаются прежде всего неполным сохранением организмов прежних периодов: не только многие виды и роды, но даже целые классы животных не оставили следов или вследствие грубого сложения осадков, например в крупнозернистых песчаниках, конгломератах и пр. редко сохраняются окаменелости, или же вследствие нежности самих организмов и отсутствия в них твердого скелета или покрова, например насекомые, черви, оболочниковые и пр. очень редко или даже почти не попадаются в окаменелом состоянии. Само собою разумеется, что такие пробелы, восполнить которые едва ли возможно и в будущем, значительно подрывают основы самого метода, который мог бы быть более совершенным.

Что касается усложнений, то они зависят от разнообразия *хорологических* условий жизни организмов, т. е. среды, климата, почвы и пр., которые в прежние эпохи имели такое же значение для горизонтального распределения одновременных организмов, как и в современную. Вследствие этого кроме хронологического деления необходимо еще подразделение осадков на хорологические отделы. Подобно современным, вымершие организмы обитали в различной среде: на суше, в море и в пресных водах; а потому все осадки, заключающие организмы одной и той же среды, хотя бы и разной древности, называются *изомезичными*, в противном случае — *гетеромезичными*. Организмы одной и той же среды как в настоящую, так и в прежние эпохи разделяются на несколько областей или провинций, например бореальная, субтропическая и пр. Осадки, содержащие организмы одной и той же провинции, называются *изотопичными*, а разных провинций — *гетеротопичными*. Наконец в пределах одной и той же провинции организмы различаются в зависимости от частных местных условий, например в морях: прибрежные, пелагические и пр.; эти отделы называются *фациями* [8]. Осадки одинаковой фации называются *изопичными*, а разных фаций — *гетеропичными*. Под геологической фацией мы понимаем совокупность литологических и палеонтологических особенностей слоя в определенном месте.

Учение о фациях в значительной своей части является учением об условиях образования осадков. С осадками — осадочными отложениями — связано бесконечное количество нередко крупнейших месторождений нерудных и рудных полезных ископаемых. Достаточно назвать каменные угли Кузбасса и Донбасса, бакинскую и грозненскую нефть, соликамские калийные соли, керченские и липецкие железные руды, медистые песчаники Урала и Казакстана, тихвинские бокситы, чтобы стало ясно колоссальное экономическое значение месторождений, связанных с осадочными толщами. Знание условий образования этих осадочных толщ — это знание условий образования месторождений.

Условия образования месторождений служат базой, фундаментом, на котором должно строиться все изучение данного месторождения и в частности его разведка. Знание особенностей того бассейна, в котором образовалось данное месторождение, нередко определяет границы месторождения, определяет мощность и тип самого ископаемого, т. е. дает основной материал не только для геологических, но и для разведочных работ.

Каждый разведчик, ведущий разведку осадочного месторождения, должен знать условия его образования, должен знать все фации, с которыми оно связано, должен уметь в них разбираться. Иначе он будет ремесленником, чисто механически, по указаниям, ведущим работы.

Не менее велико значение учения о фациях и для геолога. Оно отмечено Гресли сто лет тому назад и отмечается во всех крупнейших геологических работах. Основной задачей геолога является установление стратиграфического разреза, установление последовательности отложения осадков, а для этого прежде всего нужно знать условия их образования, знать

учение о фациях. Еще бо́льшее значение учение о фациях имеет для решения другого не менее важного вопроса, а именно вопроса о распространении и границах данного отложения.

Фация — это единица ландшафта. На фации подразделяются все ландшафты, вся земная поверхность. В палеогеографии фация является такой же основной систематической единицей, какой в зоологии является вид. Точно так же, как весь органический мир, все животные и растения делятся на виды, вся земная поверхность, все моря и континенты делятся на фации.

Совокупность животных и растений, связанных с данной фацией, называется *биоценоз*.

Как пример возьмем Черное море. Его дно состоит из следующих фаций. У берега располагаются фация скал, фация песка и фация галечника-конгломерата. Дальше от берега встречаются только фация песка и фация ила. Эти фации в свою очередь подразделяются на более дробные фации, например фация ила на глубинах от 60 до 200 *м* подразделяется на фации фазеолинового ила, мидиевого ила и теребеллидного ила. Эти фации получили название от тех животных, которые в них преобладают.

Другим примером возьмем Кавказский хребет. На его вершинах развиты фации ледниковых отложений, фация элювия, фация озерных отложений. Ниже по склону преобладают фации речных отложений, фации осыпей, фации оплывин и обвалов. Наконец у подножия преобладают фация конусов выноса, фация речных долин, фация наземных песков и суглинков, фация лёсса.

Установить какую-нибудь закономерность в размере площадей отдельных фаций невозможно. Можно отметить только, что в прибрежной области моря до глубины 40—60 *м* фации наиболее разнообразны и занимают сравнительно небольшую площадь, на глубинах от 60 до 400 *м* фации значительно менее разнообразны и бо́льших размеров. Наконец на глубинах свыше 2 000—3 000 *м* число их измеряется единицами, но по площади они колоссальны.

Так же изменчивы площади распространения наземных и лагунных фаций. Но они никогда не достигают таких размеров, каких достигают фации глубоководных морских отложений.

Мощность фаций также крайне изменчива. У некоторых фаций она измеряется сотнями метров, иногда километрами.

Различен и характер перехода одной фации в другую, т. е. их границы. Одни фации постепенно переходят в другие, например морские пески постепенно и нередко медленно переходят в илы. Иногда же, наоборот, граница между фациями резка и внезапна, как например граница между строматопоровым или мшанковым рифом и впритык примыкающими к нему глинами и песками.

Все фации подразделяются на три большие группы:

1. Морские фации.
2. Лагунные фации.
3. Континентальные фации.

Наибольшим распространением пользуются морские фации. На втором месте стоят континентальные фации: наземные и пресноводные. Последнее место занимают лагунные фации, имеющие однако чрезвычайно большое промышленное значение.

В земной коре нет ни одного места, где бы все системы находились совместно, в последовательном порядке; напротив, в разных местах они являются отрывками, с большими промежутками; например на юге Европейской части СССР третичные и меловые слои залегают прямо на архейских или силурийских, под Москвою — меловые и юрские — на каменноугольных и пр. Вследствие всего этого значительно увеличиваются затруднения при оире-

делении одновременности осадков, отличающихся фациально и находящихся в разных областях, удаленных друг от друга.

Такие затруднения, равно как еще и другие, зависящие от свойств самих организмов и особенно от разной скорости изменения их при различных условиях, вызывают дробность деления на множество частных и местных ярусов с отдельными названиями, порождают часто недоразумения в параллельности их и затрудняют выяснение физико-географических особенностей минувших эпох, т. е. распределение суши и воды с их фауной, флорой, климатом и пр. в разные геологические периоды, что составляет конечную цель *исторической геологии*, занимающейся специальным изучением систем [7].

Тем не менее в настоящее время физико-географические условия минувших периодов построены для отдельных лучше изученных стран, а в общих чертах — и для всей поверхности земного шара. Большим подспорьем здесь явились палеокеанографические исследования, т. е. определение фациального характера осадочных образований; имея наличие различных фаций и их распределение по поверхности страны, можно попытаться воссоздать те физико-географические условия, при которых должно было быть данное распределение осадков. Оказалось, что земная поверхность в течение исторического времени постоянно представляла чередование высоких платформ, или континентальных массивов, разделенных более пониженными и подвижными областями, в которых на дне происходило накопление мощных осадков, затем тектоническими движениями собиравшихся в складки, а в дальнейшем приподнимавшихся в виде горных хребтов; эти подвижные области получили название *геосинклиналей*. Континентальные массивы только периодически покрывались морем, и осадки последнего почти не претерпели никаких изменений и перемещений.

Сказанным разрешается один из крупнейших вопросов геологии о постоянстве континентов. Прежде предполагалось, что одна и та же область земного шара периодически могла быть то сушей, то дном глубокого моря; затем стали считать, что континентальные платформы покрывались лишь временами мелким морем, не нарушившим их неподвижного, постоянного положения на поверхности Земли в виде приподнятых «жестких» массивов, — так же, как постоянством должны характеризоваться и разделявшие такие массивы глубокие впадины, размеры которых впрочем изменялись процессами складкообразования. Однако в настоящее время постоянство и неподвижность материков отрицаются и принимается взаимный переход этих двух противоположностей — океанов и материков — друг в друга в течение исторического развития Земли. Несомненно, что иногда наступала перегруппировка или расчленение континентальных массивов, и одним из важнейших таких моментов является начало кенозойской эры, когда материковые платформы приняли современные очертания (хотя береговая линия еще значительно отличалась от нынешней, так как эти платформы частью были залиты морем); до того очертания их были значительно иные, например Европа была соединена с Северной Америкой так называемым Северо-атлантическим континентальным массивом, Африка с Южной Америкой на запад и на восток с Австралией — материком Гондваной, а между теми и другими в широтном направлении простиралась впадина (геосинклиналь), которую непрерывно выполняло обширное Средиземное море, или Тетис. Такие физико-географические условия существовали в течение всей мезозойской эры, а отчасти и палеозойской.

Основное стратиграфическое подразделение здесь приведено для справочных целей (см. табл. 28). Подробное же изложение его, а также распределение тех или иных систем на Земле, и в частности в СССР, составляет содержание курсов «Исторической геологии» и «Геологии СССР» [7 и 9].

Рудообразование так же, как и деятельность всех геологических про-

Таблица 28

Хронология исторического периода Земли

Эры	Периоды (формации)	Эпохи	Тектонические революции	% от всего времени	Преобладающие организмы	
Неозой или кайнозой	Четвертичный	Современная, или аллювий	Альпийские: Каскадная (США)	4	Человек (оледенение)	
		Плейстоцен, или дилювий				
	Третичный	Плиоцен			Отделение человекообразных от обезьян	
		Миоцен				
		Олигоцен			Животные теплокровные, млекопитающие и цветковая флора	
		Эоцен				
		Палеоцен				
Мезозой	Меловой	Верхний: Сенон, Турон, Сеноман	Ларамийская (США) или пеншапская (Азия)	11	Появление первых цветковых растений, млекопитающих и высших насекомых	Рептилии (пресмыкающиеся)
		Нижний: Гольт, Неоком				
	Юрский	Мальм			Появление птиц	
		Доггер				
		Лейас			Появление динозавров	
	Триасовый					
Палеозой	Пермский или диас		Варисцийская (Европа) или аппалачская (США)	30	Появление наземных животных, насекомых и первых лесов. Оледенение	Рыбы и беспозвоночные с раковинами
	Каменноугольный (карбон)	Верхний				
		Средний				
		Нижний			Появление амфибий	
	Девонский	Верхний				
		Средний				
		Нижний	Каледонская			
	Силурийский	Верхний			Появление наземных растений	
		Нижний (ордовичск.)				
	Кембрийский	Верхний			Появлени ных, с нами	
		Средний				
		Нижний			Господство трилобитов Оледенение местное	
Протерозой	Кьюиноуский или иотнийский		Складчатость и интрузии гранитов	25	Примитивные беспозвоночные без раковин. Оледенение	
	Анимикский или ятулийский					
	Гуровский или калевийский		Складчатость			
Архейой			Алгоманская и интрузии гранитов	30	Появление протоплазмы и простейших живых существ	
	Тимискамийский					
			Лаврентьевская и интрузии гранитов			
	Кьюатинский					

цессов, происходило в различные геологические эпохи не только с различной интенсивностью, но и имело различный характер, и историю Земли в этом отношении можно разделить на отдельные *металлогенетические* эпохи, называемые также *геохимическими*. Одни из эпох будут совпадать с отдельными тектофазами — архейскими, альгонкскими, каледонскими, варисцийскими и альпийскими, как эпохи преимущественной магматической деятельности, связанной с созданием первичных рудных (вообще минеральных) месторождений, а другие — с промежуточными между ними фазами тектонического покоя, преимущественной деятельности внешних агентов и образования вторичных месторождений. Современный четвертичный геологический период представляет пример геохимической эпохи второго рода, наступившей после последней фазы альпийского орогенеза: по продолжающийся до сих пор вулканизм в разных странах, особенно тихоокеанского кольца и так называемого пояса разлома, указывает нам на существование и магматической деятельности, т. е. на продолжающееся еще образование первичных рудных месторождений наряду с преобладающим в настоящее время образованием вторичных.

Из месторождений прежних геохимических эпох доступны только те, которые залегают у самой поверхности или на небольшой глубине, в зависимости или от условий своего образования и тектоники данной местности, например третичные осадочные месторождения железных руд Керченского полуострова и марганцевых руд Никопольского района Украины и Чиатур в Закавказьи, или же те, которые оказались у земной поверхности благодаря процессам эрозии.

Все разнообразие рудных месторождений прежних геохимических эпох, сделавшихся доступными для нас, обусловлено не только различным составом первоисточника — изверженной породы, содержавшей те или другие сочетания минеральных элементов — его размерами, формой и залеганием на той или иной глубине или на земной поверхности, но и глубиной эрозии, которая в свою очередь зависит от тектоники данной местности и от ее климата, который в различные геологические эпохи мог быть различным в зависимости от абсолютной высоты, географической широты и положения на бо́льшем или меньшем расстоянии от берега океана, на том или другом склоне горного хребта, на обширном плато, в пустыне и т. п. Благодаря этим основным условиям — геохимическим и эрозионным, мы и находим на Земле разнообразные сочетания рудных месторождений различного состава, характеризующие определенные местности, или *геохимические территории*.

I. Докембрийская эра

В основании всех осадочных образований залегают мощные свиты сильно измененных осадочных пород, гнейсов и кристаллических сланцев, которые и составляют докембрийскую группу, ранее распределявшуюся на две системы: *архейскую*, заключающую древнейшие, вполне перекристаллизованные осадки, и более новую—*альгонкскую*, или *протерозойскую*, осадки которой, преимущественно кластические, также сильно изменены и иногда не отличимы от архейских, но местами сохранили нормальный облик (песчаники, глинистые сланцы). Докембрийская группа имеет обширное распространение как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Общая мощность ее хотя определяется местами, например в Чехословакии, около 30 000 *м*, на самом деле вероятно гораздо больше, так как основание архейской свиты пород нам неизвестно. Что касается горизонтального протяжения, то оно равняется поверхности всей Земли, так как архейские породы составляют вероятно непрерывную оболочку Земли, на которой все другие системы залегают только отдельными, прерывистыми площадями. Хотя выходы их на

дневную поверхность большею частью появляются только там, где позднейшие породы разрушены дислокациею или денудациею, тем не менее они занимают значительные пространства, например в Скандинавии, Финляндии, на юге СССР, в Чехословакии, Канаде, Тянь-шане, Гималаях, Монголии, Забайкалье и пр., составляющие в совокупности около 20% исследованной поверхности суши.

В петрографическом отношении докембрийские отложения представляют всевозможные метаморфические породы массивно-кристаллические и кластические. Присутствие конгломератов указывает на перерывы в отложениях, обусловленные повторными горообразовательными процессами (диастрофические циклы).

В палеонтологическом отношении архейские породы почти совершенно немы: до сих пор в них найдены остатки организмов лишь в самых верхних слоях. Открытый сначала в Канаде (конец 50-х годов), а затем в Шотландии, Финляндии и др. местах так называемый Eozoon canadense, долгое время считавшийся за исполинскую корненожку, оказался простым скоплением змеевика в известняке, т. е. неорганического происхождения. Вследствие отсутствия организмов докембрийские породы прежде называли *азойскими*, т. е. лишенными жизни, и принимали их за «первозданную кору» Земли, т. е. продукты первоначального остывания. Однако, несмотря на отсутствие окаменелостей, едва ли можно допустить, чтобы в протерозойскую эру не было никаких организмов, во-первых, потому, что на разных горизонтах этой группы развиты залежи известняка и графита, которые обыкновенно образуются из остатков животных и растений; во-вторых, в верхних горизонтах уже найдены некоторые низшие формы, и в-третьих, древнейшая известная нам фауна, именно кембрийская, отличается настолько высоким развитием, что заставляет предполагать более простую начальную фауну, существовавшую в протерозойскую эру, которую поэтому тоже называли *эозойскою*. Упомянутые главнейшие находки органических остатков были сделаны в Северной Америке, в каньоне Колорадо, а также в Канаде, где найдены остатки ракообразных (Beltina), из группы Gigantostraca, моллюсков, следы червей и пр.; кроме того в Европе, в Бретани, были найдены радиолярии и иглы губок. Но все эти находки принадлежат верхним слоям альгонкской системы.

В стратиграфическом отношении архейские породы отличаются сильнейшею дислокациею и обнаруживают ясные следы механического метаморфизма.

Однако нередко сильно метаморфизованы и осадки гораздо более юного возраста (палеозойские, мезозойские и даже третичные), и протерозойский их возраст мы можем с несомненностью утверждать лишь в случае непосредственного перекрывания их кембрием, а архейский при наличии альгонкских свит, как в Финляндии и Северной Америке.

Разделение докембрийской группы на системы и отделы, вследствие отсутствия окаменелостей, основывается только на петрографической разнице пород, на несогласном пластовании их и присутствии слоев конгломерата, свидетельствующих о перерывах в процессе образования архейских пород, следовательно не может быть сделано с такою же полнотою, как в последующих группах.

Среди докембрийских отложений Финляндии, где они изучены наилучшим образом (преимущественно Сёдерхольмом), наблюдается ряд определенных несогласий, свидетельствующих о нескольких размытых складчатых горных системах, налегающих друг на друга. Уже из этого видно, что докембрийский период занимал громадный промежуток времени (68%) и быть может представлял собою целую большую эру, которую со временем удастся разделить так же на ряд периодов, как и другие эры. Однако полной параллелизации докембрийских отложений северной Европы и Северной Америки

еще не достигнуто, равно как и других частей света: Сибирь, северная Индия, Южная Африка. Для этого, а также вообще для объединения исследовательской работы в этой пожалуй наиболее трудной области геологии в 1931 г. по идее Сёдерхольма образована специальная международная ассоциация по изучению докембрия, имевшая уже две конференции, бюро которой находится в Гельсингфорсе. Архейская формация отделяется от альгонкской обычно ясным несогласием. Нижний отдел альгонкской формации носит название калевийской и ятулийской — в Финляндии и гуроиской — в Северной Америке, а верхний — иотнийской в Финляндии и кьюиноуской — в Северной Америке. Мощность альгонкских отложений в Северной Америке (Монтана) известна в 4 500 *м*.

На основании последних исследований в Северной Америке (Беккер [*10*]) прежнее двойственное, а затем тройственное деление докембрия следует заменить четверным. Определенно выделяются по крайней мере четыре больших системы, разделенных периодами больших орогений и интрузий (снизу): кьюатинская (с диабазами), тимискамийская или серия Сэп и Найф, гуроиская (с основными эффузиями), кьюиноуская (с диабазами и габбро).

II. Палеозойская эра

Древнейшая из трех групп, на которые, как выше указано, разделяются все осадки, содержащие окаменелости, называется *палеозойской*: прежде называли ее *переходной* и *грауваккоеой*, потому что грауваккa, грауваккoвый песчаник и сланец имеют большое развитие в составе ее, особенно в нижнем отделе; но кроме того не менее развиты глинистые сланцы с выделениями кровельных, филлиты, разнообразные песчаники, конгломераты, кремнистые сланцы, кварциты, а также известняки, мергели и каменные угли. Изверженные породы палеозойской эры почти одинаковы с протерозойскими, а именно: граниты, сиениты, диориты, диабазы, кварцевые порфиры, порфириты, мелафиры и различные туфы.

В *палеонтологическом* отношении она отличается вполне определенными чертами. *Флора* характеризуется преобладанием таинобрачных: исполинские папоротники, плауновые и хвощи (Sigillaria, Stigmaria, Lepidodendron), к которым в последние периоды палеозоя присоединяются некоторые хвойные и цикадовые (Coniferae, Cycadeae), по цветковых скрыто-семенных или вообще лиственных деревьев в палеозойскую эру еще совершенно не появлялось.

Фауна также имеет своеобразный отпечаток, выражающийся в развитии криноидей, кораллов Rugosa и Tabulata, брахиопод, гониатитов из моллюсков, из ракообразных: трилобиты и эуриптериды, которые свойственны исключительно палеозою. Насекомые и наземные моллюски имели только немногих представителей Blattina — близкий к таракану, сверчки, скорпионы, тысяченожки и др.; из наземных моллюсков — Pupa). Из рыб известны только представители ганоидных, панцырных и акуловых, тогда как костистых рыб еще не было; к концу палеозоя появились земноводные и даже пресмыкающиеся. Птиц и млекопитающих еще совершенно нет.

В *стратиграфическом* отношении палеозойские осадки так же резко отличаются от протерозойских, как в палеонтологическом и петрографическом.

Палеозойская эра разделяется на пять периодов: *кембрийский, силурийский,*[1] *девонский, каменноугольный*[2] и *пермский,* из которых от первых

[1] В Англии силур делят на готландский и ордовичский отделы.

[2] В Северной Америке нижний карбон назван миссисипским, а верхний — пенсильванским самостоятельными периодами.

трех сохранились остатки главнейше морской фауны, тогда как последние два характеризуются помимо того обилием остатков материковой флоры и наземных животных, среди которых пресмыкающиеся занимают высшее место в ряду палеозойских творений. Это объясняется тем, что к концу палеозоя в пределах современных материков значительно увеличилась область суши в результате процессов, поднявших области, бывшие до того дном моря. Площадь всех палеозойских отложений, обнажающихся на поверхности, составляет около 17,5% исследованной площади суши.

III. Мезозойская эра

Средние века жизни Земли, или *мезозойская* эра, отличаются от палеозойской не только высшим развитием организмов, но также петрографическим характером осадков и проявлением вулканической деятельности.

В *петрографическом* отношении вместо кварцитов, граувакк, кремнистых и глинистых сланцев палеозойской эры среди мезозойских осадков преобладают известняки, доломиты, гипс, каменная соль с глинами и песчаниками.

В *стратиграфическом* отношении мезозойские отложения отличаются гораздо более спокойным пластованием по сравнению с палеозойскими; сильная дислокация в них проявляется только в больших новых горных кряжах, горизонтальное залегание их встречается чаще и на более обширных площадях, чем палеозойских осадков. Рядом с этим вулканическая деятельность несколько видоизменяется; вместо массовых излияний, дававших обширные покровы, особенно в каменноугольный и пермский периоды, и многочисленных центров извержения наступает почти полное затишье в вулканической деятельности, по крайней мере Европы, где можно указать только 3—4 центра проявления вулканических извержений, относящихся к мезозойской эре.

Органическая жизнь поднялась на гораздо более высокую ступень. Мезозойская *флора* обогащается не только хвойными, цикадовыми, хвощами и пр., но главным образом *первым появлением* (в меловой период) *лиственных деревьев*, которые придали более живой характер растительному покрову материков и заменили мрачный монотонный ландшафт палеозойской эры. Мезозойская *фауна* отличается замечательным развитием пресмыкающихся, которых насчитывают до 12 отрядов вместо четырех современных; между ними были не только плавающие, ползающие, но и летающие формы. Кроме того в мезозойскую эру *в первый раз появляются костистые рыбы, птицы и млекопитающие*. Морское население уже приближается к современному и отличается особенно развитием аммонитов и белемнитов, которые далее этой эры почти не переходят.

Мезозойская эра разделяется на три периода: *триасовый, юрский* и *меловой*, которые так же, как и палеозойские, тесно связаны между собою переходными эпохами. Обнажения или выходы их отложений на дневную поверхность занимают около 20% исследованной площади суши.

IV. Кенозойская эра

Кенозойская (или кайнозойская) или неозойская, т. е. новая, эра обнимает собою все то время жизни Земли, которое прошло от конца мелового периода до настоящего времени. Продолжительность ее повидимому гораздо меньше предыдущих. Несмотря на это, она отличается такими важными особенностями, которые резко отделяют ее от мезозойской эры и вполне оправдывают самостоятельность ее, хотя она разделяется всего только на два периода: *третичный*[1] и *четвертичный*, сливающийся с современным. Особен-

[1] Назван так в Италии Ардуино. Деление же третичного периода сделано Deshayes.

ности эти заключаются как в изменении физико-географических условий, так и в резком изменении состава фауны. В начале кенозойской эры, именно в третичный период, происходили кроме того крупные тектонические процессы, выразившиеся в формировании больших складчатых кряжей (альпийских, см. гл. IX) и в напряженных вулканических извержениях, доставивших на поверхность Земли массы эффузивных пород: трахитов, базальтов, андезитов, риолитов и др., которые извергаются и современными вулканами.

Осадки кенозойской эры отличаются рыхлостью, мягкостью и редко обнаруживают влияние метаморфизма. За исключением некоторых известняков, сланцев и кварцитов древнетретичного периода, преобладают мягкие известняки, мергели, глины, рыхлые пески и конгломераты. Среди них глубоководных образований очень мало, а развиты преимущественно отложения мелкого моря, прибрежные, озерные, речные, эоловые и ледниковые, играющие большую роль в четвертичном периоде. Что касается залегания осадков, то, за исключением некоторых горных областей, оно большею частью спокойное, горизонтальное.

Органическая жизнь достигла высокого развития. Во *флоре* получают господство двудольные растения (Angiospermae), начавшиеся в меловом периоде. В *фауне* произошли еще более крупные перемены, выразившиеся как в вымирании многих форм, так и в появлении новых отделов животных. Столь распространенные и характерные для мелового периода животные, как то: рудисты, белемниты, аммониты, иноцерамы, тригонии и пр., равно как плезиозавры, ихтиозавры, птеродактили, динозавры и пр., совершенно вымирают, но зато развиваются пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски, костистые рыбы, змеи, нормальные птицы и пр., в особенности важно появление плацентарных млекопитающих, преобладание которых вместе с двудольными растениями составляет весьма характерную особенность кенозойской эры. Наконец эра эта замечательна еще тем, что уже в начале ее развились формы, тождественные с современными; количество их постепенно увеличивается и достигает в четвертичном периоде до 95%; тогда-то впервые появляется и самый высший организм современного мира — человек.

В конце третичного периода поверхность Земли в главных частях приняла современный вид, — особенно в отношении распределения морей и материков; в четвертичный период колебания уровня были настолько малы, что морские осадки этого периода, за исключением только немногих мелководных, скрыты под уровнем современных морей; поэтому, если находят некоторое различие фауны этого периода от современной, то только по отношению к материковым животным, особенно млекопитающим, среди которых многие вымершие формы характерны для этого периода: из носорогов: Rhinoceros antiquitatis Blumb.; Elasmotherium sibiricum Fich.; из оленей — красивый и огромный Cervus (Megaceros) giganteus Aldrovandi, и между хоботными замечателен Elephas primigenius Blumb. и многие другие.

Но самая выдающаяся особенность органического мира этого периода заключается в первом появлении человека. Четвертичный период разделяется на два отдела: *дилювий*[1] и *аллювий* или современный; более же подробное деление основано на степени культуры человека и на резких изменениях климата.

В течение дилювиального или ледникового периода различные части земной поверхности испытали значительные *оледенения*, разделявшиеся так называемыми *межледниковыми эпохами*, во время которых значительные пространства освобождались от ледникового покрытия. Для Альп А. Пенк и Брюкнер доказали наличие следов четырех оледенений (см. табл. 29) и

[1] По предложению Букланда (1823 г.).

трех межледниковых эпох (показаны на таблице буквой «м»). Некоторые ученые теперь считают, что оледенений было пять.

Таблица 29

Эпохи	Века	
Верхнечетвертичная (голоцен)	Железный Бронзовый Неолитический	
Среднечетвертичная (плейстоцен)	Монастырский-Вюрмский (ледниковый); палеолит	
	Тирренский	Шельский (м.) Рисский (ледниковый)
Нижнечетвертичная (постплиоцен)	Милацкий	Миндель-рисский (м) Миндельский (ледниковый)
	Сицилийский	Гюнц-миндельский (м) Гюнцский (ледниковый)

Все наиболее характерные образования диллювиальной эпохи, как например ледниковые, эоловые, речные и пр., а также все выдающиеся явления, как например — развитие обширного ледяного покрова, трансгрессии: Каспия, Полярного моря, Балтийского и пр.,— настолько тесно связаны с современными геологическими процессами, что их удобнее изложить ниже в соответственных местах нашего курса (т. II).[1]

Выше было указано, что Шухерт попытался установить длительность отдельных периодов по мощности отложений. Общая толща осадочных образований на Земле (с палеозоя) им определяется в 92 *км*, а с устранением заведомых перерывов вероятно в 100 *км*. Разделив эту цифру на полученный по радиоактивному методу возраст с палеозоя в 540 миллионов лет, получим величину отложения 0,3 *м* (1 ф.) в 730 лет для кенозоя, в 1 400 лет — для мезозоя, в 2 690 лет — для палеозоя. Исходя из астрономических данных, весь возраст Земли определяется в 2 биллиона лет, а в 1 750 миллионов — со времени образования ее твердой коры. На этих подсчетах основана составленная Шухертом диаграмма (рис. 104).

Из всех непосредственных подсчетов скорости отложения и длительности периодов наиболее надежны данные для четвертичного времени, основанные на подсчете тонких годовых слойков глины и песков (так называемых «ленточных глин»), отлагавшихся при стаивании ледникового покрова в Швеции (де Геер). Так было установлено время, прошедшее после стаивания оледенения, в 12 000 лет, т. е. возраст аллювия Швеции.

Подобно тому как сначала при характеристике формаций чрезмерное внимание уделялось признакам литологическим, генезису самих слоев, с пренебрежением к содержанию органических ископаемых, так в дальнейшем детальное изучение и классификация организмов на некоторое время (до самого последнего) отвлекли внимание геологов от тщательного исследования условий образования слоев, деталей их взаимного расположения — *стратификации*. Следует весьма определенно подчеркнуть между тем высокую важность именно этих исследований, *необходимость рассмотрения каждого стратиграфического комплекса* не только как архива развития органической жизни на Земле, но еще в большей мере *как летописи* всех геологических процессов соответственной эпохи или периода, а в особенности *всех движений* за этот период данной части земной коры.

[1] Четвертичные отложения, особенно в таких странах как СССР, имеют громадное народнохозяйственное значение. Подробнее об этом см. в курсе «Техническая геология».

Большинство фациальных изменений, все стратиграфические перерывы и в особенности угловые несогласия свидетельствуют нам о тех или иных движениях — вертикальных поднятиях или опусканиях целых площадей (дви-

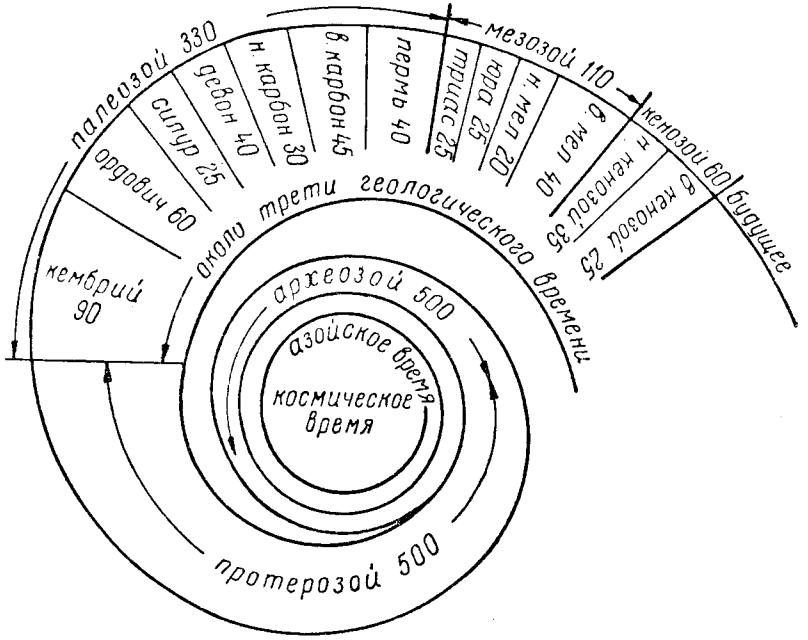


Рис. 104. Диаграмма истории Земли, по Шухерту.

жениях *эпейрогенических*), обусловливавших трансгрессии и регрессии морей — «канон морских колебаний» (Стилле), и сложных комбинированных горизонтальных с вертикальными, вызывавших сильнейшие деформации —

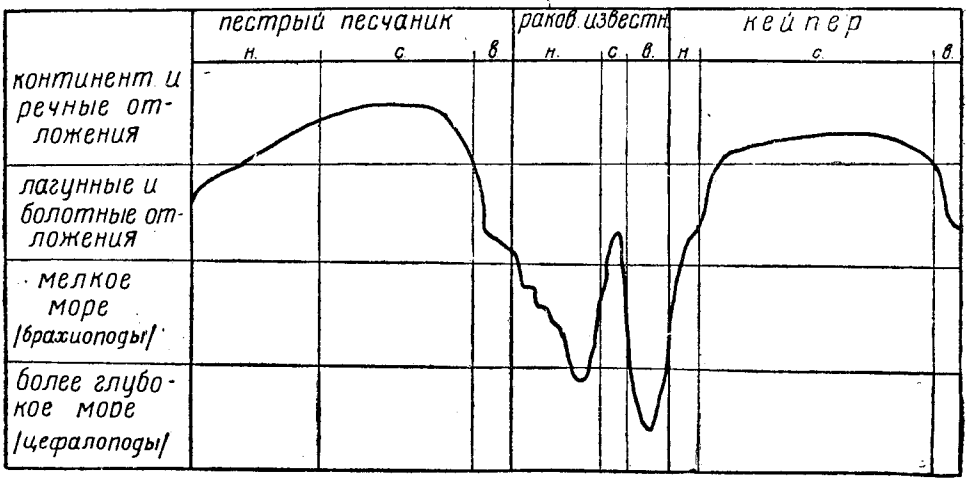


Рис. 105. Палеогеографическая кривая (триас в Тюрингии), по Зейдлицу.

смятия и разрывы — отдельных зон коры (движениях *орогенических*). Лишь параллельное изучение всех этих фактов и процессов может дать истинное представление о ходе развития Земли, о ее геологической истории. Важным

методическим приемом для этого является построение особых кривых, изображающих одновременно палеогеографические изменения, фациальный характер и движения земной коры для определенного меньшего или большего района, наиболее широко введенных в употребление Стилле, С. Бубновым, Зейдлицом и др. (см. рис. 105). С основными представлениями об образовании слоев и их неизмененном залегании мы познакомились в главе III. Гораздо больше различных вопросов возникает при изменении их первоначального положения, а громадное разнообразие этих изменений и высокая практическая важность их заставляют рассмотрение строения земной коры произвести с возможной полнотой. Этому посвящена вся последующая часть данного тома, в особенности же ближайшая глава.

Литература к главе V

1. A. Holmes. Radioactivity and the Earth's Thermal History. Geol. Magazine. Dec. 1925.
   J. Königberger. Berechnung des Erdalters auf physikalischer Grundlage. Geol. Rundschau 1910, I.
2. E. Suess. Verschiedene Theorien über die Beziehungen des Radioaktivität zu geol. Vorgängen. Mitteil. Geol. Ges. Wien, 1912.
   W. Thomson. B Transact. R. Soc. 1862 и The age of the earth as an bodie fitted for life. Transact. Victorie Just. 1897.
3. R. J. Strutt. On the distribution of radium in the earth's crust and on the earth's internal heat. Proc. R. Soc. 1906, 77 и 1907, 78.
4. J. Barrel. Rhytmes and measurements of geol. time. Bull. Geol. Soc. Amer. 1917, vol. 28.
   Sollas. B Quart. Journ. Geol. Soc. 1909.
   Becker. The age of the earth. Smithson. miscell. coll. 1910.
   A. Holmes. The age of the earth. London, 1913.
5. Rutherford. Science News-Letter, 30 May, 1929.
6. И. Старик. Свинцовый метод определения возраста пород. Проблемы советской геологии. 1933 г., № 7.
7. Литература по исторической геологии, стратиграфии, палеонтологии, палеофаунистике и учению о фациях колоссальна. Укажем лишь самые основные руководства:
   а) Циттель. Основы палеонтологии. 1934 г.
   б) А. Борисяк. Курс исторической геологии.
   в) Д. Наливкин. Историческая геология.
   г) Ф. Чернышев. Историческая геология.
8. Д. Наливкин. Учение о фациях. 1932.
9. А. Архангельский. Геология СССР. 1934.
10. H. Becker. Die präkambrische Geschichte des Lake Superior Gebietes. Geol. R. XXII, 6, 1931.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Учение о форме есть учение о превращениях.
Гете

The earth is in mobile equilibrium, and adjustements to everpresent stresses are faithfully reflected by the rock structures of the crust.
Nevin

§ 21. ОБЩИЙ ОБЗОР ДЕФОРМАЦИЙ

Самыми различными способами и методами (геологическими, геодезическими, сейсмологическими, океанографическими) мы убеждаемся в том, что движения Земли и в частности ее внешней оболочки несомненно происходят сейчас и происходили всегда, с начала геологической истории Земли. Быстрые ли подвижки, внезапные и эпизодические (землетрясения), медленные ли, более или менее постоянные колебания, все они достаточны для того, чтобы раз навсегда заставить нас отбросить всякую мысль о неподвижности Земли. Все эти движения носят название *диастрофизма земной коры*.

«Современная земная поверхность — лишь момент из общей истории развития на фоне беспрерывной изменяемости» (Лоэст).

В результате этой непрерывной изменяемости естественно каждому данному ее этапу соответствуют те или иные формы расположения масс, слагающих Землю, т. е. горных пород. Учитывая многообразие исторически накладывающихся друг на друга движений, а также многообразие горных пород, легко представить себе, что число форм их расположения, или *залегания*, бесконечно, и попытка их описывать как бы бесцельна. Тем не менее геология, а тем более разведка и горное дело должны обладать какой-то системой, классификацией форм залегания и дислокаций горных пород, так как без этого были бы невозможны ни геологическая съемка и описание, ни проведение разведочных и эксплоатационных выработок и туннелей, ни подсчет запасов полезных ископаемых, ни их добыча, ни масса иных промышленных и народнохозяйственных действий. С другой стороны, излишняя, чисто-механическая дробность таких классификаций вредна для геолога, так как затемняет генетические сродства отдельных типов и приводит нередко к слишком предвзятым и оторванным от явлений природы представлениям. Дробные классификации нужны скорее маркшейдерам и горным инженерам, в меньшей мере разведчикам и меньше всего геологам.

Однако известный минимум классификации тектонической терминологии, по возможности точной и твердой, для всякого, особенно начинающего геолога, совершенно обязателен. Эту часть геологии мы называем *морфологией тектоники*, учением о формах залегания горных пород, и ее изучение, систематизация и объяснение всех форм дислокаций составляют предмет *структурной геологии*.[1]

Под именем *структурной геологии* принято объединять все вопросы, касающиеся строения земной коры, т. е. расположения слагающих ее горных пород, условий и способов их залегания и взаимоотношений. Петрография ограничивается изучением лишь самих пород, их состава, внутреннего сложения и происхождения. Для целей общегеологических этого недостаточно — горные породы должны рассматриваться не только сами по себе, в образцах

[1] Под таким названием опубликовано хорошее американское руководство Невина и другое — Виллиса, изданное и на русском языке в переводе Мирчинка. Ту же цель отчасти преследует и курс М. Тетяева, названный им «Основы геотектоники».

и шлифах, но в больших массах, как составные части земной коры; геолог должен уметь или стараться понимать роль и характер каждой породы в общем комплексе их и узнавать ее по ряду внешних признаков. Только таким образом возможно познание относительного возраста горных пород, особенностей условий их происхождения и многообразных, испытанных ими изменений, т. е. всех тех основных данных, из которых слагается как геологическая история каждой данной области, так и происхождение ее пластики — лика Земли.

Фактический материал, взятый из непосредственных наблюдений, мы однако изложим ранее всего.

Как мы видели, горные породы, слагающие литосферу, по своему происхождению (литогенезису) распадаются на две главные группы: изверженные и осадочные. Состав, внутреннее строение, формы и условия залегания каждой из этих групп совершенно различны. С происхождением и краткой характеристикой пород осадочных мы познакомились. Для понимания движения земной коры более всего нам необходимо знание форм залегания осадочных пород. Все они в подавляющем большинстве случаев залегают в форме слоев или пластов, образуя мощные толщи — *свиты* этих пластов, занимающие огромные площади (рис. 106).

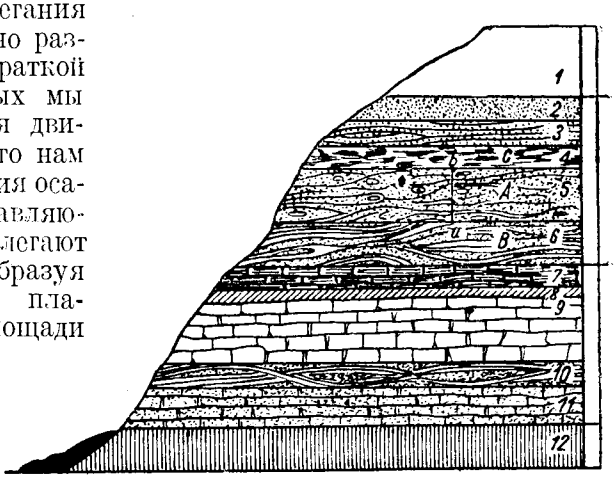


Рис. 106. Обнажение осадочных пород.

Разрез у г. Изюма: *1*—белый мел; *2*—твердый кварцевый песчаник; *3*—песчанистая глина; *4*—зеленый песчаник с кремнистыми ростками; *5*—ноздреватый светлого цвета песчаник с трепелом и желтым песком; *6*—серого цвета песчаник и песок с зелеными зернами и прослойками рухляка; *7*—известняк с Nerinea; *8*—мелкозернистый оолит; *9*—желтоватый мягкий известняк с Gervillia; *10*—твердый известняк с гипсовыми прослатками и бедный окаменелостями; *11*—рухляки и раковистые агломераты с Trigonia clavellata и Cidarites Blumenbachii; *12*—тонкозернистый оолит.

Морфологическая тектоника

Все части земной коры испытали значительные нарушения, изменения и перемещения со времени своего образования. В некоторых случаях эти перемещения ограничивались лишь вертикальными или радиальными движениями больших площадей, не влиявшими на взаимные, внутренние отношения пластов и пород, их слагающих—*движения эпейрогенические*, другие же части земной коры, под воздействием различных возникавших условий и напряжений, подвергались сложным нарушениям весьма разнообразного характера, не только вертикальным, но и горизонтальным,[1] так называемым *дислокациям—движениям орогеническим*. Дислоцированные пласты и свиты представляются нам смятыми, собранными в различные складки и разбитыми трещинами, по плоскостям которых происходили весьма сложные скольжения и передвижения.

Воздействия, которые испытывают горные породы при различных тектонических процессах, выражаются в давлении и реже в изгибах и растяжениях. Предел упругости при этом часто бывает превзойден, что ведет к образованию внутренних разрывов и поверхностей смещения. Под *деформациями* твердых тел (см. главу VIII, § 36) понимают изменения формы их под влиянием ориентированных напряжений (давления), которые в англо-американ-

[1] Термины *вертикальные* и *горизонтальные* относятся к небольшой части поверхности, а *радиальные* и *тангенциальные* — ко всей Земле и следовательно более правильны.

ской литературе (Лейц, Невин, Б. Виллис) называются *стрэсс*. Под «стрэсс» понимают усилие, напряжение, ведущее к деформации, а самую деформацию называют *стрэн* (смещение). Следовательно то, что мы геологически наблюдаем, всегда является только этими смещениями (*стрэн*), но не самими напряжениями (*стрэсс*), о характере которых мы лишь судим и предполагаем на основании наблюдений разных смещений.

Эти два понятия в геологической литературе, особенно русской, не всегда ясно различаются. Если представить себе две соседние частицы одного тела разделенными плоскостью, то все действующие на частицы силы можно разделить на нормальные (перпендикулярные к этой плоскости) и тангенциальные. Напряжения, возникающие вследствие первых, создают растяжение или сжатие, а вследствие вторых — скалывание. В каждом теле имеются три взаимно перпендикулярных плоскости, на каждой из которых напряжение может быть нормальным или тангенциальным; этим определяется трехосный эллипсоид напряжений (рис. 107) по Риппе, обладающий двумя плоскостями скалывания. Величина напряжений по этим осям чаще различная, вследствие чего и происходит изменение формы данного тела.

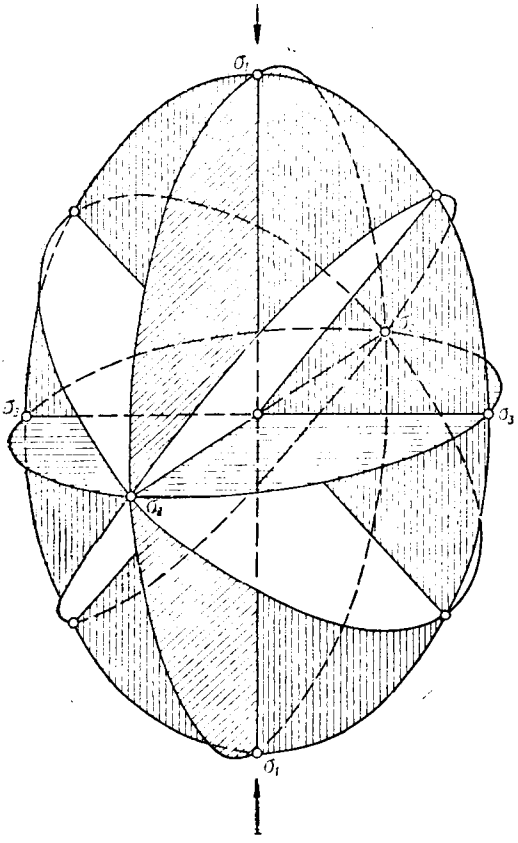
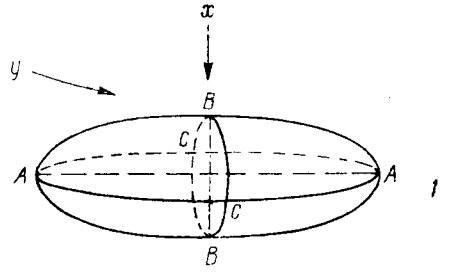


Рис. 107. Эллипсоид напряжений по Риппе.

Горные породы, которые в обычных условиях земной поверхности деформируются без разрыва, не возвращаясь к первоначальной форме, называются *пластичными*, другие же, у которых до известного предела деформация эластичная, а после него наступает разрыв, называются хрупкими, *непластичными*. До этого предела упругости *деформации пропорциональны напряжениям*, происходя согласно *закону Хуко*, и носят временный характер, а после предела они переходят в постоянные, *остаточные*, выражаясь уже *течением*, до некоторого предела наибольших напряжений, после которого наступает разрыв или раздробление пород.

Упругие деформации твердых тел происходят вследствие перемещений их атомов путем смещений — *дисторции* (изменений формы) или изменения объема — *дилатация*. При дисторции, как уже сказано, величины напряжений по трем осям эллипсоида различны, при дилатации же они равны. Оба тина деформаций происходят иногда и совместно, но значение дисторции гораздо больше. Напряжения (стрэссы) дилатационного типа иногда называют равномерным или *гидростатическим давлением*, а дисторционного — неравномерным или *ориентированным давлением*. В последних различают деформации (стрэн) не вращающиеся и вращающиеся. Первые возникают, когда наибольшая ось эллипсоида напряжений остается все время параллельной направлению давления, т. е. происходит простое укорочение тела в данном и удлинение в перпендикулярном ему направлении. Примером такой деформации может служить сжатие на столе резинового мяча вертикальным давле-

нием (рис. 108, *1*). Если же тело, испытывающее напряжение, под влиянием его приходит в непрерывное вращение, то соотношение в нем осей напряжения, направления давления и дифференциальных движений все время изменяется. Подобием такого процесса может служить смещение колоды карт, лежащих на столе, давлением им параллельным. При не вращающихся деформациях плоскости наибольших смещений (скалываний) обычно располагаются под углами близкими к 45° к направлению наибольшего давления, однако так как геологические деформации далеко не всегда этого типа, то и превращать это явление в обязательное правило во всех случаях не следует.



Детальные исследования в этом направлении, как лабораторные, математические, так и полевые, геологические, очень важны и приводят к установке весьма существенных закономерностей в тектонических формах и процессах, в особенности же в отношении условий образования трещин, отдельностей, жил, кливажа, сланцеватости и т. п. как в отдельных местах, так и в целых больших районах, что особенно важно. Литература по этому важному отделу структурной геологии, у нас к сожалению пока совершенно не разрабатываемому, преимущественно американская, а за последнее время частью немецкая.

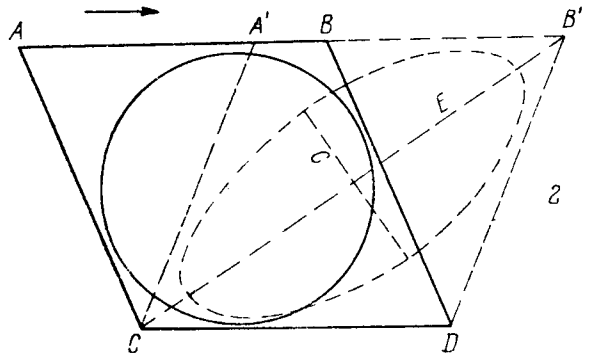


Рис. 108. Эллипсоид напряжений по Невин.

1—не вращающийся, *2*—вращающийся; *AA'*—ось удлинения; *BB'*—ось укорочения.

Эта фигура может возникнуть в результате сжатия в направлении *x* или скалывания по направлению *y*. В случае *2* показана деформация сферы давлением, направленным по стрелке, во вращающийся эллипсоид с осями *E* наибольшей и *C* наименьшей, углы между которыми меняются соответственно прогрессирующей деформации.

Следует отметить, что если за последние годы очень много уделялось внимания (по существу с непропорционально малыми результатами) *причинам горообразования* или геотектогенеза (см. главу X), то гораздо меньше занимаются быть может более важным изучением его *процесса*. Последнее однако может происходить только на основе ясно поставленных физико-математических вопросов, при использовании всех достижений современной физики, механики, строительной механики, изучении различных материалов и форм движения.

Геологические наблюдения устанавливают, что почти все горные породы смяты, изломаны, выдавлены, вытянуты, скручены и вообще механически деформированы самым разнообразным способом. Масштаб этих деформаций весьма различный, время же для них потребовавшееся трудно поддается обычным человеческим измерениям. Однако механические принципы, лежащие в основе этих процессов, не зависят от их масштаба и могут быть анализированы. Задачей структурной геологии и является исследование условий, в которых известные нам физические процессы могут создавать наблюдаемые нами нарушения и изменения горных пород, слагающих литосферу.

Основными активными факторами во всех структурных изменениях горных пород являются разницы давлений или температур или обоих вместе. Наконец, к третьей категории сил, в отличие от первых двух, влияющих на

Землю в целом, но не изменяющих внутреннюю структуру горных пород, относятся силы: центробежная, магнитная и сила приливов.

Действие этих сил могло обладать повторяемостью или же правильной периодичностью, синхронностью в разных частях Земли, или же проявляться локально, т. е. в разных местах в разное время.

Как мы видели, геологические деформации осуществляются тремя основными способами: разрывом, скалыванием и течением. Различные комбинации их образуют всевозможные формы дислокаций: пликативных и дизъюнктивных, тангенциальных и радиальных. Разрыв, по которому одна часть массы отрывается от другой, в своей форме и направлении определяется внутренним сопротивлением данного материала; края разрыва неровные, и он зияет. Этим разрыв отличается от среза, скалывания, в который он однако может переходить (и обратно). Результаты срезывания можно представить себе в действии ножниц; если их лезвия прилегают неплотно и одновременно, то захваченный между ними материал, вращаясь в одну сторону, располагается параллельно плоскости срезывания. Срезывание вызывается двумя взаимно противоположными силами, действующими не вполне по одной плоскости, т. е. образующими пару вращающих сил, действующих в точном соответствии с механическими законами. Поэтому и плоскости, образуемые такими силами в горных массах, являются закономерными, поддающимися математическому анализу, в отличие от поверхностей и направлений разрывов, обусловливаемых только сопротивлением материала.

Течением материала мы называем изменения его формы без заметного разрыва, но в сущности это неточно, так как под этим термином мы понимаем по существу сумму микроскопических молекулярных смещений по плоскостям скалывания, происходящих согласно законам течения; различие здесь скорее масштабное.

Складчатость, являясь прежде всего изгибом пластов, предполагает непременно как сжатие, так и растяжение пород, их слагающих; эти же процессы заключают в себе явления разрыва, скалывания и течения, и следовательно одно или два из них или все три вместе должны быть налицо для осуществления складчатости.

Сбросом является скалывание или разрыв, параллельно плоскости которого обе части разъединенного целого испытали заметное перемещение. В отличие от этого при простом разрыве, в случае перемещения, части удаляются друг от друга в направлениях, перпендикулярных плоскости разрыва.

Наиболее существенным отличием результатов действия систем сил не вращающихся от вращающихся (см. выше) является сохранение осями напряжения первой системы своего первоначального положения, в то время как оси второй вращаются во время деформаций. Первоначальное положение оси удлинения составляет 45° к направлению обеих сил данной пары, но по мере течения процесса деформации оно стремится сделаться параллельным этому направлению. Решить однако в природных условиях, действовало ли в данном случае простое давление или вращающая пара сил — довольно сложно, особенно если исходить лишь из наблюдений в небольшом районе, не прибегая к изучению деформаций в региональном масштабе. Нередко встречаются результаты воздействия сил обеих категорий. Например, если сминалась часть земной коры, то непосредственно впереди нее можно ожидать простого сжатия масс, тогда как по обеим сторонам ее, на флангах, протискивавшихся мимо каких-либо боковых упоров, могли возникать скалывающие напряжения (в горизонтальном плане) с соответствующими деформациями. Анализируя явления разрыва, скалывания и течения в какой-либо массе в отдельности для каждого из этих типов деформаций, можно найти серию осей напряжений, но все они будут ориентированы однородно. Это один из важнейших принципов анализа геологических структур, находящий применение в ряде практических проблем.

Скручивание представляет собой такой случай системы сил, при котором, в противоположность предыдущим, в различных частях массы возникают оси напряжений различно ориентированные. Это объясняется тем, что в этом случае две серии равнодействующих сил действуют на тело в двух противоположных направлениях. Если они вообще действуют вертикально, то в результате тело (или в простейшем случае горизонтальный пласт) будет изогнуто дважды седлообразно, т. е. получится как бы пересечение двух складок. В соответствии с этим верхняя поверхность пласта будет испытывать растяжение по первому направлению и сжатие по второму, или, иначе говоря, ось удлинения будет параллельна первому направлению, а ось укорочения — второму. Обратные отношения возникнут на нижней поверхности пласта. Этим процессом объясняются различные деформации (растрескивания) иногда почти в горизонтальных свитах, испытавших лишь небольшие чередующиеся диференциальные вертикальные движения, плавно изогнутых вверх и вниз (коробление), которые встречаются гораздо чаще, чем принято думать (см. подробнее в § 48).

Три порядка сил влияют на возникновение и условия разрыва горных масс: не уравновешенная внешняя сила, нарушающая сцепление частиц массы, внутреннее их сопротивление и способствующее этому сопротивлению гидростатическое давление окружающей тело среды. Для того чтобы разрыв тела произошел, необходимо достаточное превышение первой силы над второй и третьей.

Итак, под действием напряжений достаточной силы породы деформируются двояким образом — с разломом (fracturing) и без такового, путем пластического перемещения массы породы — ее течения (flowage). Главными фактами, определяющими тот или иной вид деформации, являются свойства самой породы и глубина ее залегания, так как от последней зависит и давление. Базируясь на характере деформации пород, Ван-Хайз предложил делить верхнюю часть земной коры на три зоны.

1. Верхняя — зона разлома. Разрыв пород выражается в виде трещиноватости, отдельности, с местными взаимными смещениями отдельных частей свит и брекчиевидным сложением пород. Наибольшая толщина этой зоны по Ван-Хайзу 10 000—12 000 *м* [*1*], а по Адамсу — до 17 600 *м* [*2*].

2. Средняя — зона разлома, комбинированного с течением, где давление уже достаточно для текучести одних пород, но недостаточно для других; ее толщина определяется в 5 000 *м*.

3. Нижняя — зона течения, в которой все породы, находясь в пластичном состоянии, деформируются грануляцией и перекристаллизацией и где не может существовать зияющих трещин, пустот и пор, за исключением быть может совершенно микроскопических.

В результате течения пород возникает параллельное расположение составных частей, вызывающее листоватое сложение, которое носит различные названия — кливаж (подлинный кливаж), полосчатое, сланцеватое сложение и т. д. Между крайними структурами разлома и течения существует ряд переходных форм.

Почти у всех горных пород наблюдается определенная система трещин и плоскостей, по которым они способны распадаться и раскалываться легче, чем по другим направлениям, причем возникают своеобразные так называемые формы отдельности. Иногда эти трещины и плоскости видны отчетливо, иногда же они выступают только при выветривании пород, при обнажении их в каменоломнях, горных выработках и т. п. Часто происхождение этих трещин связано с явлениями давления, растяжения и скручивания, развивающимися в земной коре под влиянием тектонических процессов; эта категория нарушений, названная еще Добрэ *диаклазами*, рассмотрена ниже

В других же случаях растрескивание пород обязано исключительно

возникающим внутри них самих напряжениям, причиной которых служит стяжение двоякого происхождения:

а) в силу охлаждения застывающей расплавленной массы в породах изверженных;

б) в силу высыхания первоначально влажного вещества в породах осадочных.

Эти две категории явлений удачно названы *formes de retrait*, *Rückzugs-* или *Schwundformen*, а по-русски их можно было бы соответственно называть *формами стяжения*, не смешивая однако со стяжениями — конкрециями (см. главу IV).

Трещины, возникающие этими двумя путями, так сказать первичного происхождения и носят название трещин и плоскостей отдельности или просто *отдельностей* (Absonderungsformen). Отдельность, как явная, так и скрытая (*делимость* — Teilbarkeit), помимо представляемого ею чисто геологического интереса и того, что она служит иногда хорошим признаком для распознавания некоторых пород в поле, имеет весьма важное значение техническое, как при добыче каких-либо каменных материалов, так и при обработке и использовании их для строительных целей. По большей части отдельности являются с этих точек зрения свойством благоприятным, облегчающим добычу и разделку камня, если только им правильно сумеют воспользоваться. Нежелательной является лишь отдельность, разбивающая породу на слишком мелкие части, мало уже технически пригодные.

Трещины, разломы приурочены к верхней *зоне разлома* и могут встречаться как в областях нарушенных, так и не нарушенных горообразованием: при весьма большом горизонтальном их протяжении глубина, на которую они распространяются, ограничена толщиной верхней зоны (т. е. 17 000 *м*).

Трещины (fente, fracture, rupture, cassure, fissure, brisure, crevasse, Spalte, Riss, Bruch, Kluft, Sprung, fracture, break, fissure, rent, crack, cleft) в породах свидетельствуют о разрыве сплошности или о нарушении внутреннего сцепления пород под влиянием какой бы то ни было силы. Так как сцепление в различных породах весьма разнообразно, то очевидно для образования более или менее одинаковых трещин требуются весьма разнообразные силы или, все равно, что одна и та же сила в различных породах производит неодинаковые трещины, нередко в мощной свите пластов одни из них разбиты значительными трещинами, другие же представляют сплошные массы без всяких признаков разрыва; вследствие этого характер и размеры трещин в высшей степени разнообразны. Появлению трещин благоприятствуют следующие условия: хрупкость пород, незначительная мощность покрывающих свит, пустоты внутренние, ослабление сопротивления по плоскостям напластования и др.

Как уже сказано, силы, нарушающие сцепление в породах и производящие трещины, могут быть разделены на две главных категории: одни из них кроются во внутренних свойствах пород и называются, по предложению Лазо, *внутренними* или *энтокинетическими* силами; другие же обусловливаются какими-либо внешними причинами, не имеющими ничего общего ни с физическими, ни с химическими свойствами пород, и называются *внешними* или *экзокинетическими* силами.

К первой категории, т. е. к энтокинетическим силам, принадлежат все те, которые вызываются всевозможными молекулярными изменениями пород под влиянием каких-либо химических или физических процессов.

Так, *превращение* пласта ангидрита в гипс, путем поглощения воды, всегда сопровождается увеличением его объема и образованием целой сети трещин. *Резкое изменение температуры* не только производит трещины в сложных породах, но даже раздробляет некоторые вещества: так, сплошной кусок олова на сильном морозе расщепляется, и при этом правильные кристаллы его с у. в. 7,29 превращаются в квадратные с у. в. 7,67. *Неравно-*

мерное стяжение при остывании вулканических пород, как мы видели, производит правильные и характерные системы трещин (см. главу VIII); то же происходит в контактах. *Высыхание* пород, пропитанных водою, причиняет подобные же явления.

Экзокинетические силы так же разнообразны, как и энтокинетические, но сфера действия их гораздо шире, потому что они не ограничиваются какими-либо определенными породами, но захватывают целую серию различных пород. Силы эти вызываются: *растяжением, давлением, сгибанием* и *скручиванием*, т. е. процессами, сопровождающими дислокацию.

Вопросу о тектонических трещинах в последнее время уделяется большое внимание как с теоретической стороны, так и в связи с вопросами тектоники глубинных кристаллических пород (см. главу VII) и чисто практическими разведочными. Весьма интересны экспериментальные работы и методика полевых наблюдений по трещинам американских геологов [3] с применением стереографических сеток (подобных федоровским). Все теоретические объяснения образования трещин всецело зависят однако от основных тектонических воззрений, которые изложены ниже (см. главу X); главными вопросами здесь являются:

1. Действительно ли каждой области сжатия должна соответствовать и зона растяжения, как многие полагают.

2. Можно ли допускать наличие взаимно пересекающейся, решетчатой складчатости, при которой одно направление выражается на элементах другого преимущественно трещинами.

3. Так как нельзя резко отделять процессы пликативные и тангенциальные от дизъюнктивных, радиальных или, коротко говоря — складки от сбросов, то трудно и проводить точную границу в классификации трещин, возникающих в результате тех или иных тектонических процессов.

4. Плоскости трещин редко являются ровными и вертикальными, как это обычно еще склонны себе представлять некоторые исследователи.

5. При всей изменчивости воззрений двойственность тектонических трещин — *сжатия* и *растяжения*, установленная еще Добрэ, подчеркивается и современными авторами (Вальтер, Грабау и др.). Оба типа трещин могут присутствовать одновременно, различаясь однако своим направлением: трещины сжатия простираются перпендикулярно направлению давления, а трещины растяжения — параллельно.

Вопрос об изучении трещин обязательно должен освещаться одновременно двумя методами: тщательным сбором геологических наблюдений, с освещением мелких местных факторов выводами региональной тектоники и экспериментальными работами в лабораториях, изучающих сопротивление материалов. Недостаточное знание геологами достижений чисто механического изучения деформаций твердого вещества является причиной многих ошибочных гипотез и взглядов в тектонике, а отсюда и заблуждений в разведочном деле.

Первый, обративший внимание на закономерное образование трещин в зависимости от направления давления, был Людерс (1860). Его опыты были развиты и описаны Моором, по имени которого и называются трещины — *диаклазы Моора*, и наконец наиболее полно анализировал вопрос Добрэ.

В зависимости от указанных разнообразных причин происхождения трещин, возможно классифицировать их. Опыты Добрэ [4], затем Гроддека [5] и Лазо [6] во многом разъяснили генезис трещин (рис. 109 и 110).

Все трещины Добрэ называл *литоклазами* (Lithoklase) и разделял их на три группы: *лептоклазы* (Leptoklase), *диаклазы* (Diaklase) и *параклазы* (Paraklase). Лептоклазы распадаются на две подгруппы: *синклазы* (Synklase) и *пиезоклазы* (Piesoklase). Первые обусловливаются внутренними причинами, т. е. охлаждением, высыханием и пр., например трещины отдельности в базальтах, глинах и пр.; вторые же, пиезоклазы, представляют трещины давления, т. е. обязаны внешней или экзокинетической причине; они

большею частью мелкие, незначительного протяжения, но иногда стенки их представляют плоскости скольжения; примером их могут служить трещины, обусловливающие слоеватость пластов, трещины конкреций и пр.

Диаклазы также зависят от внешних причин и представляют трещины с постоянным и значительным простиранием, часто по двум взаимно-перпендикулярным направлениям, из которых одно или совпадает или близко к плоскости падения пластов. Они свойственны нарушенным породам и отличаются от пиезоклаз только размерами, а не генезисом, вследствие чего во многих случаях диаклазы трудно или даже невозможно отделить от пиезоклаз. К диаклазам Добрэ причислял также трещины отдельности в некоторых массивных породах, например в гранитах, которые обусловливают оригинальные формы выветривания, как увидим ниже.

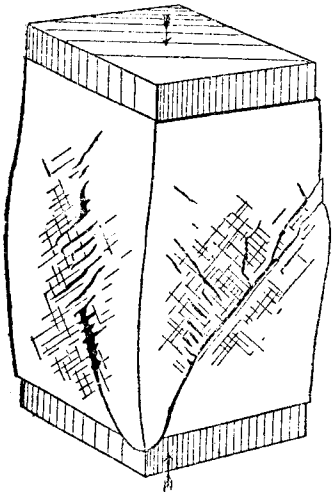


Рис. 109. Искусственные трещины, по Добрэ.

Из этого видно, что диаклазы Добрэ по своему происхождению различны и не имеют строго определенной границы с лентоклазами, а потому часто смешиваются с ними.

Параклазы представляют в сущности те же диаклазы, но только с тем отличием, что по ним происходило скольжение пород или сдвиги, следовательно это в сущности трещины сдвигов и сбросов, что бывает и при пиезоклазах, хотя в меньшей степени; значит и параклазы не имеют достаточно ясной и определенной обособленности и легко смешиваются с другими группами.

Таким образом в классификации Добрэ генетические основания проведены весьма слабо и даже спутаны, вследствие чего перечисленные группы его не имеют ясных и определенных признаков. Недостаток этот значительно ослаблен в классификации Гроддека, которая поэтому имеет преимущество перед классификацией Добрэ.

Гроддек разделял трещины на две главных группы: I. *Трещины стяжения* или *сокращения* (Contractionspalten, fentes de contraction), распадающиеся на две подгруппы: *a* — *трещины охлаждения* (Abkühlungsspalten, fentes de refroidissement) и *b* — *трещины высыхания* (Austrocknungsspalten, fentes de dessication). II' *Трещины дислокации* (Dislocationspalten, fentes de dislocation), которые распадаются на: *a* — *трещины опусканий* и *поднятий* (Einsturz und Aufbruchspalten, fentes d'affaisement et de soulevement); *b* — *трещины складок* (Faltungsspalten, fentes de plissement); α — *по простиранию* (streichende), β — *поперек его* или *окрест простирания* (quershlägige), γ — *под косым углом к простиранию* (spiess-

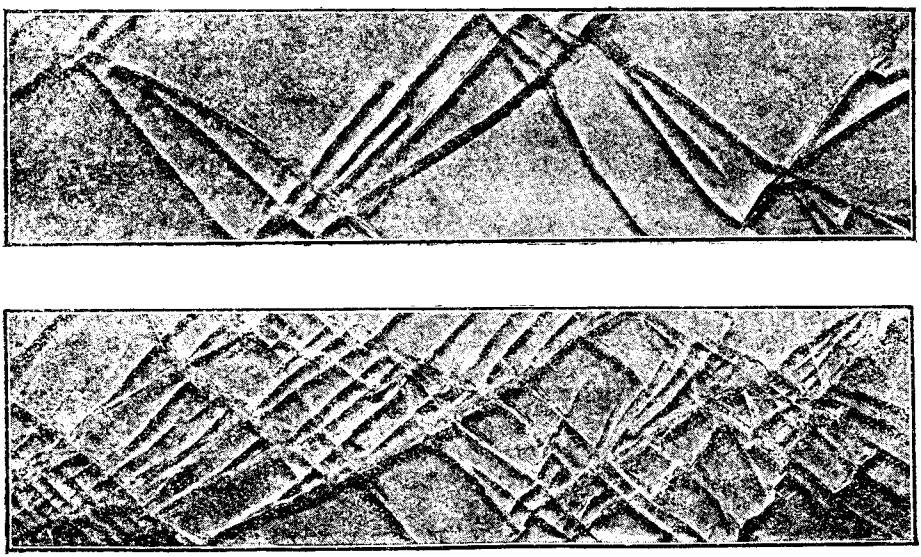


Рис. 110. Искусственные трещины, по Добрэ.

eckige) и γ — *по наслоению*; *c* — *трещины давления* (Pressungsspalten, fentes de pression). В этой классификации хотя генетические основания проведены отчетливее, нежели в классификации Добрэ, но детальная группировка трещин страдает неполнотою, а именно в первой главной группе совсем не указаны трещины, происходящие от химического изменения, а во второй — трещины скручивания. Ввиду этого классификация Лазо, не имеющая недостатков классификаций Добрэ и Гроддека, должна признаваться наиболее совершенною и полною.

Лазо разделил все трещины на две главных группы в зависимости от основных причин, а именно: I — *энтокинетические трещины* (entokinetische Spalten), т. е. происходящие от внутренних или энтокинетических причин, и II — *экзокинетические трещины* (exokinetische Spalten), обусловленные внешними или экзокинетическими причинами.

Энтокинетические трещины в свою очередь разделяются на: *a* — *трещины расширения* (Dilatationsspalten) и *b* — *трещины стяжения* или *сокращения* (Contractionsspalten): α — *от охлаждения* (durch Erkalten) и β — *от высыхания* (durch Austrocknen).

Экзокинетические трещины разделяются на: *a* — *трещины провалов* и *сбросов* (Einsturzspalten); *b* — *трещины поднятия* или *выпячивания* (Aufbruchsspalten); *c* — *трещины изгибов* (Biegungsspalten), между которыми Лазо различал: α — *трещины складок* (Faltungsspalten) и β — *трещины скручивания* (Torsionsspalten); первые из них, т. е. трещины складок, разделяются на: α_1 — *трещины излома* (Bruchsspalten), α_2 — *трещины надвигания* (Schubsspalten), α_3 — *трещины расщепления* (Aufblätterungsspalten); *d* — *трещины давления* (Pressungsspalten).

Что касается первой категории, т. е. *энтокинетических трещин*, то они не требуют дальнейшего объяснения. Трещины эти большею частью небольших размеров, располагаются или неправильно, как например в пластах гипса, образовавшихся из ангидрита, или же правильно, как в базальтах, но во всяком случае — целыми группами и всегда приурочиваются к определенным породам, за пределы которых они никогда не выходят, каким бы развитием и сложностью они ни обладали. При заполнении их минеральным веществом они образуют целую сеть мелких жил.

Знание свойств этих трещин и происшедших из них жил оказывает существенную услугу при разведках в определении запасов и даже при разработке рудных месторождений, ограниченных известною определенною породою.

Экзокинетические трещины гораздо разнообразнее и не обусловливаются только какими-либо петрографическими свойствами пород, а весьма часто прорезывают целые свиты пластов, различных по составу и возрасту, поэтому и жилы полезных ископаемых, происшедшие из них, отличаются бо́льшим протяжением и мощностью, а также и определенностью направления.

Трещины от обвалов, оползней и *сбросов* могут быть названы также трещинами опускания, потому что разрыв и движение пород большею частью происходят быстро, как это часто наблюдается при опускании кровли в выработанных пространствах рудников и что в естественном виде происходит например в подземных пустотах или пещерах и т. д.; в том и другом случае нередко трещины появляются в таком количестве, что вся порода разбивается на отдельные куски (см. т. II, гл. IV);

Трещины выпячивания или поднятия наиболее отчетливо проявляются при выступании на поверхность вулканических пород и вообще при вулканических извержениях; как увидим ниже, трещины эти часто располагаются радиально и служат для образования втеков или инъекций лакколитов и батолитов.

Между трещинами изогнутия преобладают *трещины складок* (рис. 111). Если твердые породы претерпевают складчатость от бокового давления, то очевидно в местах наибо́льшего растяжения, например на требне складок, могут образоваться различные трещины, направление которых по отношению к простиранию складок может быть различно и зависит от правильности самих складок; если складки образуются правильными и прямолинейными, то трещины простираются согласно с простиранием гребня складок; при изогнутости их или неравномерности давления или при какой-либо задержке трещины простираются не только под углом, но даже поперек простирания складок; по таким трещинам иногда складки разрываются, и одна часть их сдвигается по отношению

к другой, как это нередко встречается в каменноугольных пластах; в тонкостонстых породах происходит иногда расщепление на слои; при заполнении таких трещин происходят пластовые жилы и залежи. Система таких трещин прекрасно изучена Кайзером [7] и др. для Гарца, где они проникают даже в массу гранита Брокена, производя в нем также сдвиги и сбросы. Одни из них простираются параллельно направлению оси гор, другие же поперек, а третьи, наконец, диагонально.

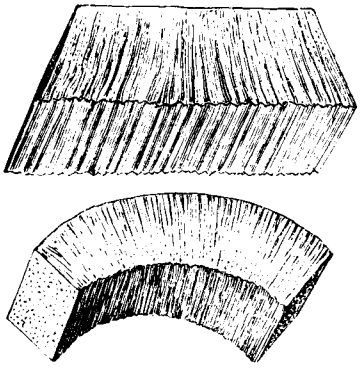


Рис. 111. Образование трещин при изгибе пласта.

Сложные системы трещин, подобные трещинам Гарца, Корнваллиса и др., большею частью представляют *трещины скручивания* и притом разновременного образования. Лучший пример в этом отношении представляют трещины Гарца, превращенные в различные жилы.

Скручивание складок и образование сложной системы трещин до некоторой степени разъясняется опытами Добрэ, который подвергал вращению на 20° стеклянную пластинку в 7 *мм* толщиной, укрепленную одним концом неподвижно; при этом на краях пластинки появлялись перекрещивающиеся и лучеобразные системы трещин (см. рис. 110). Хотя, как справедливо заметил Зюсс, условия опыта Добрэ далеко не похожи на естественные, тем не менее система полученных им трещин скручивания имеет поразительное сходство с расположением трещин у Андреасберга (рис. 112), где различают три главных направления: трещины Одера, Акера и свита Андреасбергских жил (Oderspalte, Ackerspalte und die Andreasberger Rauscheln). Трещина Одера, около 14 *км* длиною, начинается несколько восточнее Андреасберга и сначала идет на СЗС, а затем поворачивает почти прямо на С; восточное крыло ее опустилось и сдви-

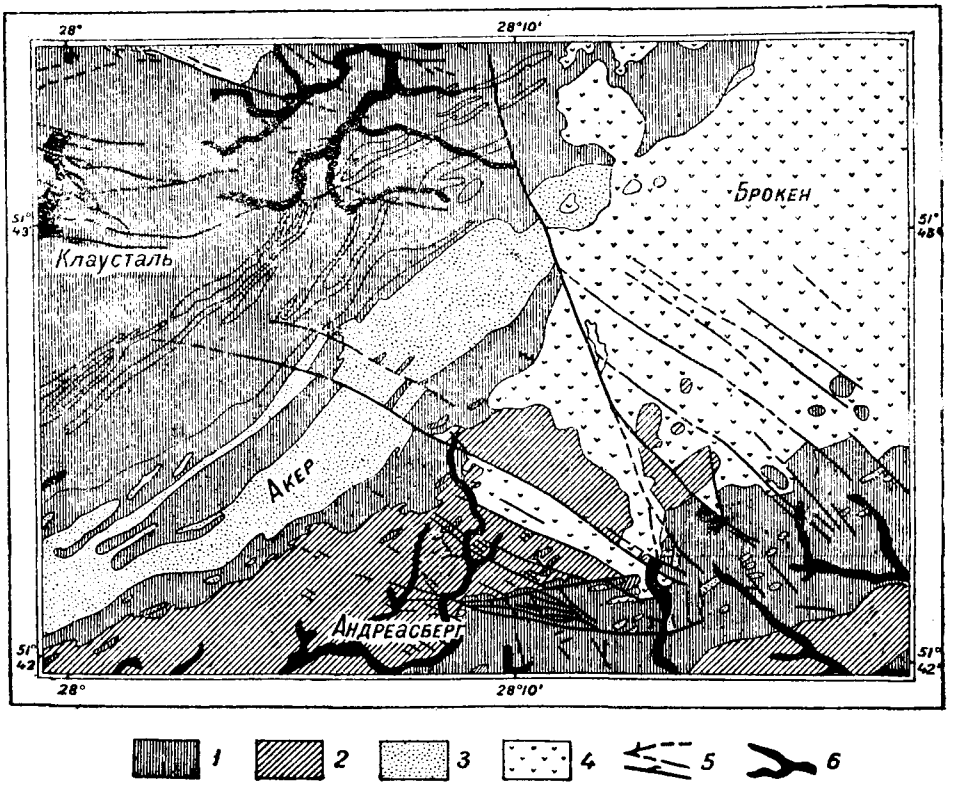


Рис. 112. Система трещин Андреасберга.
1—**кульм**; *2*—**граувакка Таннера**; *3*—**спирифероный песчаник**; *4*—**гранит**; *5*—**линии сбросов**; *6*—**долины**.

нулось к С (см. рис. 112); оно прорезано несколькими трещинами, пересекающими главную под острым углом и простирающимися на СЗ; в самой южной из них заметно стремление к повороту на С.

Трещина Акера (см. рис. 112) начинается вблизи исходного пункта предыдущей, но простирается на СЗ с уклонением к З. Между обеими этими трещинами залегает целая свита длинных трещин Клаусталя, представляющих переходы от одного направления простирания к другому, т. е. между З и С.

Наконец свита трещин Андреасберга, заполненных богатыми серебряными рудами (см. рис. 112), дополняет лучеобразное расположение жил Гарца; по этим трещинам наблюдаются многочисленные сдвиги и сбросы.

Весьма вероятно, что скручивание встречается в природе гораздо чаще, чем это предполагали, но дело в том, что только в редких случаях возможно обнаружить его, так как немного местностей находится в таких счастливых условиях для детальных и точных исследований как Гарц с его многочисленными и старинными рудниками.

Много поучительного в этом отношении представляют ледниковые трещины, образующиеся и преобразующиеся под влиянием вытягивания, вследствие неравномерной скорости движения в средине и по краям ледника.

Совсем другое значение имеют *трещины давления*, которые при несравненно большем распространении никогда однако не достигают таких значительных размеров как предыдущие и в этом отношении ближе стоят к энтокинетическим трещинам. Трещины

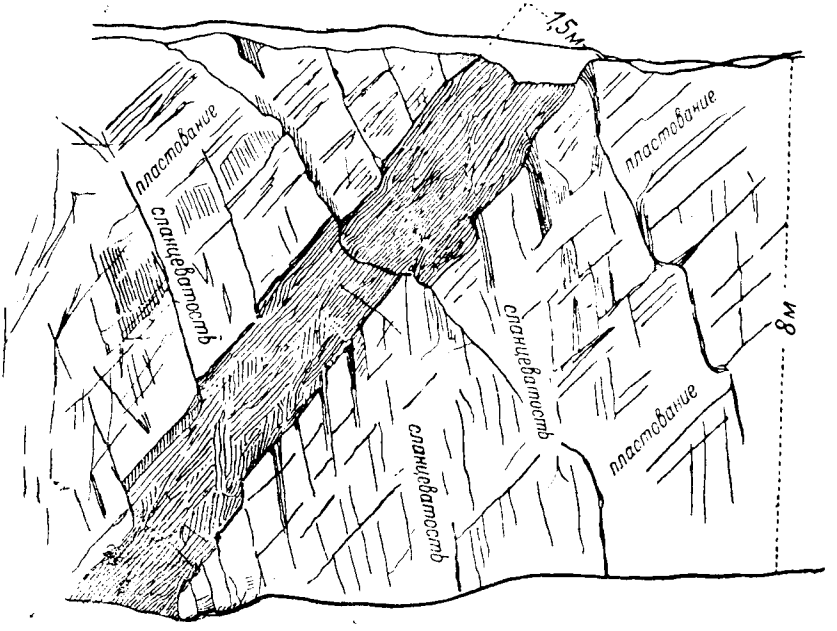


Рис. 113. Маскировка пластования сланцеватостью, по Леппсусу.

давления образуются даже в совершенно горизонтальных, нисколько не нарушенных пластах, обусловливая слоеватость, пластинчатую отдельность мергелей и глин, раздробление септарий, окаменелостей и появление стилолитов в известняках; некоторые пласты, а иногда и целые свиты их раздробляются или на отдельные куски, например так называемый руинный мрамор Флоренции (pietra pacsina). Но гораздо большее значение приобретают они в нарушенных пластах, где производят так называемую *вторичную сланцеватость* или *кливаж* (clivage). В первом случае их легко смешать с энтокинетическими трещинами, а во втором с некоторыми группами экзокинетических трещин, тем более что трещины давления нередко проявляются совместно со всеми другими, образуя прожилки в больших жилах или даже мелкие (апофизы) ветви их. Кливаж имеет наибольшее геологическое значение как по своему распространению, так и потому еще, что он всегда служит указателем направления давления. Давно уже констатировано, что кливаж, подобно большим складкам, располагается нормально к направлению наисильнейшего давления и что падение его, большею частью крутое, нисколько не зависит от падения пластов, а простирание совпадает с простиранием пластов и горных складок как крупных элементов, обусловленных тем же давлением. При сильном развитии кливаж маскирует истинное пластование (рис. 113); в таких случаях, весьма важных не только в теоретическом, но и в практическом отношении, особенно при горных разведках, как уже упоминалось выше, для определения истинного пластования необходимо руководствоваться вышеизложенными свойствами плоскостей напластования. Так как кливаж

представляет одно из следствий дислокации, то происхождение его описано ниже при изложении динамометаморфизма.

Лазо указывал, что если нижняя часть горизонтальных или мало наклонных пластов претерпевает какое-либо боковое движение, тогда вышележащие пласты должны испытывать скручивание со всеми его последствиями; большую часть диаклаз Добрэ Лазо причислял к трещинам скручивания. При значительном развитии на больших площадях трещины эти отражаются на вертикальном и горизонтальном расчленении страны, например современный рельеф Норвегии по Черульфу [8] (рис. 114) очевидно обусловлен сложной системой трещин; недавно Седерхольм распространил и расширил анализ Черульфа на всю Фенноскандию, выдвинув большое значение трещин верхней хрупкой части земли, или *склеросферы;* точно так же

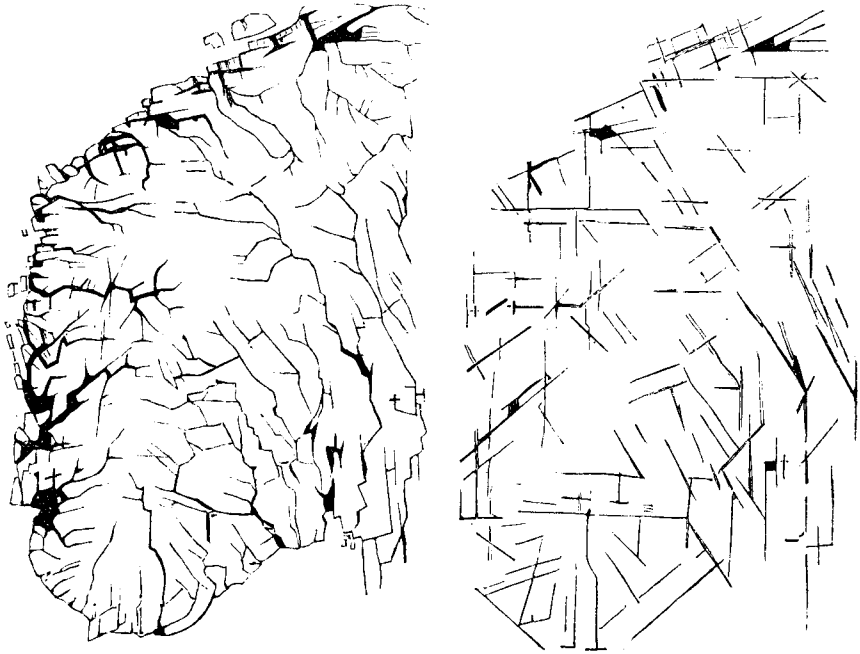


Рис. 114. Система трещин Норвегии.

рельеф и очертания ост-индских островов в главных чертах зависят от расположения основных трещин. Также вся речная сеть Висконсина обусловлена двумя системами трещин, пересекающихся прямоугольно. Весьма вероятно, что при более подробных исследованиях соотношение между трещинами и орографическими особенностями стран обнаружится еще теснее, чем это известно в настоящее время.

Для Эстонии Тейхерт указал на возможность выяснения тектонических явлений путем тщательных наблюдений и замеров трещин в осадочных свитах разного возраста. С начала нашего века и особенно за последнее время много внимания уделено вопросу о генезисе трещин и его анализу школами Гейдельберга (Саломон) [9], Грейфсвальда (Бубнов) в Германии и Бухера (Цинциннати в США). Вопрос о важном техническом значении (для каменной промышленности) трещин особенно детально разработал Ринне (Германия).

Интересны те наблюдения, которые были сделаны за последние годы некоторыми сотрудниками Геологического института в Грейфсвальде на островах Готланд и Эйланд Балтийского моря, сложенных кембро-силуром. Здесь было замерено на 110 обнажениях более 5 500 трещин. При этом

выяснилась унаследованность старых движений и несомненно, что все окружающие балтийскую мульду орогенические зоны разных возрастов так или иначе влияли на ее образование. Однако все эти движения повидимому все-таки сказывались в омоложении первичного плана и проявлялись в вышележащих осадочных свитах их растрескиванием в двух основных направлениях — СВ и СЗ, причем северо-восточное обязано главным образом давлению каледонскому, балтийской мульды, а северо-западное — растяжению в перпендикулярном направлении. Явления, подобные этим, описаны Клоосом по наблюдению трещин в районе Осло. В Финляндии системы трещин также отчетливы (рис. 115). Наблюдения по шведско-лапландской границе, а также по побережью Скагеррака показывают чрезвычайную ясность, но и сложность процесса растрескивания Фенноскандии. Исследования северной и средней Германии (Леман, Филипп и школа Стилле) дают возможность связывать наблюдаемые там направления с балтийскими. Основная система трещин СВ направления, покрывающая кембро-силурий-



Рис. 115. Система трещин юго-западной Финляндии.

скую платформу Готланда, Эйланда и Кальмара, заложилась, очевидно, в иотнийское время. Растяжение, давшее трещины СЗ направления, произошло в следующую стадию. Граниты острова Борнгольм, независимо от их различного возраста, показывают ясное рассланцевание и иногда параллельную структуру, элементы которой простираются с З на В или с ЗСЗ на ВЮВ (наблюдения Кауфмана). Плоскости эти падают в северной части Борнгольма на С; поперечно к этим плоскостям почти везде наблюдаются и поперечные меридиональные или близкие к ним системы трещин. Эта система связана, как видно по многочисленным аплитовым жилам, с процессами застывания гранитов. К ним же привязаны и докембрийские, хотя и позже гранитов появившиеся, диабазы Борнгольма. Введение элемента времени может разъяснить кажущееся противоречие в механическом объяснении происхождения системы трещин южной Швеции, Балтийской плиты и Борнгольма, показывая, что в иотнийское время началось изменение тектонических импульсов, продолжавшееся до готландского времени. Весьма важно, что тектоника палеозойского верхнего строения всей этой области, хотя и следует старым структурам, однако вызвана импульсами нового порядка в иотнийское время.

На Кольском полуострове А. Полкановым еще ранее, благодаря тщательному изучению трещин в массивных породах, были установлены направления основных тектонических напряжений, а вместе с тем и выработан метод картирования и анализа тектоники массивных пород, более известный в литературе под названием метода Клооса [*10*]. Клоос занялся им позднее независимо от Полканова, но разработал метод детальнее.

Дизъюнктивные дислокации развиваются из первоначально небольших трещин. Вместе с тем трещины же различных размеров сопровождают и иликативные дислокации, развиваясь в различных частях складок, как мы это увидим. Тектонические трещины по ряду связанных с ними явлений (выходы газов, вод, нефти, рудо- и минералообразование, ослабление горных масс, предназначенных для основания сооружений) играют важную геологическую роль и, имея практическое значение, требуют более внимательного, чем обычно, изучения. Распространено мнение, что трещины в горных породах возникали одновременно и в связи с орогеническими процессами, захватывавшими данную область. При этом обычно подчеркивают наличие двух систем трещин, пересекающихся между собой под прямыми углами (*система Моора*). Образование таких систем трещин объясняется обычно тангенциальным давлением, действовавшим по биссектрисе угла между системой трещин. Однако далеко не все трещины следует относить к этим *одновременным* или так называемым *синорогеновым*. Их отличительной чертой является то, что они не только по простиранию, но и по углу падения (средней крутизны) равнозначны с однородными, но лишь более развитыми большими и малыми тектоническими элементами. Однако кроме таких синорогеновых трещин встречаются и другие, обычно перпендикулярные напластованию, причем наклон их в этих случаях объясняется только наклоном пластов. Образование таких трещин должно было закончиться уже к началу больших орогенических процессов и даже до отложения мощных вышележащих толщ. Эти трещины представляют собой полную противоположность синорогеновым трещинам Моора. Трещины Моора пересекаются между собой в профиле, но параллельны в плане, первые же — обратно. К тому же они встречаются и в областях, совершенно не затронутых складкообразовательными движениями, абсолютно не смятых в складки. Из механических опытов изучения сопротивления материалов мы знаем, что кроме трещин давления, скалывания существуют и трещины растяжения, располагающиеся поперечно наибольшему растягивающему усилию.[1] Такие тектонические разрывы названы Лотце [*11*] *разрывами отделения* (Trennungsbrüche). По аналогии с опытом над пластинами, прогиб которых для получения таких трещин должен быть совершенно ничтожным, возникает предположение о возникновении трещин растяжения или отделения именно благодаря выгибанию целых больших районов радиальными медленными эпейрогеническими движениями. Такое выгибание намечало, предопределяло систему растрескивания верхних слоев выгибающегося комплекса, которая в дальнейшем лишь усиливалась.

Этот вывод чрезвычайно важец в том смысле, что такого порядка трещины должны указывать на историю именно эпейрогенических движений больших площадей и связанных с ними палеогеографических изменений. Если бы удалось подметить закономерность распределения таких систем трещин по всей Земле, то можно было бы вывести ряд деформаций, может быть как результат изменения оси вращения и скоростей или обоих фак-

[1] Процессы эти иллюстрируются опытами Баха (1917 г.) над сгибанием тонких железо-бетонных пластин, лежавших краями на опорах, давлением последовательно увеличивавшихся грузов до 40 000 *кг*. При этом по углам пластин возникали диагональные трещины, а в средней части, кроме того, — системы пересекающихся под прямым углом и параллельных краям пластины трещин.

торов вместе, особенно сравнивая эти закономерности в разных формациях. Этим путем явилась бы возможность вывести историю изменений геоида.

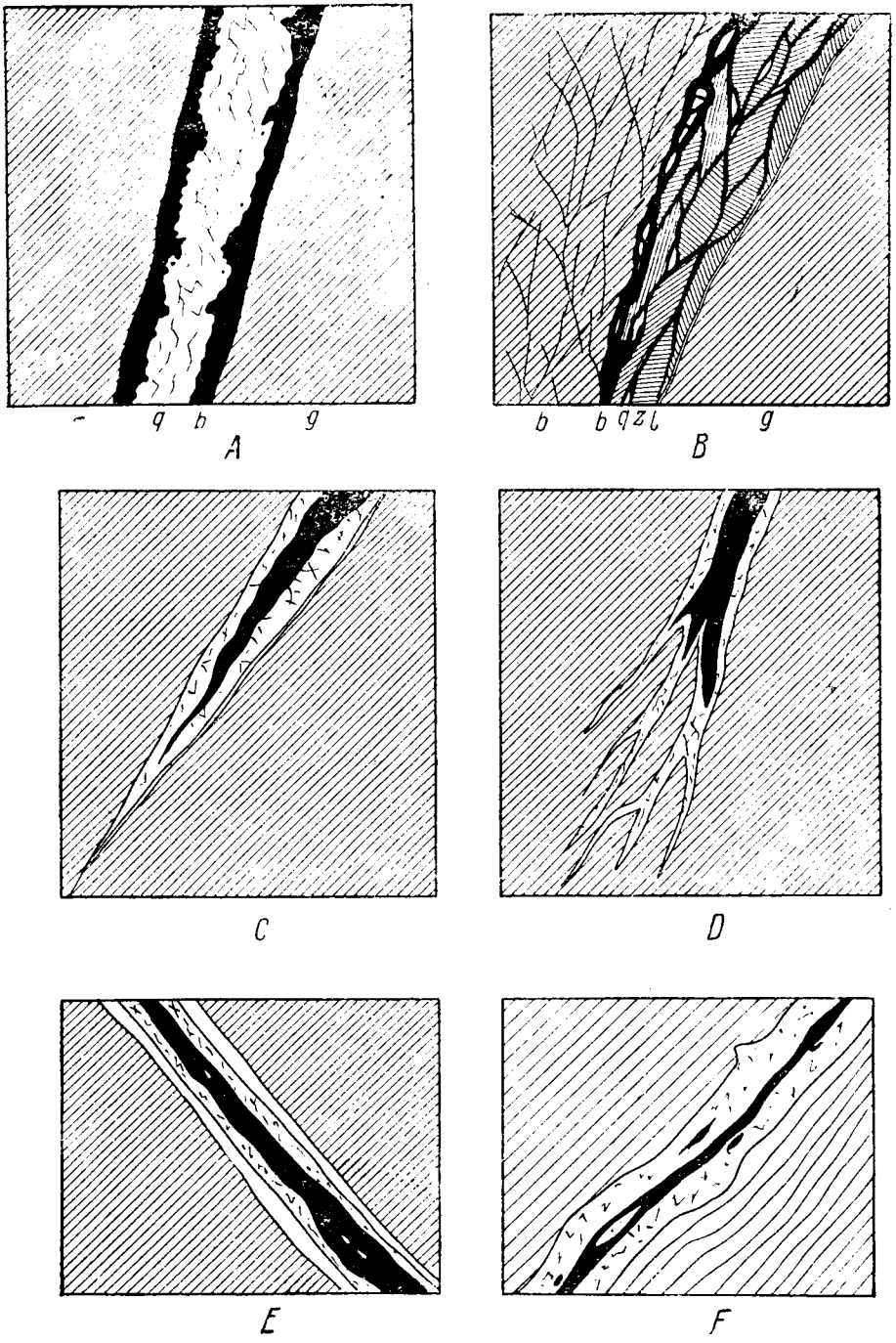


Рис. 116. Различные типы жил.

A—простая жила; *B*—сложная жила; *C*—выклинивание жилы; *D*—разветвление жилы; *E*—поперечная жила; *F*—пластовая жила.

Э. Лебедевым [*12*] применена теория сопротивления материалов и упругости к изучению деформаций горных пород Карелии у Надвоиц. Им

вычислено направление действия сил, исходя из принципа Моора, т. е. расположения трещин под углом 45° к давлению. Более древние деформации (золотосодержащие жилы кварца) порождены компонентом, действовавшим по направлению СЗ 295°, а более молодые по направлению ЮЗ, обусловившему изгибы и даже рельеф района.



Рис. 117. Жила кварца.
Образец Горного музея в натуральную величину.

Видны обе поверхности трещины, заполнившейся кварцем, и изогнутые его кристаллов под влиянием последующего давления.

Примечание: Из различных интересных для геолога методов изучения испытанных горными породами деформаций укажем на метод изучения галек конгломератов с точки зрения тех механических деформаций, которые испытали породы, давшие эти гальки, до своего разрушения [*13*]. Предлагается изучать тектонические нарушения в гальках конгломератов, в отличие от тех, которые затрагивают лишь цемент их и являются очевидно позднейшими.

Эти данные особенно важны для характеристики всех внутриформационных конгломератов. Изучение разрывов и трещин имеет громадное значение для понимания образования и расположения жил.

Жилою (Gänge, veins, dykes, filons) (рис. 116—125) *называется трещина,*

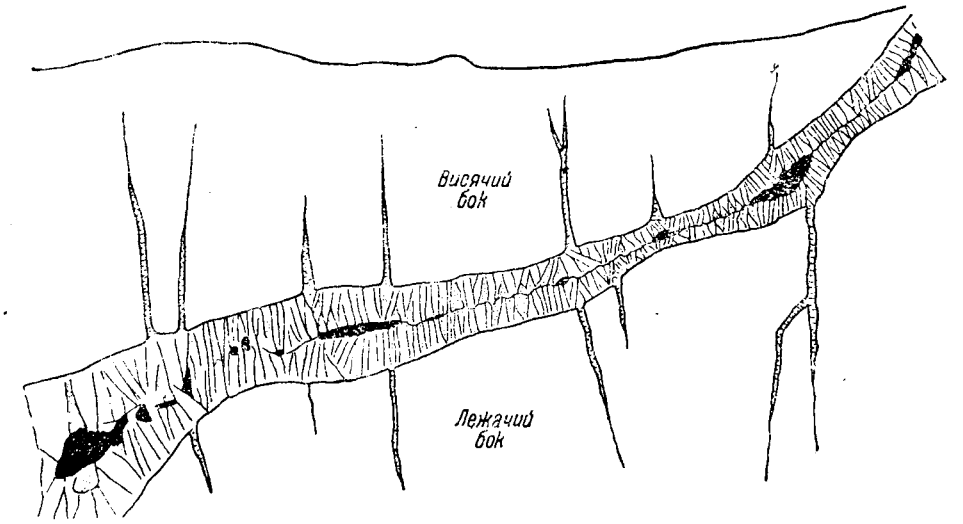


Рис. 118. Разрез кварцевой жилы с рудными включениями (черные), от которой отходят апофизы в стороны.

заполненная какой-либо породою. Если минеральная масса заполняет несколько трещин, располагающихся близко друг к другу, то получается *свита*

жил, которая может состоять из параллельных, сетчатых лучистых и пересекающихся жил (см. рис. 112, 122). Иногда от главной большой жилы отходят боковые ветви, которые называются *апофизами*. Окраины жилы, отличающиеся по своему строению от средней части ее, называются *зальбандами* жилы (см. *b* на рис. 116, *A*). Жилы, залегающие в слоистых породах, могут располагаться параллельно пластам и называются *пластовыми жилами*

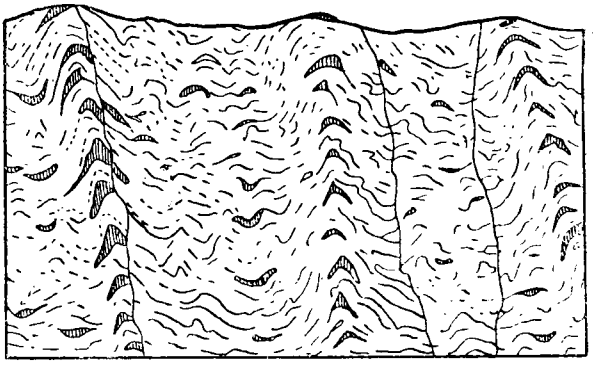


Рис. 119. Седловидные жилы: рудные выделения в перегибах складок.

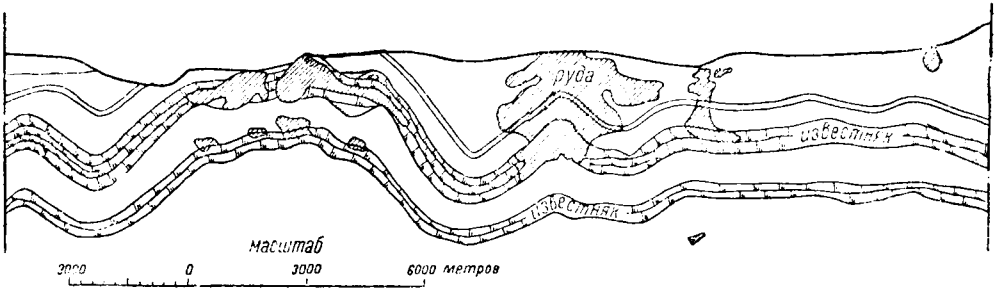


Рис. 120. Седловидная жила.

или *жильною залежью* (sills) (см. рис. 116, *F* и 118); в противном случае — перпендикулярными или наклонными, в зависимости от положения, и тогда называются *настоящими жилами*. Верхняя часть всякой наклонной жилы называется *висячим боком*, а нижняя — *лежачим* боком; кратчайшее расстоя-

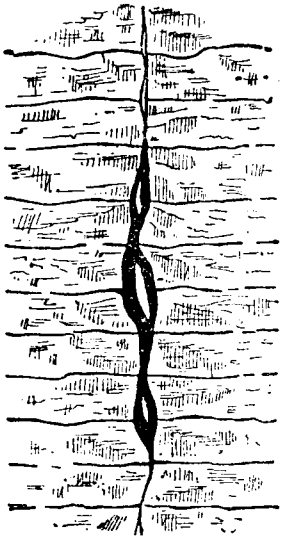


Рис. 121. Рубцовая жила.

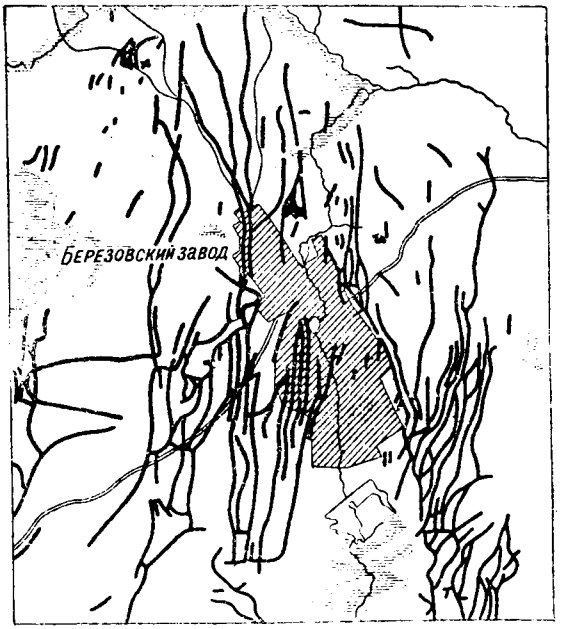


Рис. 122. Свита жил березита у Березовска на Урале.

ние между ними называется *мощностью жилы*, которая изменчива так же, как ширина трещин, а потому в жилах часто наблюдаются: утолщения, утонения и пережимы до выклинивания (рис. 116, *С*). При значительной мощности жилы и при небольшом простирании ее она называется *жильным штоком*. Размеры жил весьма разнообразны — от нескольких сантиметров до нескольких километров, а по простиранию до сотни километров. Взаимное пересечение жил дает возможность определять их относительную древность, например жила *3*, прорезывающая и пересекающая жилы *2* и *1* (рис. 124), очевидно более новая, нежели жилы *1* и *2*; с другой стороны, жила *2* новее, чем жила *1*.

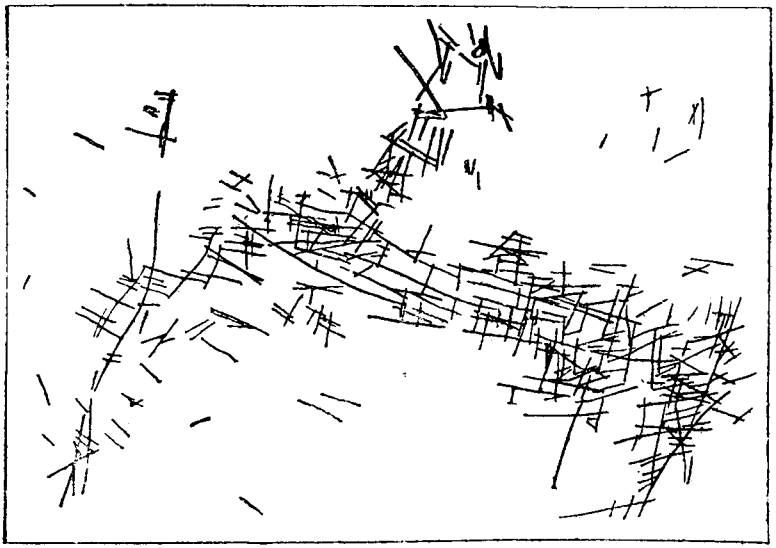


Рис. 123. Расположение рудных жил Фрейберга в Саксонии.

Жилы, ограниченные правильными параллельными плоскостями, имеющие вид пластов, но секущие окружающие породы (массивные или пластовые), носят название *даек* (dykes) (рис. 125).

Интересно, что направление трещин не имеет никакого отношения к оруденелости их: нередко параллельные между собою трещины содержат весьма разнообразные вещества: железные, медные, свинцово-серебряные руды, тяжелый шпат, кварц и пр., даже одна и та же трещина в разных местах содержит различные вещества. Словом образование трещин и превращение их в жилы представляют два независимые друг от друга геологические процесса [*14*].

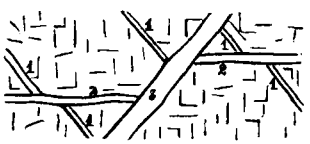


Рис. 124. Схема возраста жил.

1—2—старейшие: *3*—новейшая.

По материалу заполнения различают жилы минеральные — рудные и жилы горных изверженных пород. В особую, более редкую группу можно выделить жилы, состоящие из обломочного материала. Примеры таковых описаны из Калифорнии [*15*], где жилы — дайки песчаника, подчас значительной мощности (до 2 *м*), пересекают различные третичные и меловые породы, а также граниты, базальты и пр., протягиваясь на несколько километров, и объясняются заполнением материалом нижележащего песчаника трещин, возникших при землетрясениях (см. главу VIII).

Аналогичное явление песчаниковой дайки, пересекающей верхнемеловые известняки, имеется в Саксонии около Wienböln, где она произошла внедрением по трещине сброса вышележащих третичных песков, а также

в Алатырском районе, где дайки плотного олигоценового песчаника (с фауной) внедряются сверху в неокомовые глины; возможное объяснение этого дано А. Павловым [16]. Оно состоит в том, что глинистый берег третичного бассейна испытал растрескивание, быть может сейсмическое, вернее даже подводное, причем открывшиеся трещины были немедленно заполнены морским песком с раковинами. При выщелачивании и размывании известняков остающаяся глинистая масса нередко также внедряется в трещины нижележащих известняков, образуя жилы и дайки глины.

Размеры, достигаемые рудными жилами, чрезвычайно значительны: так в Чехии и Калифорнии имеются жилы длиной от 80 *м* до 200 *км*.

Ширина — мощность жил достигает в Комстоке и Неваде 80 *м*, а большая богемская жила (Der grosse Pfahl), величайшая известная на земле кварцевая рудная жила, при средней мощности в 25 *м* местами раздувается до 100 *м*.

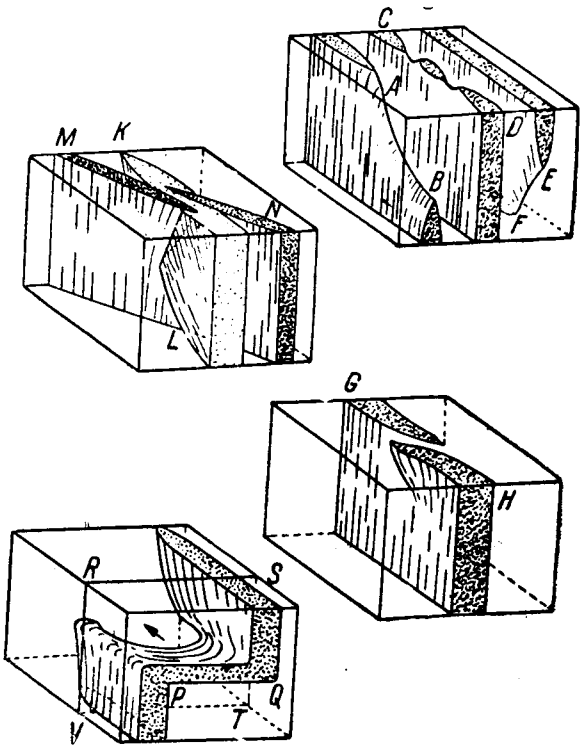


Рис. 125. Различные случаи залегания и обнажения даек.

Кроме уже указанной важная литература по вопросам о генезисе трещин и образованию жил принадлежит И. Вальтеру [17], Е. Хаарману [18], Е. Зейдель, И. Седерхольму, С. Ласки, И. Рей и др. Последние два автора — американцы — дали ряд интересных описаний американских месторождений, обязанных своим происхождением различным системам нарушений. Анализ расположения жил сопровождается в некоторых случаях опытами давления (Мид). Такой детальный анализ дает возможность установить совершенно другую, чем ранее принималось, последовательность образования разломов, определение первичной системы разломов, минерализацию, образование жил и других рудных тел. Основными принципами при этом являются следующие:

1. Трещины становятся жилами только после их минерализации.

2. Возраст жил следует определять временем их минерализации, а не образованием самой трещины, в которой эта минерализация в дальнейшем произошла.

3. Пересекающиеся трещины могут быть разного возраста, но если они все минерализованы в одно время, то практически их следует принимать за одновозрастные.

В некоторых случаях замечено, что поперечные второстепенные нарушения прекращаются перед каким-нибудь главным нарушением, иначе говоря—поперечные разломы указывают на характер движений, их создавших.

В последнее время чаще высказывается мнение, что открытие трещин и их выполнение жильным материалом не являются следующими один за другим процессами, но что напротив трещины продолжают открываться и во время кристаллизации жильного вещества. Берг считает, что и структура жил зависит главным образом оттого, происходит ли открытие трещин скорее

пли медленнее их выполнения. В первом случае минералы отлагаются симметричными слоями, во втором же каждая трещина немедленно наполняется жильным материалом.

§ 22. ИЗМЕНЕНИЕ ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО ЗАЛЕГАНИЯ ПЛАСТОВ. СКЛАДЧАТОСТЬ[1]

Параллельно лежащие пласты, горизонтальные или наклоненные, называются *согласными* между собой (см. рис. 106), пласты непараллельные— *несогласными;* иначе, мы говорим об угловом залегании согласном и несогласном[2] (см. рис. 99, 101, 126).

Каждый выведенный из своего горизонтального положения пласт представляет собою наклонную плоскость, положение которой в пространстве определяется: *простиранием,* т. е. линией пересечения пласта с горизонтальной плоскостью, и *падением*, т. е. его наклоном к ней в угловых градусах (рис. 127 и 128).

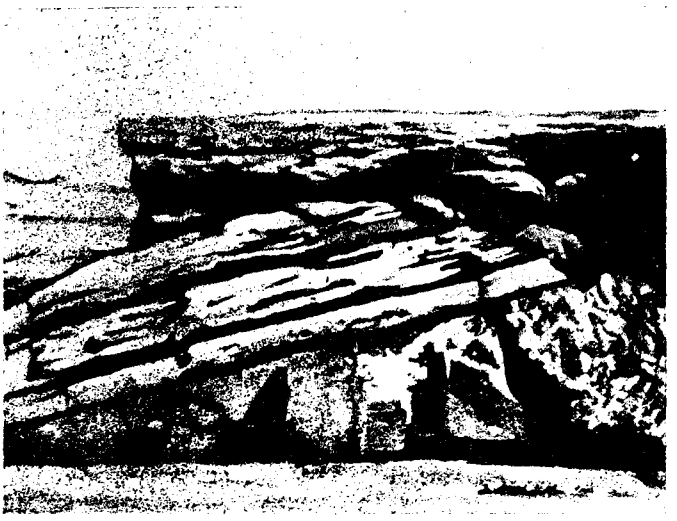


Рис. 126. Несогласное залегание горизонтального пласта на наклонных. Р. Акуба, Фергана. Фот. Д. Мушкетова.

Простирание и падение наклонно лежащего пласта называют его элементами залегания. Их определяют при помощи горного компаса (рис. 129 и 130). Вместо простирания пласта обыкновенно определяют направление его падения, составляющее прямой угол с простиранием.

Кроме направления, или *азимута падения,* определяют и *угол падения*, т. е. угол, образуемый плоскостью пласта с горизонтальной линией. Эти две величины вполне определяют положение каждого пласта в пространстве и являются необходимыми основными данными при каждой геологической работе, составлении геологической карты и разрезов. Так как лимб современных горных компасов разделен на 360°, то надписание стран света излишне и достаточно указание лишь двух цифр, которые удобно писать в виде дроби, таким образом, что в числителе пишется величина азимута, а в знаменателе — угол падения, например, $\frac{160^\circ}{37^\circ}$ будет значить, что пласт падает (наклонен) на юго-восток по азимуту в 160° и под углом в 37°.

Привыкнуть к совершенно уверенному употреблению горного компаса, главного, почти единственного инструмента геолога, к тому же весьма простого, необходимо каждому в самом начале своего геологического обучения.[3]

[1] В § 22—24 дается описание лишь морфологии тектонических форм, без изложения как теоретических взглядов на их происхождение (см. главу X), так и способов их наблюдения в природе и картирования. Последнее изложено в Полевой геологии В. Вебера или В. Обручева. То же касается и рассмотрения проекций сбросов на денудированную поверхность.

[2] Несогласие, однако, может быть не только угловое, но и стратиграфическое, т. е. даже при параллельности пластов между собой.

[3] Подробно это излагается в курсах Полевой геологии В. Вебера или В. Обручева, а также в горной геометрии.

Одновременно надо усвоить основные понятия о геологических картах и разрезах.

Радиальные колебания земной коры, ее *волны*, при всей их ничтожности относительно величины земного диаметра (12 700 *км*), достаточно ве-

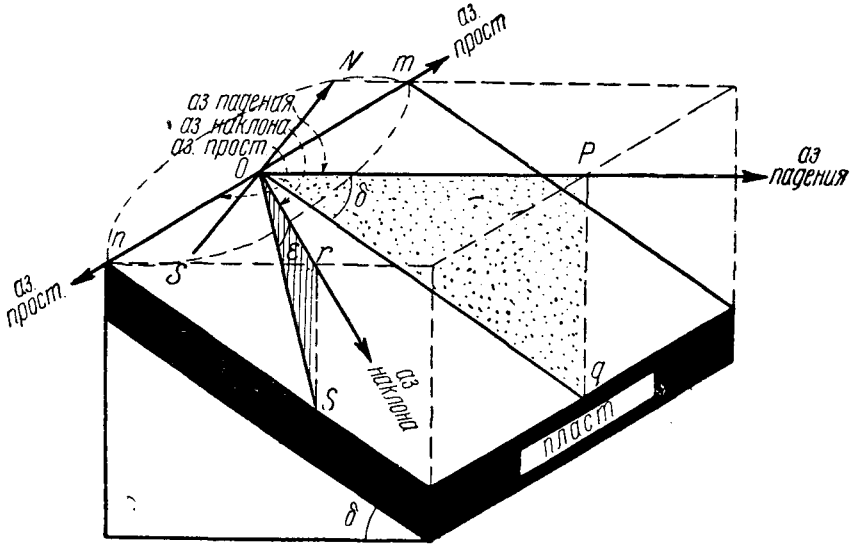


Рис. 127. Элементы залегания пласта. По В. П. Веберу.

mn—простирание пласта (азимуты простирания: *Om*—на ЮВ и *On* на ЮЗ); *OP*—азимут падения; ∠*POq*—угол падения (*δ*); *Or*—азимут одного из наклонов пласта; ∠*rOS*—угол этого наклона (*ε*). По левой кромке диаграммы показаны отсечты азимутов концентрическими дугами. Плоскость падения—в точках; плоскость наклона пласта—заштрихована.

лики по сравнению с земным рельефом (наибольшая его амплитуда лишь 19 *км*, обычные же амплитуды даже больших горных районов — около 3,5 *км*). По всей вероятности радиальные колебания представляют собой



Рис. 128. Простирание и падение пласта (стрелка) в естественном обнажении. Девонские известняки восточной окраины Кузнецкого Алатау. Фот. А. Чуракова.

основную форму геотектогенеза, но наряду с ними, или даже происходя из них, в земной поверхности несомненно существуют и тангенциальные движения. Очень часто, как это лучше всего видно на тектонике пластических

масс (соли, угли, глины), эти два вида движений непосредственно переходят один в другой. Следы же движений, запечатлеваемые в виде *дислокации* (рис. 131), естественно могут быть разделены соответственно *движению по отношению к поверхности Земли* на: *А — тангенциальные* и *В — радиальные.*

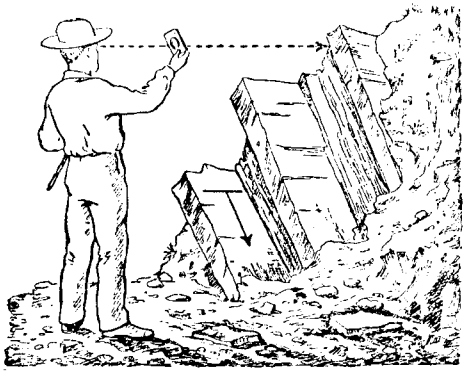


Рис. 129. Определение угла падения на вытянутой руке.

К первым относятся:

a) *однообразный наклон пластов,*

b) *изгиб пластов, смятие и разнообразная складчатость,*

c) *надвиги, перекрытия,*

d) *сдвиги.*

Ко вторым относятся:

a) *флексуры,*

b) *разрывы пластов со сбросами,*

c) *ядра протыкания.*

Иначе все те же дислокации можно разделить также на две группы, но по другому признаку:

А — дислокации пликативные, без разрыва сплошности пластов: всякие изгибы и наклоны их, все виды флексур и складок.

В — дислокации дизъюнктивные, с разрывом сплошности пластов — надвиги, перекрытия, сдвиги, сбросы, ядра протыкания.

Самая простая форма нарушения заключается в том, что группа пластов утрачивает свое первоначальное горизонтальное или близкое к нему положение и получает некоторое наклонение к горизонтальной плоскости (см. рис. 127); наклон пластов может быть под всевозможными углами до 90°, т. е. до вертикальной постановки их; пласты с наклонением до 15° называют *слабонаклонными* (schwebende): от 16 до 30° — *пологими* (flache) (рис. 132); от 31 до 75° — *сильнопаклоненными* (tonnlägige); от 75 до 80° — *крутыми* (steil) (рис. 133); от 80 до 90° — *вертикальными* или *стоящими на головах* (kopfstehende) и наконец, если пласты получают обратный уклон, то их называют *опрокинутыми* (überkippte).

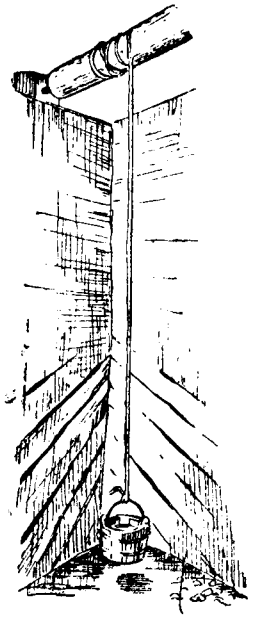


Рис. 130. Два направления наклонного пласта в шурфе.

Опрокинутое залегание пластов нередко среди сильно *нарушенных* областей и весьма обычно по краям больших древних массивов, в более молодых, прислоненных к ним свитах. При опрокинутом залегании особенно легко смешать последовательность пластов, так как положение их будет обратное первоначальному.

Однообразно наклоненные пласты слагают иногда громадной мощности свиты так называемого *моноклинального* залегания (см. рис. 129).

Как бы ни были наклонены нарушенные пласты, их всегда можно отличить от нормальных, руководствуясь свойствами плоскостей напластования;

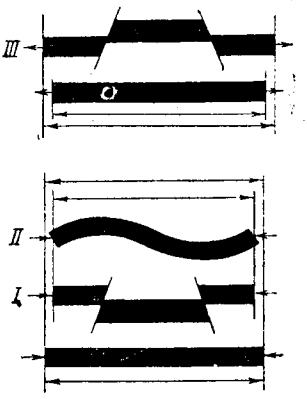


Рис. 131. Схема тангенциальных и радиальных дислокаций.

Тангенциальные (*I* и *II*) и радиальные дислокации, обязанные своим происхождением: сжатию—у *I* и *II* и расхождению—у *III*. При этом в результате: в *I* и *II* происходит уменьшение поверхности, в *III* происходит увеличение поверхности.

иногда же этому помогают включения в пластах плоских галек, окаменелостей и особенно положение древесных стволов.

Простое и однообразное наклонение целой свиты пластов, не изменяющееся на значительном расстоянии, может быть объяснено или опусканием одной стороны их или же поднятием другой, причем верхние пласты всегда новее нижних. Но если угол наклона различных пластов разнообразно изменяется, причем правильность самих пластов нарушена, а одни и те же пласты повторяются, то в таком случае наклонение пластов объясняется складчатостью.

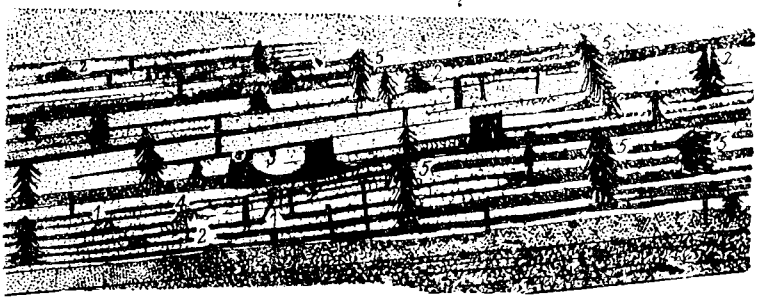


Рис. 132. Пологопадающие пласты каменноугольной свиты с вертикально к ним стоящими окаменелыми деревьями в С. Этьене, Франция.

1—Calamites; *2*—Psaronius; *3*—Sigillaria; *4*—Cordaites; *5*—Calamodendron.

При определении положения мало нарушенных пластов нужно быть осторожным в том отношении, чтобы не принять их за горизонтальные, особенно в таких местностях, как Европейская часть СССР, где обнажения пород почти исключительно наблюдаются только по речным долинам; если долина например идет по простиранию пластов, то они в разрезах могут казаться горизонтальными; во избежание подобных ошибок необходимо исследовать пласты по крайней мере по двум перпендикулярным разрезам; если это невозможно, то проверять наблюдения направлением выхода источников, характером оползней, сдвигов на склонах долины и пр. Не менее важно перед измерениями исследовать характер плоскостей напластования, особенно в древних отложениях, подвергавшихся динамометаморфозу, который, производя в них правильную сланцеватость, нередко маскирует истинное напластование. В таких случаях возможно вторичную сланцеватость (происхождение и значение которой будет указано ниже) принять за первичное наслоение и впасть в грубую ошибку, вредно влияющую не только на теоретические выводы, например об относительном возрасте пород, но также и на практические заключения, например о направлении разведок, о расположении рудничных работ и пр., что ведет за собою бесполезные затраты больших сумм и вредно отзывается на стоимости эксплоатации полезных ископаемых. Впрочем в этом отношении польза стратиграфических изысканий давно уже осознана и если иногда упускается из виду, то только по небрежности.

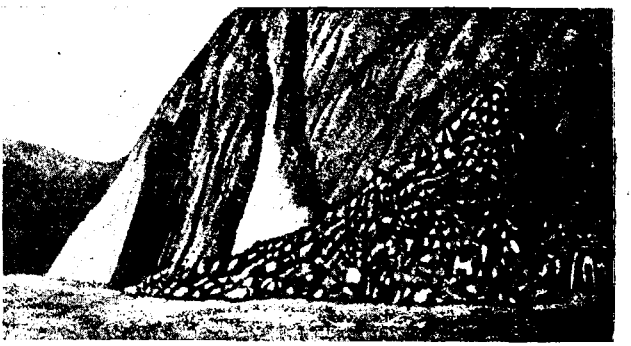


Рис. 133. Крутопадающие пласты—плиты песчаника; южный Тянь-шань, р. Терек (Кашгарская); справа типичный конус осыпи. Фот. Д. Мушкетова.

Другое дело при земляных работах на поверхности, где до сих пор еще к сожалению стратиграфические определения не обращают на себя должного внимания, какого они вполне заслуживают, особенно например при закладке фундаментов, при сооружении подпорных стен, мостовых устоев, при выборе наивыгоднейших откосов в железнодорожных выемках, насыпях и пр. [*19*]. Само собой разумеется, что рассмотрение всех

этих отношений составляет предмет специального изучения, и мы не можем изложить его здесь с достаточною полнотою, а ограничимся только указанием на некоторые примеры, доказывающие важное значение стратиграфических определений при земляных работах; за подробностями же рекомендуем обратиться к поучительным работам Брауна, Вагнера, Стини, Поллака, Зингера и др., в которых рассматривается применение геологии к инженерному делу.

Известно, что уклон откоса при земляных работах определяется отношением основания к высоте; так если основания AB или ab (рис. 134) в $1^1/_2$ раза больше высоты BC, то откос называется полуторным; если AB вдвое больше BC, то двойным; при равенстве AB и BC — откос будет ординарный, при AB вдвое меньше BC — половинным и т. д., или вообще величина откоса выражается отношением $AB : BC$ или тангенсом угла ABC или cotg BAC, который и называется *углом откоса* (Böschungswinkel). Предельный или наибольший угол откоса, выше которого уже нарушается сцепление в породах и происходит сползание склона, называется естественным углом откоса. Для устойчивости земляных сооружений угол откоса в них всегда должен быть меньше естественного, который изменяется в зависимости от качества пород. Для сухого мелкого песка естественный откос не более $1^2/_3$, т. е. равен 31° (что соответствует cotg 1.664), но уже для песка с глинистыми частицами он возрастает до 38—40° (т. е. $1^3/_4$); влажная земля выдерживает откос в 43°; само собой разумеется, что твердые породы: известняки, доломиты, глинистые сланцы, песчаники, граниты и пр. позволяют делать откосы в $^3/_4$ и даже половинные, смотря по положению пластов. В горизонтальных пластах и в массивных породах угол откоса делается тем круче, чем менее породы подвержены выветриванию и чем пласты толще, причем самый откос обделывается ступенями — лестницеобразно, таким образом, что каждая ступень равняется толщине пласта.

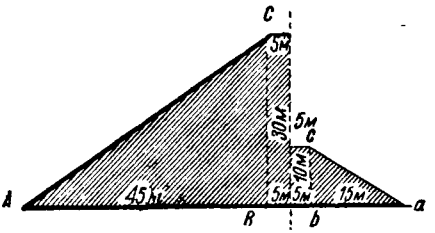


Рис. 134. Разрез насыпи железной дороги.

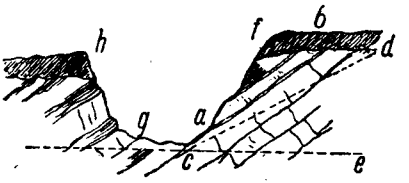


Рис. 135. Железнодорожная выемка по простиранию пород.

В наклонных пластах при выемке по простиранию их (*hgaf*, рис. 135) откосы на обоих склонах будут различные. На склоне, совпадающем с направлением падения пластов, угол откоса зависит от отношения угла падения к естественному углу откоса для данных пород: если угол падения больше (как на рис. 135, где пласт *ab* падает под углом в 40°, а естественный угол для глинисто-песчаных пород только 32°), то лестницеобразная отделка неприменима, как в горизонтальных пластах, а необходимо снять всю массу до *ab*, т. е. по крайней мере на 10° и сделать откос по *cd*, т. е. меньше естественного угла. Если же угол падения *bac* (рис. 136) меньше, чем естественный *dce*, то обделку можно вести ступенями, как при горизонтальных пластах.

Откосы противоположных склонов, где выходят головы пластов, обыкновенно делаются с углом, равным дополнительному до 90° углу падения, что в большинстве случаев наблюдается на естественных склонах речных долин, оврагов и пр., даже в тех случаях, когда твердые породы покрыты рыхлыми наносами.

В крутопадающих пластах обыкновенно плоскость напластования *ab* (рис. 137) составляет вполне устойчивый откос; противоположный же делается дополнительным и редко круче 45°. Если на твердых породах залегает рыхлый нанос *bd*, то ему разумеется придают другой угол откоса, меньший, нежели в нижних твердых породах, следовательно получается сложный откос.

При закладке подпорных стенок и мостовых устоев также полезно руководствоваться положением пластов; для примера приведем устой (рис. 138), опирающийся на головы твердых пластов, залегающих под наносом. Разумеется тут могут быть также разнообразные случаи, но для выяснения связи стратиграфии с земляными работами достаточно вышесказанного.

Описанный способ непосредственного измерения утла простирания и падения пласта возможен лишь при наличности готового обнажения плоскости напластования пласта. При разведках и разработке месторождений полезных ископаемых приходится часто определять эти углы по сделанным в стенках выработок замерам.

При этом могут встретиться три случая, отвечающие трем случаям определения положения плоскости в пространстве.

Положение плоскости определяется: а) двумя пересекающимися прямыми, лежа-

щими в этой плоскости, б) тремя точками, не лежащими на одной прямой, и в) двумя параллельными прямыми.

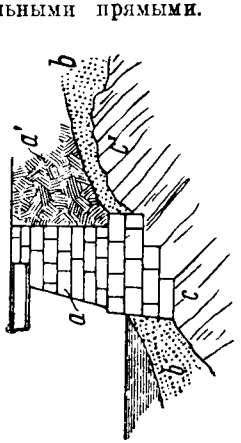


Рис. 138. Устой железнодорожного моста на крутостоящих пластах.

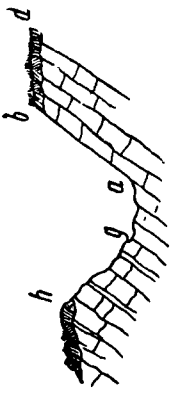


Рис. 137. Железнодорожная выемка по простиранию крутостоящих пластов.

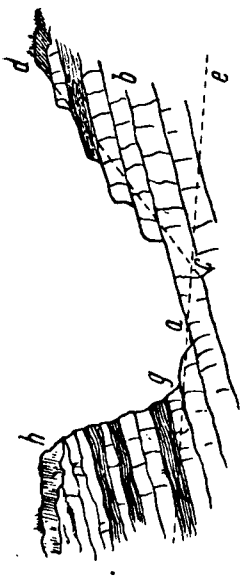


Рис. 136. Железнодорожная выемка по простиранию пород.

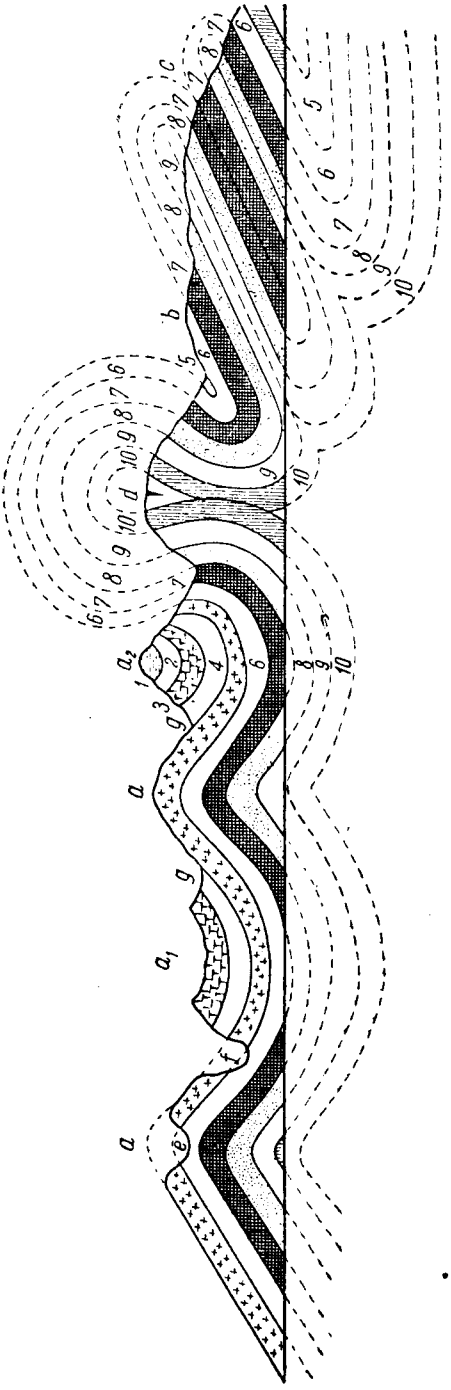


Рис. 139. Различные типы складок.

a, a—антиклинали прямые; *c*—антиклиналь опрокинутая; *d*—антиклиналь неравообразная a_1, a_2—синклинали прямые; *b*—синклиналь наклонные. Цифрами обозначены однородные пласты.

Этим трем случаям отвечают три случая разведок: а) шурфами, б) скважинами и в) канавами, рассечками, квершлагами и другими горизонтальными или наклонными, пересекающими пласты, выработками.

Способы определения положения пластов применяются одинаково к определению положения жил, покровов и пр., а также разнообразных трещин, рассекающих породы по различным направлениям и тесно связанных со всякого рода нарушениями и изменениями пород.

Складчатость (Faltung)

Под складчатостью мы понимаем результаты движения масс в горизонтальном направлении, связанные с изгибом слоев земной коры, ведущим к сокращению площади данного ее участка; пласты, вследствие смятия и взаимного сталкивания, выведены из первоначального горизонтального положения так, что плоскости их, последовательно волнообразно понижаясь и повышаясь, меняют свое падение на обратное. В поперечном к простиранию складчатой свиты разрезе мы имеем следовательно в общем случае волнистую линию, степень изогнутости, искривленности и сложности которой будет зависеть от силы — *интенсивности складчатости* и характера согнутых пластов, а отдельные части которой будут представлять отдельные складки иногда однородных, иногда же весьма разнообразных очертаний: совокупность складок, объединенных территориально и общностью процесса, создавшего их, называется *комплексом*, *пакетом* или *серией складок*. Свита, смятая в комплекс складок, занимает вкрест своего простирания меньшее против прежнего положения пространство.

Складка и ее части

Один полный перегиб пластов в обратное падение называется *складкой* (pli, Falte, fold).[1]

Антиклинальною складкою, или, короче, *антиклиналью* (pli anticlinal, Anticlinalfalte, anticlinal fold), называется изгиб последовательно напластованных параллельных между собой слоев, в ядре которого находятся более древние, а чем ближе к краям, более молодые слои. Обычно антиклинали обращены изгибом вверх (рис. 139, *а*), складка же, обращенная вершиною вниз, называется *синклинальною складкою* или *синклиналью* (pli synclinal, Sinclinalfalte, synclinal fold). В синклинали последовательность пластов обратная, т. е. в ядре изгиба лежат новейшие слои, облеченные более древними (см. рис. 139, a_1, a_2). Бока складки называют *крыльями*, или бедрами (flancs, ailes, Schenkel, Flügel, the limbs, sides). Та часть, где крылья складки сходятся, перегибаются, называется у антиклиналей *сводом* или *седлом* (selle, Gewölbe, Sattel, arch, saddle), а у синклиналей — *мульдой* (auge, Mulde, trough syncline). Линия, соединяющая высшие точки антиклинали или низшие — синклинали, называется *линией простирания складки* (Sattel Muldenlinie). Антиклинали обычно сопутствуют синклиналям, образуя вместе двойную складку.

Антиклинали с размытою вершиною называются *смытыми* (открытыми) или *воздушными* (voûte ouverte, Luftsattel, aerial arch). Внутренняя часть свода, состоящая из более древних пластов сравнительно с внешними, называется *ядром свода* (noyau anticlinal, Gewölbekern, arch core); внутренняя часть мульды, состоящая из более новых пород, называется *ядром мульды* (noyau synclinal, Muldenkern, trough core) (см. рис. 139, *а*, a_1, a_2). Поверхность, разделяющая складку на две равные части, называется *осевой поверхностью*, а линия, лежащая в ней вдоль перегиба складки, — *осью складки*. Лучше применять термин *шарнир складки*, под которым понимается линия, проходящая внутри данного слоя на самом перегибе его, или иначе линия пересечения поверхности данного слоя с осевой поверхностью складки.

[1] Первый термин французский, второй немецкий и третий английский.

Если крылья складки расположены симметрично по отношению к вертикали ее или высоте, т. е., иначе говоря, плоскость симметрии складки вертикальна, то такая складка называется *прямою*, или *стоячею* (см. рис. 139, *а* и 140); если же крылья складки не симметричны, одно из них более полого, чем другое, и плоскость симметрии складки — наклонная, то складка называется *косою* или *наклонною* (oblique, déjeté, pli en genou, schief, geneigt, ungleichförmig, unsymmetrical) (рис. 141). Если в косой складке одно крыло надвигается на другое, то складка называется *опрокинутою* (рис. 139 и 142) (pli renversé, repli, überliegende Falte, überhängende Falte, Ueberfalte, inverted fold, overfold, reversed fold, overturn); наконец, если опрокидывание настолько сильно, что крылья складки располагаются горизонтально, то складка называется *лежачею* (pli или repli couché, liegende Falte, lying overfold). Так как в этом случае складки совершенно изменяют свое нормальное положение, то легко смешать отдельные части складок, и потому, согласно с Геймом, в них отличают: *верхнее* или сводовое крыло (flanc normal superieur, flanc normal de l'anticlinal, Gewölbeschenkel, Dach, oberer, aufrechter Schenkel, arch limb, roof), *среднее* крыло (flanc median, flanc renversé, Mittelschenkel, verkehrter Schenkel, middle limb, common limb, reversed limb) и *нижнее* или *мульдовое* крыло (flanc normal interieur, flanc normal du synclinal, Muldenschenkel, unterer aufrechter Schenkel, trough linal floor): кроме того сводовые и мульдовые перегибы в лежачих или опрокинутых складках лучше называть верхними и нижними перегибами (charnière superieure et charnière interieure, obere Umbiegung und untere Umbiegung, upper bend and lower bend).

Помимо приведенного деления складок по наклону их осевой поверхности к горизонту можно их делить по наклону крыльев к осевой поверхности на *нормальные* (см. рис. 140, 142, *А*, 143), *изоклинальные* (рис. 144) и *веерообразные*.

Когда несколько складок располагаются параллельно между собою, так что их крылья и осевые поверхности представляются параллельными, то такая совокупность складок называется *изоклинальными складками*, которые также разделяются на прямые (рис. 144, *а*), косые (рис. 144, *b*) и лежачие (pli isoclinal, Isoclinalfalte, isoclinal fold).

Если биссектрисы двух соседних синклиналей не параллельны, а сходятся книзу, то в промежуточной антиклинали пласты располагаются веерообразно; такие формы называются *веерообразными складками* (pli en eventail, Fächerfalte, fanshaped fold) (см. рис. 139, *d*), или *обратно веерообразными складками*, если веерообразно расходящиеся пласты направлены вниз. Те и другие также могут быть прямыми, косыми и лежачими.

Когда складки сжимаются неравномерно и с наибольшей силой в средней части крыльев, вследствие чего в этих местах складка пережимается и суживается до выклинивания и разрыва пластов мульдового или сводового ядра, в таком случае в средине ядра залегает оторванная часть породы в виде изолированного островка, называемого *раздавленным ядром складки* (noyau détaché par étranglement, abgequetschter Kern, detached core).

Раздавленные ядра проявляются особенно отчетливо при резкой разнице в твердости пород внешней и внутренней частей складок.

К приведенным типам складок, которые можно в общем назвать обыкновенными, следует еще прибавить следующие, более своеобразные.

Остроугольные, угловатые складки (Zick-Zackfalten), в которых крылья представляются прямыми, не изогнутыми плоскостями, не перегибающимися, а переламывающимися под углом. Перегибы настолько резкие, что при неполной обнаженности свиты возникает ложное впечатление о наличии несогласия внутри нее. Эта складчатость особенно свойственна мощным песчанико-сланцевым свитам. Например пограничная область между Ферганой и Кашгарией в районе Суяка, сложенная перемятой как бумага юрской тол-

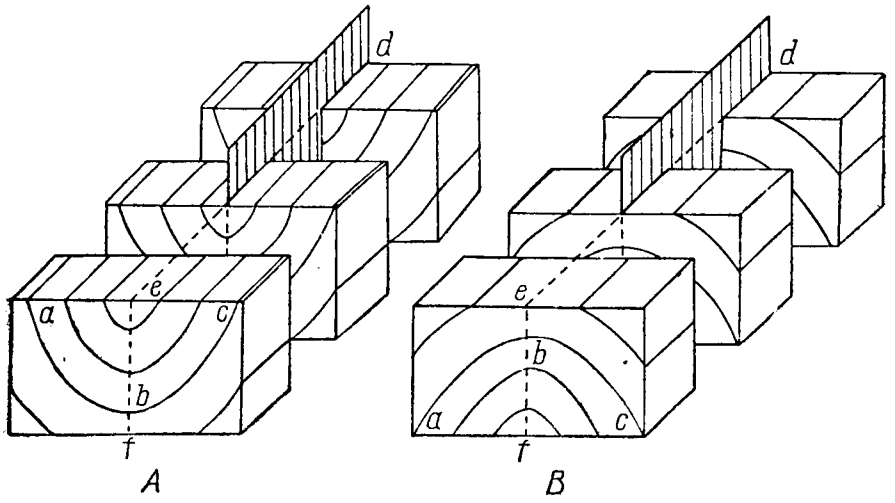


Рис. 140. Осевая поверхность синклинали (*A*) и антиклинали (*B*).

ed—оси складок; *ab* и *bc*—крылья их; *ef*—высота.

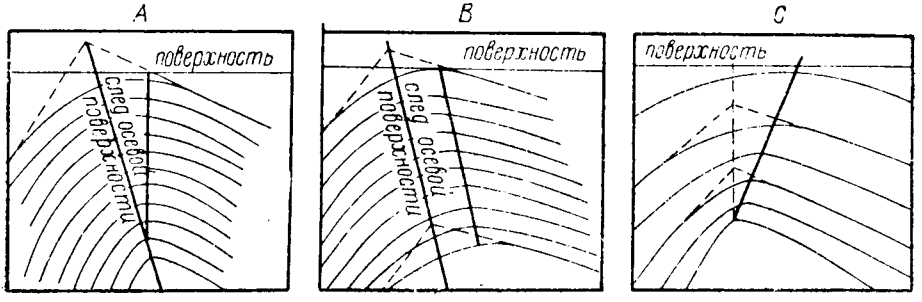


Рис. 141. Разрезы, показывающие положение седловой линии (crest line) и следа осевой поверхности (axial plane) в трех случаях различной складчатости, по Lievinu.

A—концентрическая складчатость; *B*—подобная (similar); *C*—утончающаяся вверх. Определение этих случаев имеет громадное значение при разведочном бурении, например на нефть.

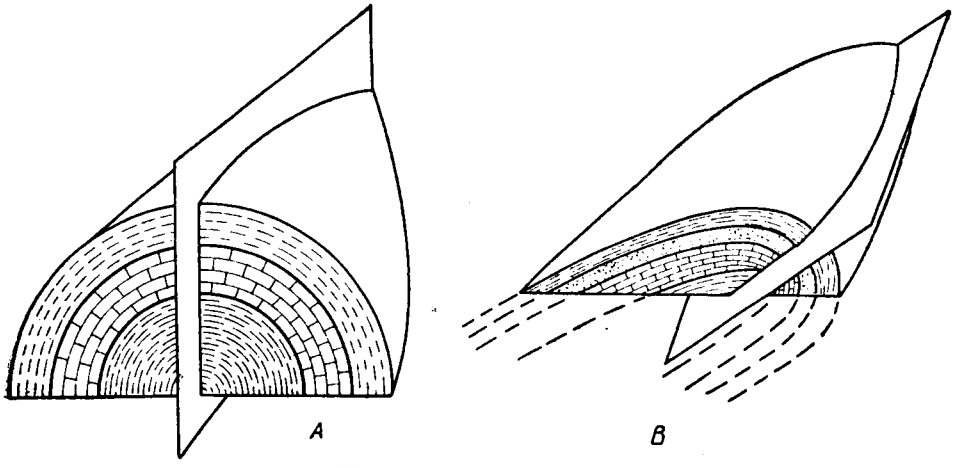


Рис. 142. Прямая и наклонная антиклинали.

A—нормальная симметричная антиклинальная складка; осевая поверхность имеет вертикальное или близкое к нему положение; *B*—наклонная симметричная антиклинальная складка; осевая поверхность наклонена.

щей (рис. 145), бельгийский каменноугольный район (Монс) и Вормский, нижнедевонские отложения окрестностей Праги и в других местах.

Иногда угловатые складки проявляются совместно с обыкновенными. К ним же отчасти можно отнести своеобразную *сундучную* или *коробчатую* форму складок, поперечный разрез которых напоминает разрез дорожного

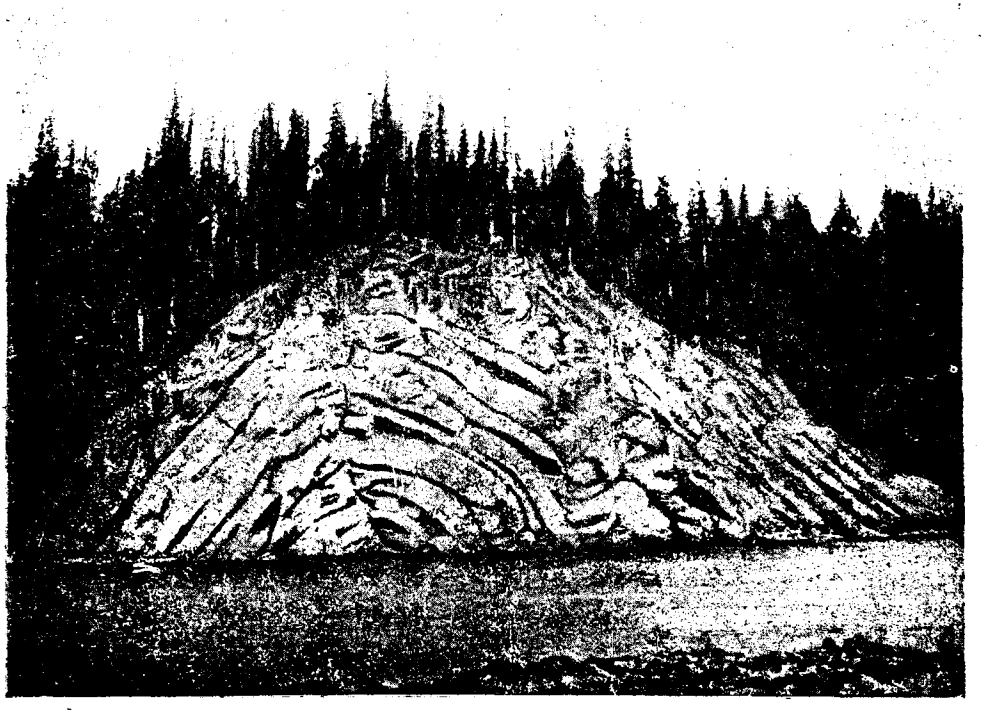


Рис. 143. Антиклиналь обнажении. Сибирь.

чемодана (Kofferfalte) (рис. 146 и 147). Перегиб горизонтальных пластов седла в крылья настолько резкий, что при неясной его обнаженности часто получается определенная картина резко несогласного залегания. Такого же типа встречаются и синклинали (рис. 148).

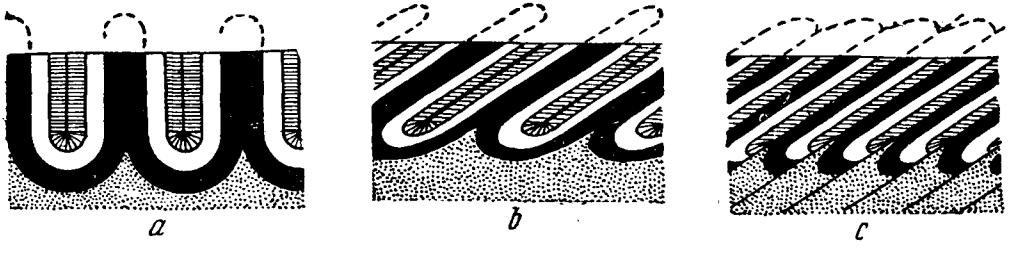


Рис. 144. Комплексы изоклинальных складок.

a—прямых стоячих; *b*—наклонных косых; *c*—чешуйчатых.

По отношению к толщине крыльев складки бывают различны, но из них наиболее интересны те, у которых крылья пережимаются до взбросов и которые представляют сочетание обоих родов дислокации, т. е. сбросов и складок.



Рис. 145. Остроугольная складчатость у перевала Суяк между Ферганой и Кашгарней.

По толщине крыльев складки разделяются:

1. *Складки с одинаковой толщиной крыльев* (pli или repli à flancs d'epaisseur égale, Faite mit gleichdickem Schenkel, overfold with nearly equal limbs).

2. *Складки со сплющенным средним крылом* (рис. 149, *a*) (pli à flanc médian étire, Faite mit gequetschtem Mittelschenkel overfold with reduced middle limb).

3. *Складки с пережатым средним крылом* (рис. 149, *b*) (pli à flanc renversé redui en lambeaux, Faite mit teilweise zerrissenem Mittelschenkel, overfold with local relies of a middle limb).

4. *Складки-взбросы* или *перебросы* (рис. 149, *c*, *d*) (pli faille inversé, Faltenverwerfung, Wechsel, faulted overfold, reserved foldfault).

Как частный случай их, т. е. если взброс-складка происходит по горизонтальному направлению, отличают еще *складки-сдвиги* (chevauchement horizontal, Faltungsüberschiebung, overthrust, thrust-plan), например интересный сдвиг в складках Демерджи (Крым).[1]



Рис. 146. „Сундучная" антиклиналь.

Выжимание среднего крыла может выразиться уменьшением мощности всех или некоторых пластов или полным исчезновением отдельных пластов и даже целых комплексов их, что зависит от литологической особенности свиты. При полном исчезновении среднего крыла складка приобретает чешуйчатое строение с нормальным согласным залеганием удвоенной свиты (рис. 150 и 151). Если части раздробленного крыла еще местами остаются, то они представляются обычно в виде *брекчий трения*. При передвижении взброшенного крыла антиклинали по нижнему возникает *надвинутая складка* (Überschiebungsfalte) (см. рис. 149, *d*), которую следует отличать от настоящих надвигов (см. ниже) тем, что плоскость надвигания в первой обычно проходит через седло, находясь в осевой поверхности его; края пластов вдоль этой поверхности нередко загнуты (у верхних вниз, у нижних вверх), что называется *волочением* (Schleppung).

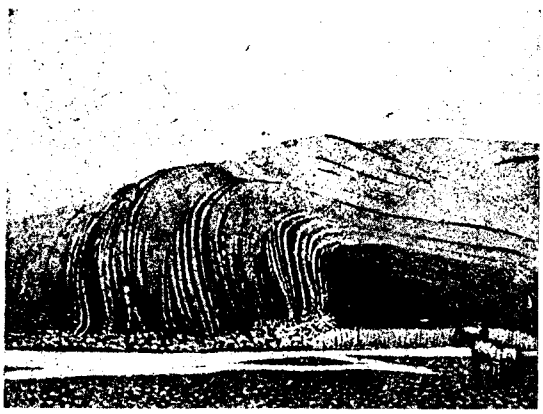


Рис. 147. Наклонное крыло „сундучной" антиклинали. Фергана. Нефтяное месторождение Чангыр-таш.

Большие складки при последующем периоде складчатости снова претерпевают деформацию; в таком

[1] О сдвигах см. § 24.



Рис. 148. Поджатое крыло синклинали „сундучного" типа. В правой средней части рисунка видны по простиранию выходы крутого крыла.
Рис. по фот. Д. Мушкетова.

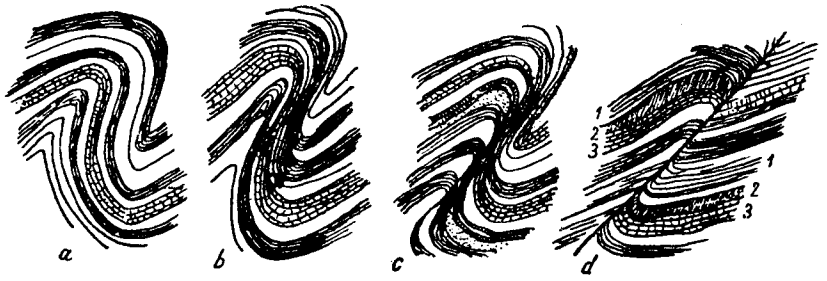


Рис. 149. Переход складки в чешую.

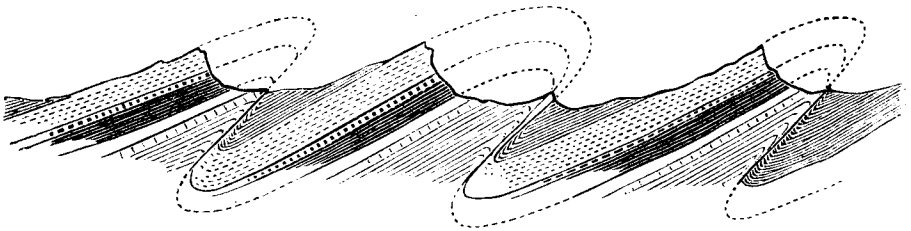


Рис. 150. Чешуи.

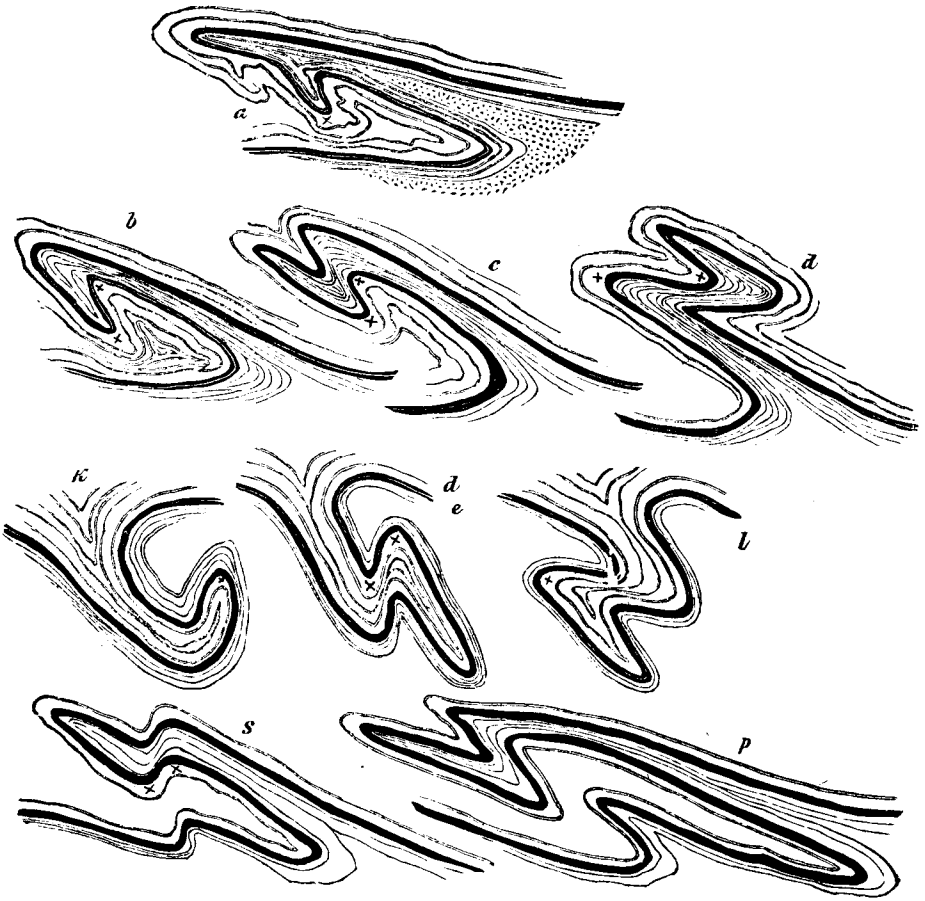


Рис. 151. Повторенные сложные складки.

случае получаются в высокой степени сложные складки, называемые *повторенными* (pli replié, gefaltete Falte, Einwicklung, refolded fold). Само собой разумеется, что тут могут быть различные случаи: а) когда повторенную складчатость испытывает только одно крыло: мульдовое, сводовое или среднее; последнее дает самое оригинальное изменение (рис. 151, *a*), например Гларус, Пониксер; b) когда преобразовываются два крыла: среднее и сводовое, тогда изгибается свод, например Бригельзерторнер, Гризон (рис. 151, *b*, *c*, *d*), или же среднее и мульдовое, тогда изгибается мульда (151, *k*, *e*, *l*), например у Фирвальштедтерзе; наконец с) когда преобразуются все крылья, тогда получается полное повторение складчатости (151, *s*, *p*), например Зильберн, Гларус.

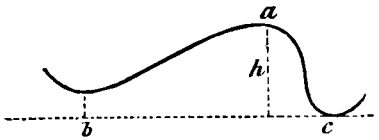


Рис. 152. Высота складки и ширина ее основания.

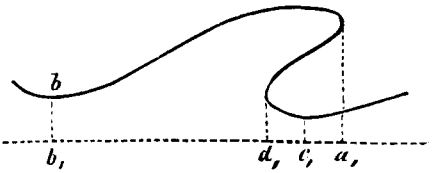


Рис. 153. Измерение опрокинутой складки.

Как бы ни были разнообразны формы складок, во всяком случае при исследовании их необходимо определять *размеры складок*, что помимо других целей важно для выяснения относительной или абсолютной величины стяжения. В каждой складке различают *высоту* h (рис. 152) *гребня* складки над основанием, *длину гребня* по простиранию складки, *ширину основания* bc, которая представляет горизонтальное расстояние между низшими точками прилегающих мульд. В опрокинутой складке измеряют еще частную ширину (Totalbreite) a_1b_1 (рис. 153), равную горизонтальной проекции свода; *ширину переброса* или опрокинутой части (Ueberfaltungsbreit) a_1d_1.

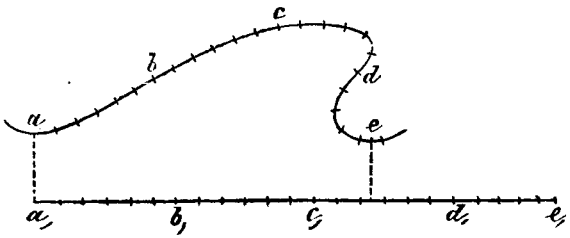


Рис. 154. Измерение опрокинутой складки.

которая равна горизонтальной проекции среднего крыла, и *первоначальную ширину складки abcde* или $a_1b_1c_1d_1e_1$ (рис. 153 и 154), равную абсолютной длине пластов, приведенных в первоначальное горизонтальное положение; при этом всегда нужно принимать во внимание значительные пережимы в крыльях, сдвиги, которые влияют на вычисление первоначальной длины пластов.

Разница между первоначальной и последующей шириной складки, т. е. между первоначальной длиной пластов и шириной основания складки, называется *абсолютным стяжением* (valeur absolute de compression horizontale, absoluter Zusammenschub), а отношение между теми же величинами называется *относительным стяжением* (valeur relative de la compression, relativer Zussammenschub).

Размеры складок в высшей степени разнообразны — от очень малых, обусловливающих только смятость пластов (рис. 156 и 157), до громадных,

выражающихся десятками километров в длину, тысячами метров в высоту и ширину, например складки Альп, Кавказа, Тянь-шаня.

Если крылья большой складки имеют еще второстепенную мелкую складчатость, которая нисколько не нарушает правильности главной складки, то эта последняя называется складкою *первого порядка* (pli de première ordre, Falten erster Ordnung), а второстепенные — складками *второго порядка* (plis de seconde ordre, Falten zweiter Ordnung).

Эта мелкая складчатость отдельных частей свиты называется *второстепенной* или *плойчатостью*, гофрировкой пластов (Fältelung, Runzeln); с нею связаны нередко мелкие разрывы пород, которые заполняются затем жильными минералообразованиями (см. рис. 120).



Рис. 155. Ядро антиклинали.

Одна и та же свита может испытать после известного периода покоя *повторную складчатость*, в один или несколько приемов, обыкновенно однако меньшей, чем первая, интенсивности. Такая *возобновленная складчатость*, следующая первоначальному плану, называется *постумною* (например Урал, Алай). При сохранении общего простирания унаследованные складки свит разного возраста будут характеризоваться различной интенсивностью: будет иметь место несогласие младших отложений со старшими не по азимутам падения, а лишь по углам их, меньшим у младших, а также залегание древних пород в виде ядер, протыкающих складки и купола молодых отложений, обнаруживающих вследствие этого местные уклонения от общего плана в виде брахискладок, периклиналов и т. и. При этом также говорят о несогласной унаследованной складчатости, хотя, строго говоря, этот термин следовало бы применять лишь к складчатости несогласной ни по углу, ни по азимуту падения и во всяком случае всегда различать эти два вида. Несогласие полное, т. е. и по азимуту, правда встречается гораздо реже, чем по углу, и многие прежние указания на такого рода пересекающуюся несогласную складчатость основаны на недостаточном геологическом исследовании данной области.

В пакете лежачих складок нередко более древние свиты смяты сильнее верхних и выжаты дальше вперед, по направлению стремления всей складки; вообще можно констатировать, что обычно весь процесс складчатости вверх замирает. Принимается, что чаще налегающие друг на друга пласты согнуты под одинаковыми углами, — такую складчатость называют *гармонической, параллельной* или *концентрической* (рис. 162, *A*), в противном же случае *непараллельной, эксцентрической, негармонической, дисгармоничной* (рис. 162, *B*) или неправильно-несогласной. [1]

[1] Несогласная и согласная складчатость — явления иного порядка (см. ниже).

В последнем случае, в противоположность первому, плоскости пластов не везде сохраняют одни и те же расстояния между собой, чем создается впечатление ложного выклинивания или уменьшения мощности пластов. Негармоничная складчатость особенно присуща свитам, состоящим из



Рис. 156. Мелкая складчатость железорудного криворожского песчаника. Образец Горного музея. $^1/_3$ нат. вел.

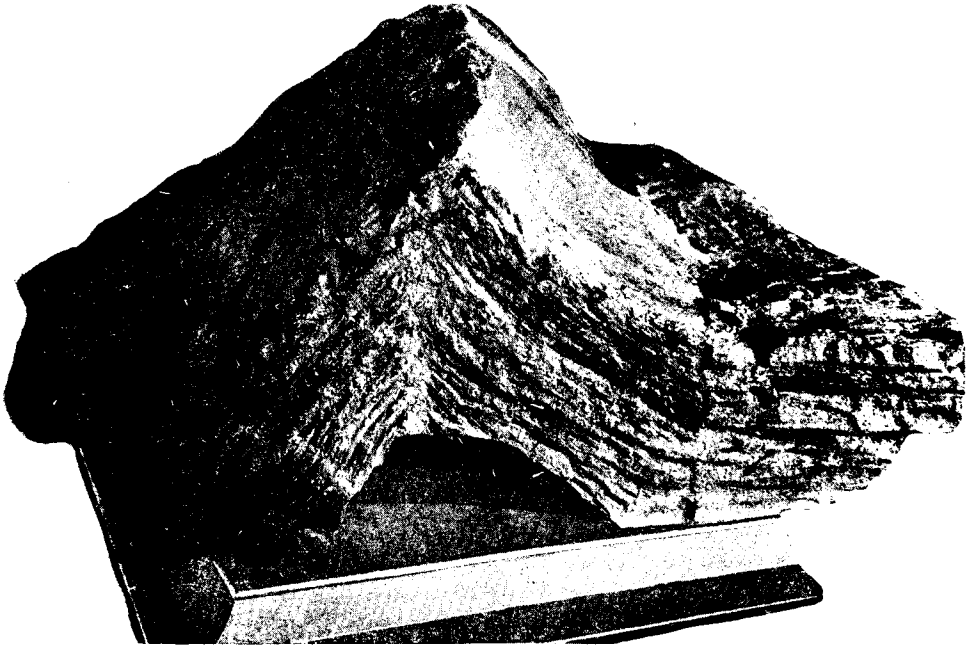


Рис. 157. Антиклинальная складка железорудного криворожского песчаника. Образец Горного музея. $^1/_5$ нат. вел.

весьма различных по твердости пород. В пластах мягких, пластичных, глинистых, мергелистых складчатость иногда совершенно затухает.

Строгой закономерности в этих явлениях подметить еще нельзя, так как нередки и обратные случаи, т. е. сохранения плотного, твердого пласта

среди сильно смятой, более мягкой свиты — например обычная перемятость глинистых сланцев между спокойно проходящими пластами известняков или песчаников. Выяснению этих явлений значительно способствует экспериментальная геология (см. главу IX).

Так как *мелкая складчатость* чаще повторяет главную, то следует обращать внимание и на первую. *Дисгармоничные складки* получаются например при различии в сопротивляемости изгибу разных пород, когда между двумя пластами крепких пород — известняков или кварцита — залегают слабые породы, например сланцы. В этом случае известняки или кварциты *a* дадут простую складку, а сланцы *b* между ними будут плойчато изогнуты (рис. 163, *I*). Такой контакт двух пород может дать повод усмотреть в обнажении несогласное залегание, чего на самом деле нет. И вообще при складчатости между пластами неизбежно должны появляться скольжения в направлениях, показанных стрелками на рис. 163, *I*, т. е. у антикли-

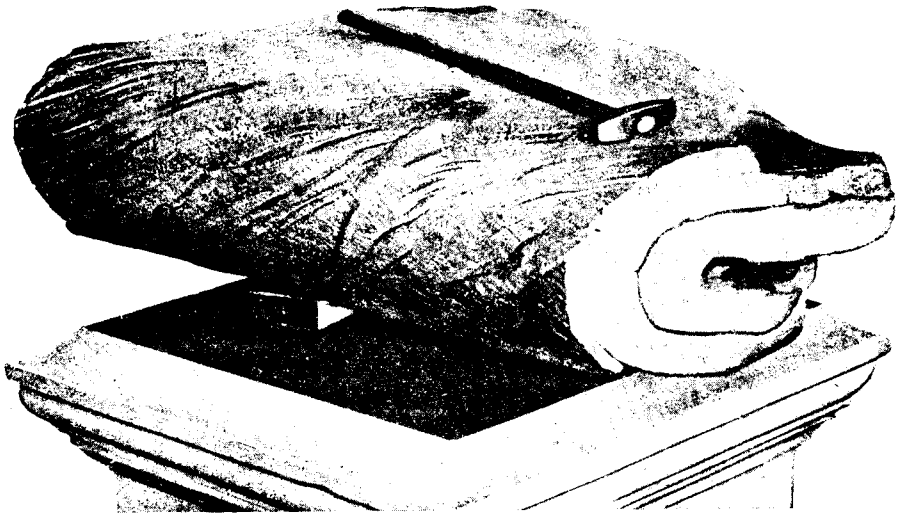


Рис. 158. Ядро синклинали известковистых песчаников. Правый берег Коронис-цхали, Грузинская ССР. Образец Горного музея, доставленный А. Н. Рябининым. $^1/_{10}$ нат. вел.

налей верхние пласты движутся по нижним в направлении к оси складки, а у синклиналей в направлении к оси движутся нижние пласты под верхними.[1] Следы этого движения и выражены в мелких складках (*складки волочения*, drag folds) (рис. 163, *III*), по ним можно определить, во-первых, направление оси большой складки, так как она параллельна осям малых, затем эти малые складки более заметны около осей больших складок, чем на их крыльях, наконец эти малые складки дают указания, где верхняя и где нижняя часть складки.

Складки — антиклинали и синклинали, а также связанные с ними надвиги по преимуществу обязаны своим возникновением горизонтальному сжатию, хотя похожие формы могут быть образованы и комбинацией последнего с вертикальными движениями.

В американской литературе были введены (Лейц [*20*], Уиллис и др.) термины компетентной и некомпетентной складчатости. Под *компетентной* складчатостью понимают складки пластов, образованные давлением

[1] Это свойство серии пластов, сохраняющих при изгибах мощность, легко проверяется на простом опыте сгибания листов книги, колоды карт и т. п.

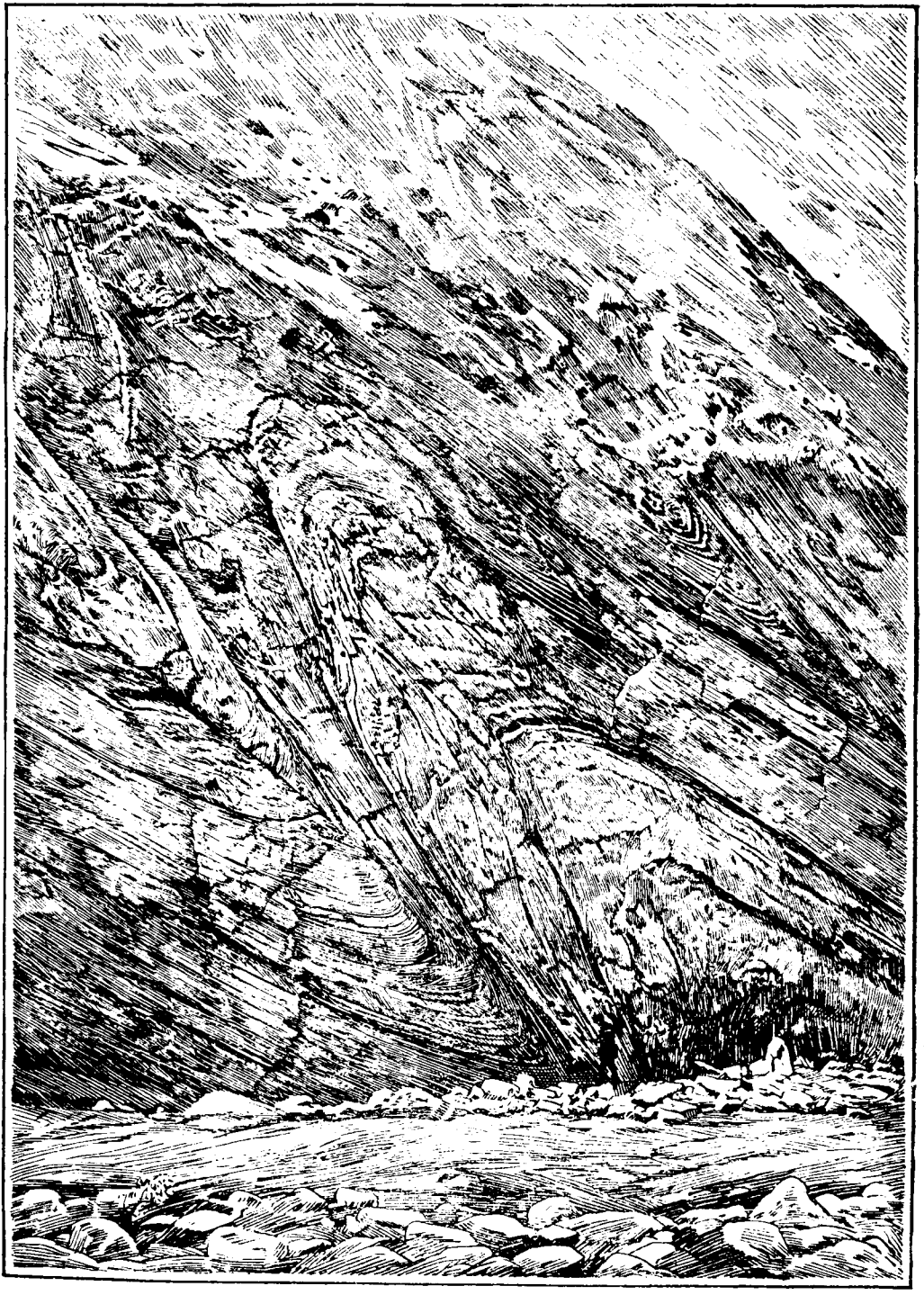


Рис. 159. Пережатая наклонная изоклинальная складка на р. Кадали, Ленская тайга. По фот. В. Обручева, рис. М. Слепян.

в направлении их первоначального залегания, при условии, что воздымающиеся седла (своды) поднимают лежащий на них груз, а опускающиеся синклинали вытесняют подстилающий их материал, или иначе и те и другие



Рис. 160. Ядро поджатой антиклинали.

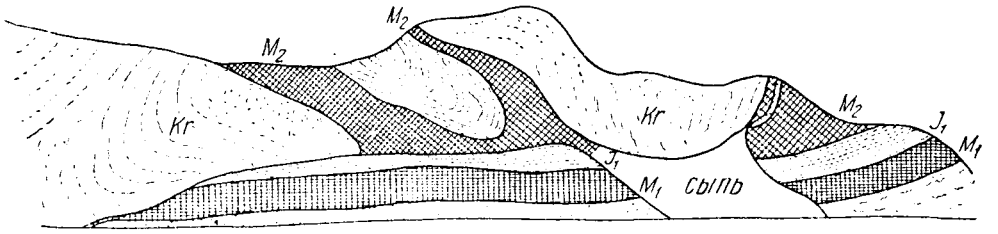


Рис. 161. Сложная складчатость, неправильная, образованная давлением льда на о-ве Рюгене, по Искюлю.

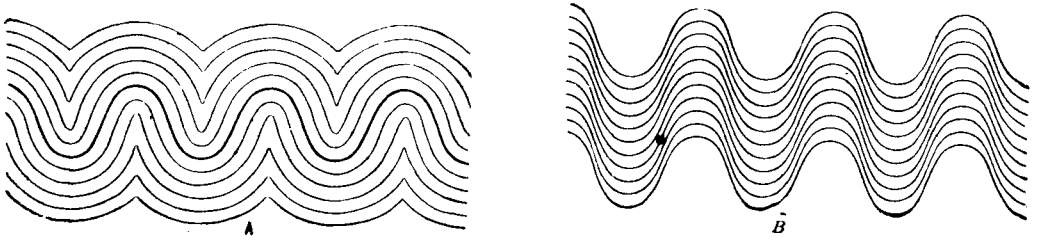


Рис. 162. *A* — складчатость гармоническая; *B* — складчатость негармоническая.

активны. При этом предполагается, что вообще изогнутие пластов вверх, поднятие, т. е. образование антиклиналей, должно совершаться с бо́льшей легкостью. Нагрузка, которую они должны при этом поднять, состоит из веса самого данного пласта и веса всех вышележащих пластов, не способ-

пых к такому активному самоподнятию, пассивных или *некомпетентных*. Для того чтобы быть в этом смысле компетентным или активным по отношению к другим, пласт должен обладать следующими свойствами: а) сопротивлением скалыванию, б) способностью *самозалечивания*, т. е. заполнения минеральным раствором возникающих при деформациях разрывов разного рода, в) жесткостью.

Обратно — условиями, обусловливающими некомпетентность пластов, являются: а) отсутствие достаточного внутреннего сцепления, б) отсутствие цементирующих свойств и в) гибкость, пластичность.

Если с этой точки зрения рассмотреть наиболее распространенные в земной коре горные породы, то найдем, что наиболее компетентной породой оказываются известняки, в особенности метаморфизованные, кристаллические (они выдерживают давление до 15 *т* на 1 *см*^{2} и в высшей степени легко самоцементируются), и жесткие песчаники; последние при высокой жесткости однако сразу утрачивают ее при разломе, не цементируясь, и выдерживают не более 0,8 сопротивления известняков. Мощность их значительно менее известняков: если последние нередко достигают мощности в 300 *м* и более, то для первых 20—30 *м* — уже большая

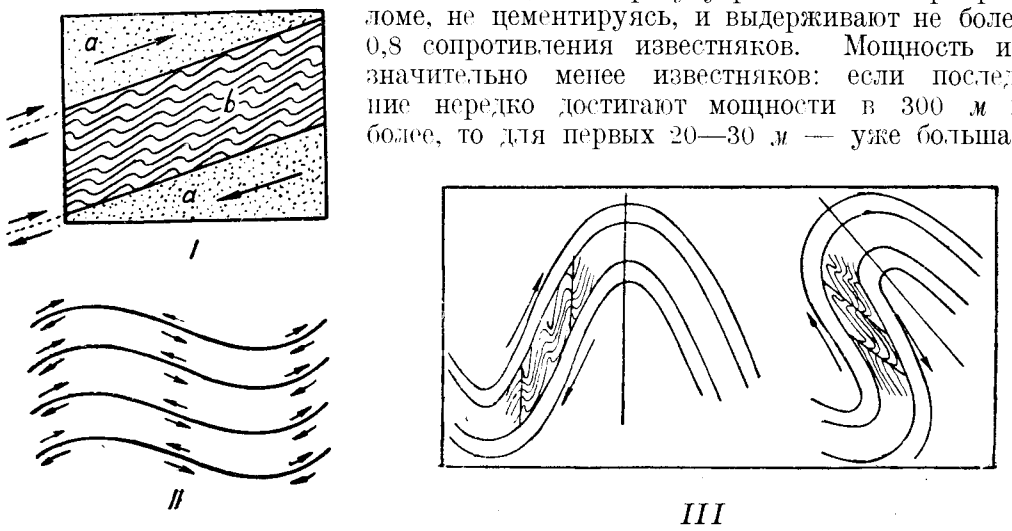


Рис. 163. Образование вторичной складчатости в пластичных слоях крыльев складок.

I—складчатость *b* возникает в результате противоположных движений слоев *a*, возникающих при формировании складки (*III*); *II*—послойные дифференциальные перемещения.

величина. В общем песчаники не образуют таких больших складчатых элементов, как известняки. Песчаники часто быстро переходят по простиранию в неслоистые пески и глины, т. е. в совершенно слабые механически породы. Глинистые сланцы относятся к складчатости различно, в зависимости от их состава, большей или меньшей песчанистости или глинистости; их известковые разновидности обладают способностью самоцементации и т. д. В общем же они скорее некомпетентны (рис. 164).

Степень компетентности подвержена большим колебаниям не только в зависимости от литологических особенностей самих пластов, но и от величины сопротивления окружающих толщ, а также от пролета, радиуса поднимающейся антиклинали. Под ней, под компетентным поднимающимся пластом, в большей или меньшей мере должно происходить уменьшение нагрузки, могущее приводить в крайнем случае даже к образованию пустоты. Результатом этого является устремление в область уменьшенного давления (особенно пустоты) нижележащих, некомпетентных пластов, при этом испытывающих сильное беспорядочное перемятие, раздробление, течение и в общем случае утолщение, ненормальное раздувание, так сказать местное *тектоническое обогащение*. Этим же процессом объясняется обра-

зование *седловидных жил* и вообще скопления различных руд и других полезных ископаемых (см. рис. 119, 120, а также подробнее § 27). Непосредственно над седлом поднимающейся антиклинали возникают обратные условия, вследствие которых может происходить наоборот горизонтальное растягивание слоев в обе стороны от оси антиклинали и следовательно их утонение, выжимание и даже местное ненормальное исчезновение — *тектоническое выклинивание*, которого не следует смешивать с первичным выклиниванием при самом отложении (см. § 26). При этом величина растягивающих сил будет тем больше, чем больше разница в компетентности обоих данных прилегающих пластов. Таким образом вообще мы имеем под компетентным пластом увеличение сжатия, а над ним уменьшение и замену растяжением. В серии компетентных пластов, сжатых в антиклинали, происходит утолщение осевых частей их с вытягиванием крыльев, углы же между крыльями во всех пластах остаются одинаковыми; такие складки, как мы уже видели, называются *подобными* или *эксцентричными*. Над компетентным пластом поднятые им некомпетентные, обволакивая антиклиналь пассивно, образуют складки *концентрические*. Эти два типа складок отличны как механически, так и в промышленном значении. Для образования складки вообще, т. е. возможности изогнутия пластов, а не их скалывания, должна быть налицо вертикальная составляющая сила, которая скорее всего появится при приложении горизонтального давления к плоскости, хотя бы слабо, но наклонной. По мере поднятия и изгибания складки горизонтальная составляющая (часть общей силы), т. е. действовавшая первоначально параллельно напластованию, будет последовательно также менять свое направление и уменьшаться. Следовательно в пределе можно допустить, что сила через образующуюся складку передаваться дальше уже не будет, а также что для образования складчатости впереди ее должно быть какое-то препятствие — упор. Требование же первоначально наклонного положения пластов удовлетворяется допущением их не горизонтального отложения, или предварительного наклона в прогибающихся приемниках отложения (впадины, котловины, геосинклинали).

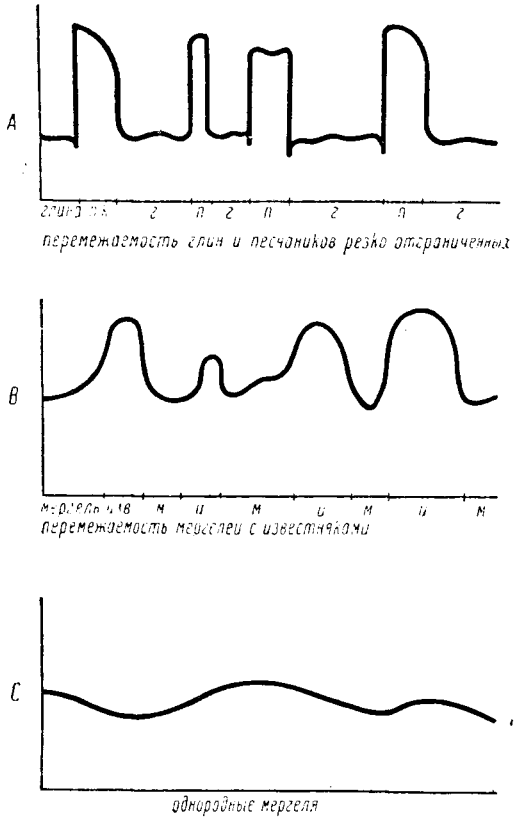


Рис. 164. Сопротивление давлению (отложено на оси ординат) различных осадочных пород, слагающих неоднородные (*A* и *B*) и однородные (*C*) свиты пластов.

В особенности такие условия должны возникать в переходных полосах между областями пологого поднятия в областях шельфов, которые и превращаются вероятнее всего в складчатые горные системы. После смятия складок, т. е. соприкосновения крыльев компетентных смятых пластов, превращения складок в *замкнутые*, поднятие их тем же процессом должно прекратиться, а горизонтальное давление будет ими снова передаваться, как

уже сплошной, жесткой массой (рис. 165). В этом заключается причина различного проявления тектонических движений на структурах старых,

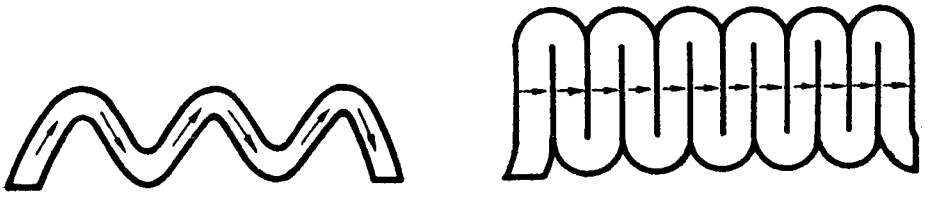


Рис. 165. Свита, смятая в складки (слева) и до отказа (справа), по Апфереру.

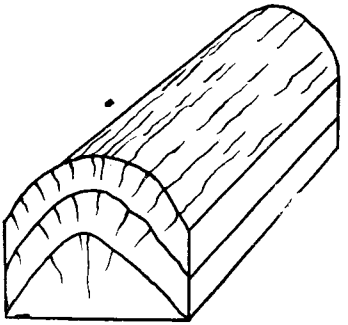


Рис. 166. Блокдиаграмма антиклинали, в своде которой вследствие растяжения произошли разрывы по простиранию или продольные.

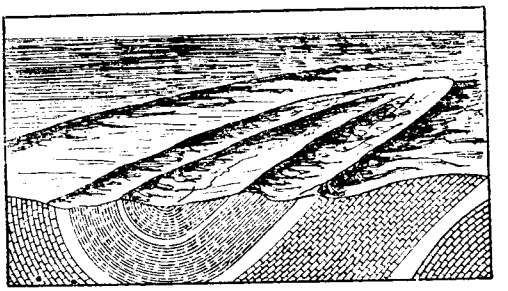


Рис. 167. Блокдиаграмма замыкающейся синклинали.

испытывающих их повторно, в отличие от отношения покрывающих или прилегающих к ним молодых осадочных толщ. Формы последующих деформаций первых естественно всегда в таких случаях должны отличаться от нарушений, испытываемых вторыми. Столь же неверно отрицать это различие, как и вообще принимать первые массы за абсолютно жесткие, никак не реагирующие на позднейшие импульсы. Сравнивая отношение к складчатости пластов компетентных и некомпетентных или сравнивая складчатость активную с пассивной, можно первую характеризовать горизонтальным сжатием при вертикальном растяжении, а вторую — обратно:

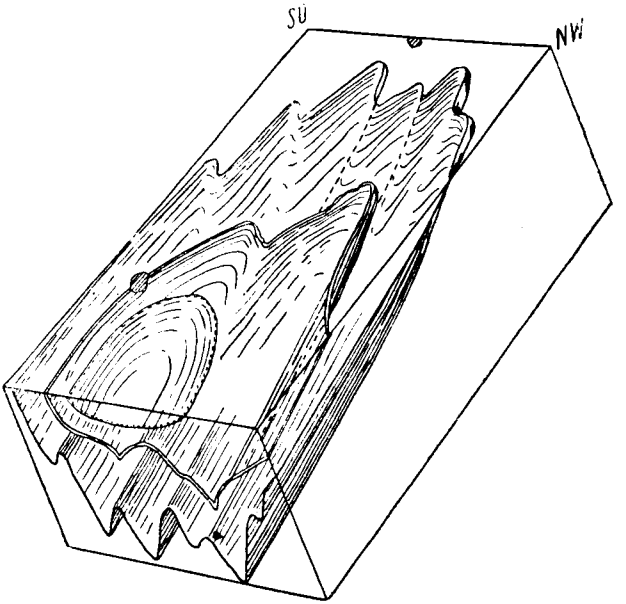


Рис. 168. Блокдиаграмма вертикального и горизонтального разрезов западной части главной эссенской синклинали каменноугольного Рурского бассейна. По Бералингу.

Показано залегание лишь трех угольных пластов, причем ясно видно отсутствие гармоничности—параллельности между ними, обусловленное большей интенсивностью складок на глубине, чем у поверхности. Хорошо видно также замыкание синклинали, различное на разных горизонтах.

в ней вся масса испытывает вертикальное (снизу) или радиальное сжатие при тангенциальном растяжении. Прототипом некомпетентного простого смятия являются флексуры, образующиеся по бокам больших поднятий или прогибов или кругом лакколитов, — основной предпосылкой для них служит наличие опускания (хотя бы в силу тяжести или поднятия, независимо от причины, его вызывающей). Второстепенные деформации некомпетентных антиклинальных поднятий представляются преимущественно различными формами и результатами растяжения в более мягких породах и продольными (параллельными осям поднятий) зияющими разрывами. Зарождающаяся складчатость повидимому всегда некомпетентна: антиклинали затем ранее становятся более компетентными, чем синклинали, так как их поднятие легче и встречает меньше сопротивления.[1]

Рассматривая разложение сил и напряжений по правилу эллипса их в складках, увидим, что ось удлинения всегда будет оставаться параллельной осевой поверхности складок. Плоскости же скалывания будут располагаться также параллельно ей, но под углами в 45° к горизонтали.

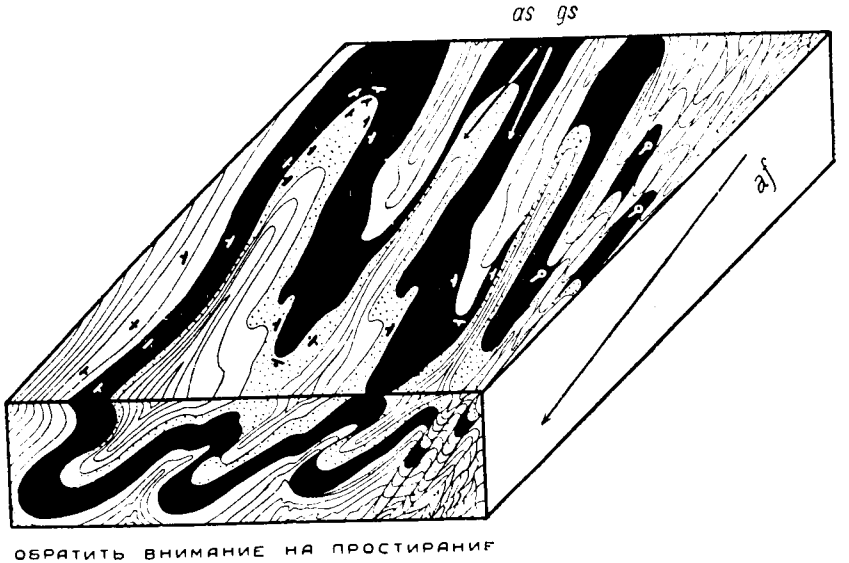


Рис. 169. Блокдиаграмма складчатого комплекса.

Смещение в противоположных направлениях пластов на крыльях складок может вызывать пассивное второстепенное мелкое смятие в пластичных прослоях складок волочения (см. рис. 163, *III*). Они обычно опрокинуты в сторону общего движения, представляя хороший признак его распознавания. Равным образом склонение их осей указывает и на такое же склонение осей главных складок. Также по непараллельности расположения плоскостей скалывания к напластованию (рис. 163), по расхождению простирания кливажа течения с простиранием пластов можно судить о склонении в вертикальной плоскости оси складок. Тщательное приложение этих методов механического анализа весьма плодотворно; впервые оно было введено Ван-Хайзом, а затем Лейцом с сотрудниками для расшифровки сложного строения области Верхнего озера (США). В случае, если складка образовывалась под воздействием не только простого горизонтального давления, но и пары горизонтальных вращающих сил, в ней развиваются, помимо всех разобранных деформаций, еще две системы диагональных, вертикальных

[1] Взято из весьма подробного анализа условий зарождения и формирования складок, сделанного Б. Виллисом при его опытах над воспроизведением аппалачской системы

трещин скалывания и поперечные вертикальные разрывы. Лейц [20] различает особенности складок двух зон земной коры следующим образом:

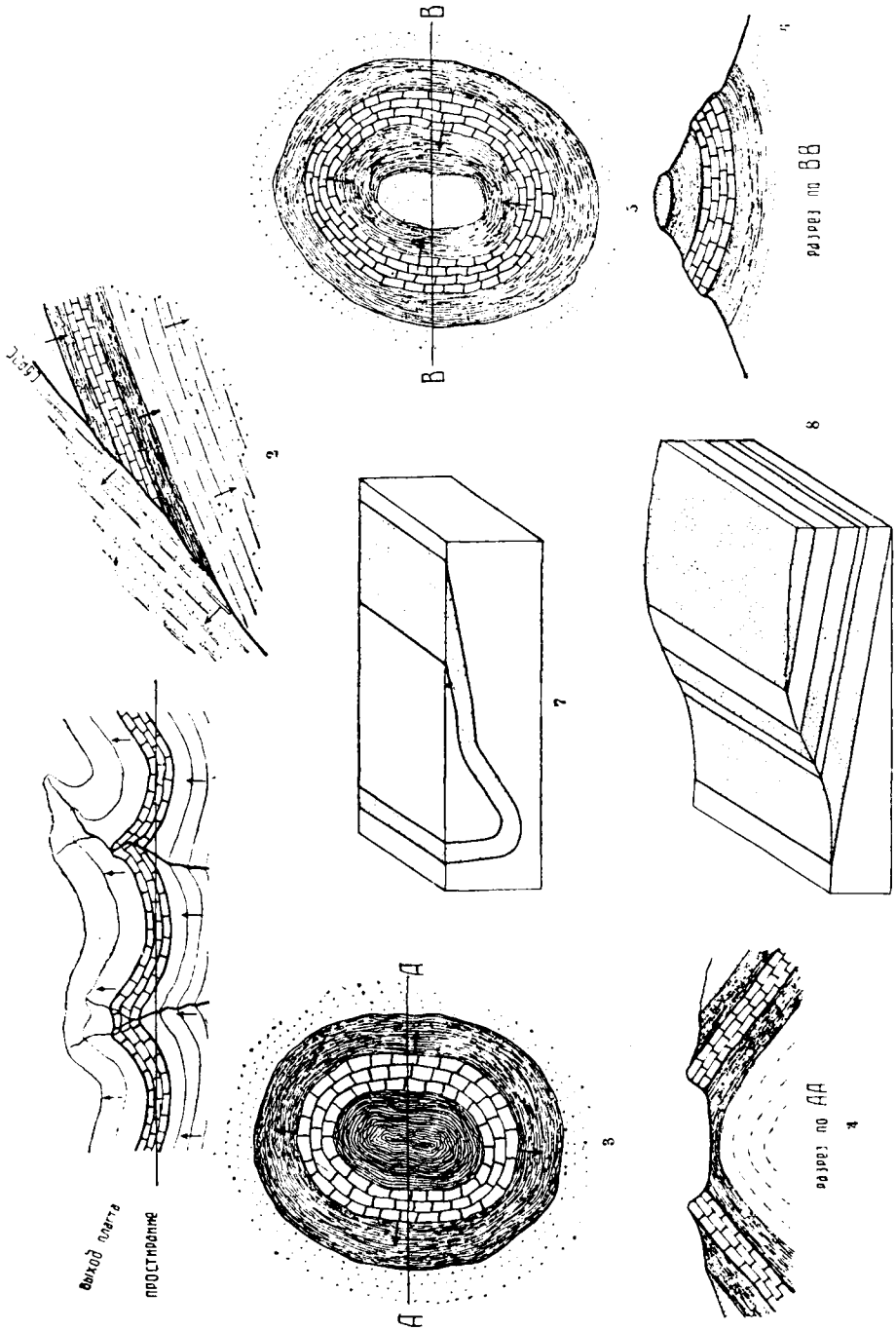


Рис. 170. Ложное различие мощности пласта на выходах, обусловленное разными углами падения его, и различные случаи выходов пластов.

1—выход однообразно падающего пласта в сектоне; 2—перекрещивающееся простирание, вызванное сбросом; 3—куполообразное = периклинальное = квакваверсальное залегание в плане; 4—то же, разрез по $A—A$; 5—мульда: центроклинальное залегание в плане; 6—то же разрез по $B—B$; 7—изменение видимой мощности выхода пласта в зависимости от угла его падения; 8—изменение видимой мощности выхода пласта в зависимости от рельефа поверхности.

Нижняя зона пластичная:

1. Пласты постоянной мощности.
2. Нет внутренней деформации.
3. Простые формы.

Верхняя зона разлома:

Пласты раздувающиеся и утоняющиеся.

Повсеместно внутренняя деформация.

Сложные формы.

4. Частое скольжение между отдельными пластами; вертикальное затухание складок.

Складки этой группы *параллельного*, гармонического типа.

Скольжение редко; вертикальное постоянство складок.

Складки этой группы *подобного*, негармонического типа.

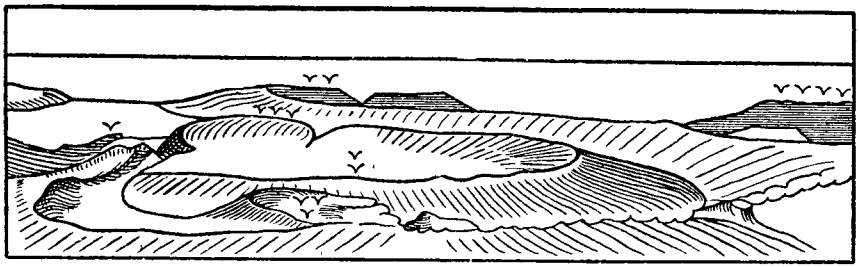


Рис. 171. Вид антиклинали и синклинали Чокрак-бабчик и Бураш.

—оз. Чокрак; — мыс Зык; — Мама; — мыс Тарахан; — синклиналь Чокрак-бабчик; — Бураш.

До сих пор мы рассматривали складки исключительно в поперечном их разрезе, не обращая внимания на то, как они видоизменяются и кончаются в длину, по простиранию. Между тем последнее необходимо всегда иметь в виду и привыкнуть представлять себе складки как определенные тела всех трех измерений, а не разрезы в одной плоскости, так как без этого



Рис. 172. Размытая наклонная синклиналь меловой свиты, прилегающая к сглаженному палеозойскому массиву (слева). В ущелье виден поперечный разрез, а на склонах — выходы по простиранию более твердых (известняковых) пластов. Слева — мелкая второстепенная складочка. Река прорезает складку поперечным ущельем. Наукатская котловина, вост. Фергана.

немыслима не только съемка геологических карт, но и пользование ими. Под окончанием складок понимают замыкание на наблюдаемой поверхности каких-либо горизонтов складчатого комплекса. Оба до того взаимно параллельных крыла, постепенно сходясь, соединяются, загибаясь друг другу навстречу, по кривой, более или менее круто.

Для упрощенного представления этих форм можно прибегнуть к сравнению их с челноком. В своем нормальном положении он вполне воспроизводит мульду: его борта — крылья мульды, нос и корма — оба замыкаю-

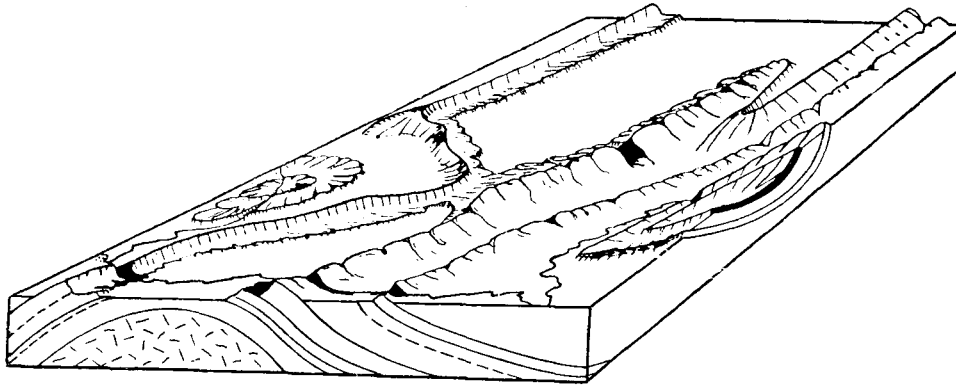


Рис. 173. Блокдиаграмма погружения складок.



A *B*

Рис 174 Различные случаи расположения складок (в плане).

A: *a*—виргации складок одно- и двусторонние; *b*—пересечение концов складок одной системы; c—схождение—скучивание и расхождение—виргация складок. Наверху—внешняя виргация, внизу—внутренняя с появлением складок во внутренней зоне.
B—образование виргации (c), скучивания—*синтаксис* (*a*) при дугообразном (*b*, *d*, e, *f*) растрескивании тротуарного асфальта. По Э. Зюссу.

щихся заворота крыльев и киль — нижняя ось мульды. Если челнок повернем вверх дном, то получим модель седла, также замкнутого с обоих концов — в этом случае киль также представит осевую линию седла. Так как каждая мульда и седло в действительности состоят не из одного пласта, а из целой свиты луковично облекающих слоев, то нужно представлять себе также целый ряд челноков, вложенных один в другой. Разрезая эти состав-

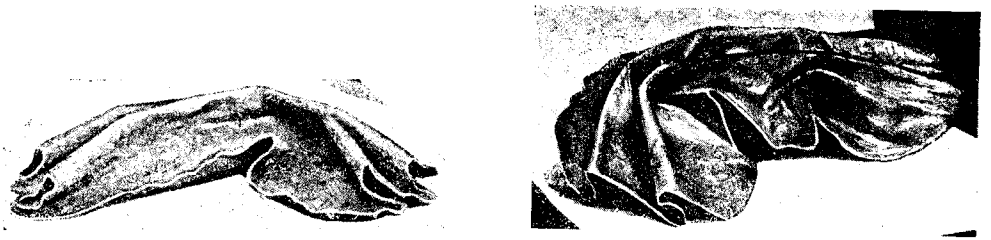


Рис. 175 и 176. Искусственное воспроизведение складок из листового свинца (в 1 *мм*), из которого видно, что опрокидывание складок не обязательно происходит в сторону общего их движения (предполагаемого движения), а также, что тем же процессом образуются на внутренней стороне складки с поперечным к главным простиранием, часто вызывающие ложное представление о другой, „пересекающейся" складчатости.



Рис. 177. Тектоническая карта Керченского полуострова, по Н. Андрусову.

ные тела в разных направлениях, получаем ясное представление о строении мульд и седел в различных местах и об изменении соответственно углов падения пластов по мере приближения их к заворотам (рис. 166 и 167).

Это сравнение однако нельзя понимать буквально, потому что слои, образующие складки, не кончаются, а переходят на глубине лишь в другие формы, и замыкание на поверхности — кажущееся и относящееся лишь к данному слою. Прекращение складки следует представлять себе в виде

разворачивания кривой волнистой поверхности в ровную. Вообще же складчатую структуру можно уподобить синусоидальной поверхности с погружением ее отдельных частей как в продольном, так и в поперечном направлениях. Этим объясняется так называемое *ныряние складок*, заключающееся в поперечном понижении их шарниров (рис. 168 и 169).

На геологических картах (в горизонтальной проекции) седла и мульды имеют естественно вид более или менее вытянутых эллипсов, сложенных

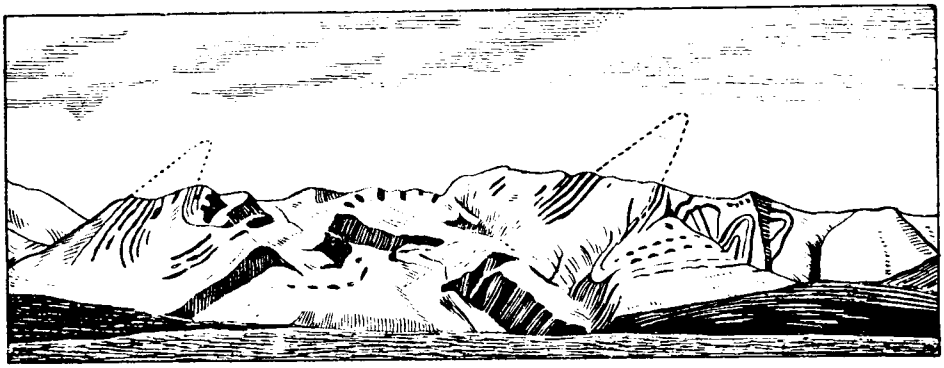


Рис. 178. Складки северного склона Заалайского хребта. По фот. Д. Мушкетова.

многочисленными концентрическими линиями, рисующими следы (на поверхности) выходов всех пластов, слагающих эти седла и мульды. Необходимо иметь в виду, что наблюдаемая при этом мощность пласта не всегда соответствует истинной, но зависит от угла пересечения его с поверхностью обнажения (рис. 170).

Мы видели уже, что, помимо складок главных — первого рода, на них могут развиваться второстепенные — специальные; в этом случае загибы мульд и седел будут также обнаруживать дополнительную плойчатость, ба-

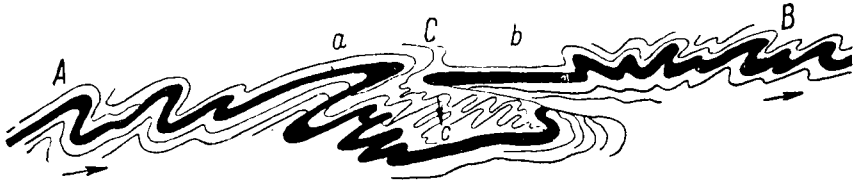


Рис. 179. Сложная складчатость с чешуйчатой структурой (*b*) и опусканием средней части в *c*.

хромчатость, что в проекции выразится подчас весьма сложными зубчатыми очертаниями (рис. 168).

Большинство седел и мульд имеет большую длину и представляется поэтому на картах эллипсами с очень развитой длинной осью. Иногда же они наоборот приобретают более широкие очертания и в проекции приближаются к кругу. Антиклинали такого типа называются *брахиантиклиналями*, или *куполами*, а синклинали — *брахисинклиналями*[1] (см. рис. 170 и 171). Иногда целые районы состоят из чередующихся кулисообразно в шахматном порядке таких коротких замкнутых складок; особенно харак-

[1] Здесь еще раз подчеркнем уже выше сказанное о смысле замыкания складок на поверхности.

терно это в местах резкого изменения простирания всей складчатой системы или во внутренних углах, расходящихся веером, ветвей целого пучка складок, а также в районах соленосных. Изучение таких соляных куполов особенно важно ввиду связи их с нахождением нефти (Урало-Эмба).

Необходимо отчетливо представлять себе все возможные случаи размыва поверхности складок и пересечение таких размытых поверхностей складок с поверхностью земли. Всякое пересечение пласта с дневной поверхностью называется выходами или *головой пласта* (Schichtenkopf, outcrop) (см. рис. 170). При разрезе симметричной складки пласты, ее слагающие, будут проходить по поверхности в виде параллельных полос, из которых средина будет ядро складки, а по бокам, равной ширины, в двойном числе пласты крыльев; в несимметричной складке ширина полос будет неодинакова по обеим сторонам оси, так как пласты в пологом крыле будут казаться шире, чем в крутом. Брахискладки будут давать округлые, эллиптические фигуры, а длинные складки — полосы.

Отличные примеры этого имеются в Донецком бассейне, в восточной Фергане, в Приташкентском районе. В таких случаях говорят о *брахитек-*

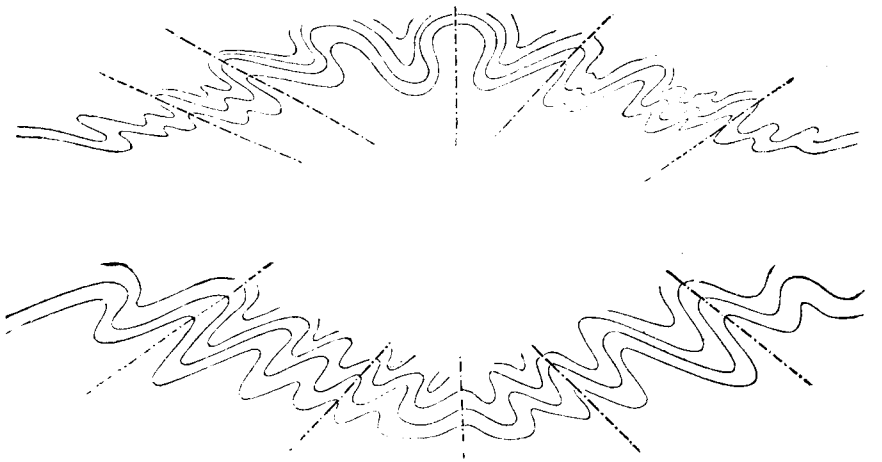


Рис. 180. Антиклинорий (вверху) и синклинорий (внизу).

тонике целого райоиа. Необходимо всегда иметь в виду, что как азимут, так и угол падения свиты изменяются непрерывно и постепенно около заворотов, а в брахискладках вообще повсеместно. Описанное замыкание складок можно назвать их естественным нормальным окончанием в противоположность ненормальному, насильственному, вызываемому или поперечными сбросами (см. ниже) или уничтожением размывом — *эрозией*[1] (рис. 172). В последних случаях никакого загибания пластов и изменения их падения нет. Наконец, может быть и третий способ исчезновения складок по простиранию, также не сопряженный с изменением азимута и угла падения свиты, — путем погружения всей складки под видимую поверхность земли. Это явление, как сказано, связано уже с отклонениями и изгибами шарнира складки. Такого рода погружение складок имеет особо важное значение при разведках заключенных в них полезных ископаемых: пластов угля, рудных выделений, седловидных жил и т. п. (рис. 173).

Шарнир складки — в природе редко горизонтальная и прямая линия. Гораздо чаще она изогнута и волниста как в вертикальной, так и в гори-

[1] Все это относится конечно лишь к наблюдениям на поверхности.

зонтальной плоскости; нередко встречаются шарниры, изогнутые в плане в виде латинской буквы S, так что после изогнутия (в горизонтальном направлении) складка принимает свое первоначальное простирание. Такое явление называется *сигмоидой*. Замечательный пример такого изгиба громадного складчатого комплекса мы имеем в переходе Тянь-шаня в Алаи на месте так называемого Ферганского хребта.

В вертикальной плоскости шарнир складки может, понижаясь и повышаясь, давать свои мульды и седла, причем если они выражены резко, то часто, хотя и неправильно, говорят о второй поперечной складчатости, встречающейся однако гораздо реже, чем принято думать, так как согнутая свита подобно гофрированному железу с трудом сгибается в перпендикулярном направлении; гораздо чаще встречаются наклоны шарниров складок, особенно недалеко от их зарождения, в расходящихся складчатых системах (виргациях) (рис. 174). На рис. 175 и 176 видно разнообразие складок, возникающих в различных частях одного, даже небольшого складчатого элемента, а также возможность смежного положения взаимно перпендикулярных складок и наклона их в различные стороны.

Если серия складок имеет одно общее простирание, то его принимают за главное (на рис. 169 линия *gs*) (lignes directrices, Generalstreichen) и на тектонических картах суммируют в виде одной линии (рис. 174, 177), пони-

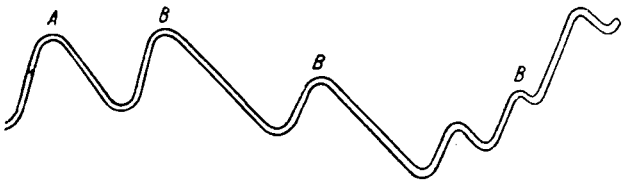


Рис. 181. Складки с крыльями разной длины

A—симметричная складка; *B*—несимметричная складка с крыльями разной длины.



Рис. 182. Ступенчатое поднятие серии складок, осложненное тремя чешуйчатыми надвигами (в вертикальном разрезе).

мая под ней воображаемую общую ось всего комплекса, которая может испытывать такие же отклонения от прямой горизонтальной линии, как указано для шарниров отдельных складок. Таким образом возникают *зоны поднятия* или *кульминации*, *зоны опускания* или *депрессии* всего складчатого комплекса в целом (например весь Памир есть зона поднятия).

В зоне поднятия появляются на поверхности и обнажаются эрозией массивно-кристаллические ядра хребтов и древние слагающие их свиты, тогда как в промежуточных зонах опускания эти древние породы покрыты молодыми осадочными свитами.

В изоклинальных комплексах помимо общего, основного простирания имеется и общее падение.

В случаях искривления шарнира сложной лежачей складки, а тем более целого пакета таких складок, залегание пластов каждого данного места является весьма прихотливым, случайным и не характеризующим общего строения места и направления основных тектонических единиц.

В этих сложных и запутанных случаях *необходимо различать местную тектонику от региональной* и не судить о последней по первой.

Складки всегда проявляются группами, которые то скучиваются (Shaarung, syntaxis), то рассеиваются (s'écarter, zerstreuen), то сходятся (converger, convergieren), то расходятся (virgation); при этом простирание их то прямолинейное, то криволинейное (см. рис. 174), отдельные складки то разветвляются, то уменьшаются, то увеличиваются, то наконец исчезают или выклиниваются. Если сходятся складки различных направлений,

то они или сливаются или же изменяют свое направление, но не прекращаются или не пересекают друг друга, за исключением концов. Группы складок образуют большие системы, отличающиеся общностью наружного вида, возраста, характером местных столкновений, например системы Юры, Альп, Тянь-шаня и пр., которые, несмотря на значительную величину (рис. 178), представляют в свою очередь только отдельные члены более обширной системы дислокации (например широтной системы Европы и Азии или Евразии — см. § 30).

В больших системах складки располагаются иногда параллельно друг другу, образуя изоклинальную структуру данной местности; если при этом складки пережимаются и части крыльев надвигаются одни на другие, то такая структура называется *чешуйчатой* (рис. 179) (la structure imbriquée, Schuppenstruktur); иногда же складки образуют сложную *веерообразную* структуру или *антиклинорий* (structure en éventail composé, zusammengesetzte Fächerstructur) (рис. 180, верх), или сложную *обратно-веерообразную*

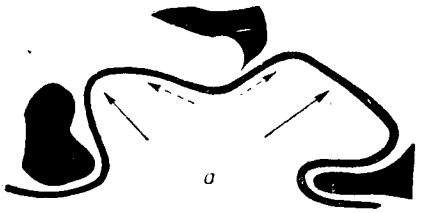


Рис. 183. Протискивание складчатой системы между более устойчивыми массами по Штаубу.

Видно распределение вероятных давлений в разных местах с возникновением обратных движений масс и даже их растяжений, размывов.

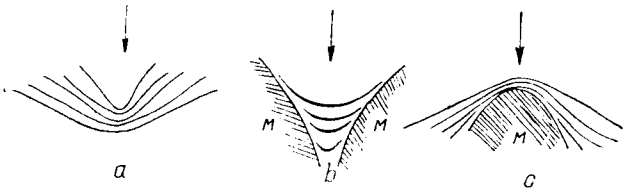


Рис. 184. Виды виргаций по Аргану.

↓ — направление давления и движения масс; *a*—дуги продвижения со свободными виргациями; *b*—дуги продвижения с вынужденными виргациями; *c*—дуги задержания со свободными виргациями; *M*—упоры, „жесткие массы", края „рамы".

структуру или *синклинорий* (structure en éventail composé renversé, umgekehrte Fächerstructur) (рис. 180 внизу).

Длина крыльев складок может быть одинаковая и различная (рис. 181); в последнем случае складки располагаются в виде восходящей лестницы (рис. 182), особенно если они осложнены надвигами.

Для Русской платформы важна особая форма плосковыпуклого, но первоначального залегания — *плащеобразного* или *антеклизы*, происходившего в результате осаждения на незначительных неровностях морского дна, вне влияния тектогенеза. Мазаровичем были установлены наклоны в антеклизах на севере Сталинградского района лишь до 2°, у Камышина 14°, а в верховьи Иловли до 20°. Противоположной формой, отрицательной, плосковогнутой является *синеклиза*. Явления эти еще мало изучены и иногда смешиваются с пологими антиклинальными вздутиями — *валами*.

В каждой системе складок различают, в зависимости от движения ее масс, внутреннюю и внешнюю сторону; первая отличается вогнутостью, вторая характеризуется выпуклостью и обращена в сторону движения масс (рис. 183, 184). Например в альпийской системе, произведенной давлением предположительно с Ю и ЮВ, внутренняя сторона будет южная или юго-восточная, а внешняя — северная и северо-западная.

Анализ больших складчатых изгибов важен не только с точки зрения деформаций их по простиранию, но и в отношении обязательного изменения при этом структур окружающих, прилегающих районов. Иначе говоря, мы получаем *способ различения структур независимых, первичных* от *производных, вторичных, вынужденных*, возникших под влиянием новых соседних элементов.

Однако разбор этих вторичных структур значительно затруднен сильным

смятием старых элементов, их меньшей чувствительностью, восприимчивостью к дальнейшим деформациям. Вертикальное положение свит например является лучшей защитой от влияния дальнейших горизонтальных давлений и складкообразования (см. рис. 165), вместе с тем оно же весьма маскирует вертикальные перемещения, если они имели место. Благодаря сильному давлению сглаживаются все не особенно значительные несогласия между свитами, конгломераты и брекчии деформируясь становятся похожими друг на друга, неслоистые породы приобретают сланцеватость, т. е. с каждой

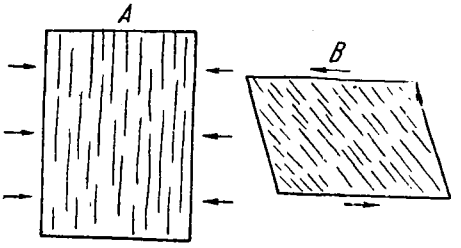


Рис. 185. Расположение в плане осей складок, воспроизведенных экспериментально (Мидом).

A—простым сжатием; *B*—перекашиванием парой противоположно направленных сил (стрелки).

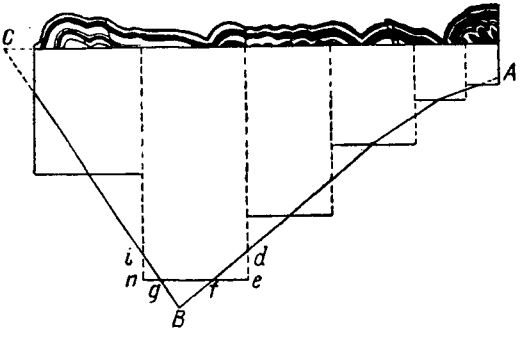
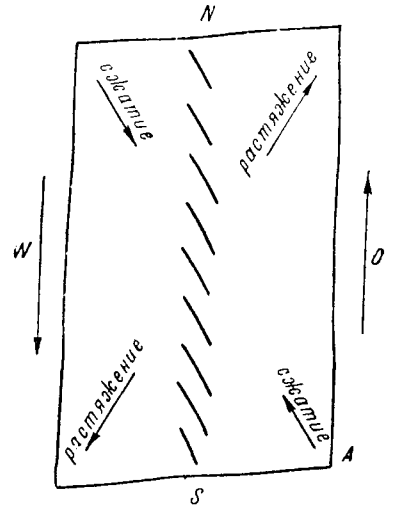


Рис. 187. Схема подсчета глубины складчатости Аппалач между Тироном и Харисбургом, по Чемберлену.

Треугольная призма *ABC* представляет собой общую массу земной коры, захваченную аппалачской складчатостью до глубины 56 *км* (точка *B*).



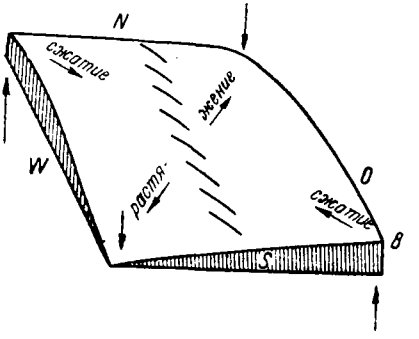


Рис. 186. Образование зоны эшелонных (перистых) разрывов общего меридионального простирания, но с простиранием отдельных разрывов с СЗ на ЮВ.

A—разрывы созданы горизонтальными напряжениями — смещениями с перекашиванием; *B*—разрывы созданы депрессиями ЮЗ и СВ частей и поднятиями СЗ и ЮВ частей.

новой испытанной реакцией все более уменьшается первоначально максимальная способность свежей горизонтальной осадочной толщи к тектоническому запечатлеванию.

Комбинация различных сжатий и скалывающих усилий будет создавать в результате различные формы, в зависимости от соотношения действовавших сил. Вдоль каждой образующейся складчатой горной цепи могут и должны быть различия в интенсивности давлений и величине сопротивления. В результате этих различий возникают изгибы цепи (в горизонтальном плане), в свою очередь возбуждающие вторичные скалывающие

усилия. Это особенно часто имеет место на концах складчатостей, в виргациях. В складчатых дугах (а мы знаем, что подавляющая часть складчатых цепей дугообразна) вращающий момент отсутствует лишь в центре их, на боках же он производит *кулисообразные* (*эшелонные*) (рис. 174, *b*, 185 и 186) дополнительные складки (и сдвиги), простирающиеся под острыми углами к главной цепи. Примером может служить комплекс Юрских складок, а также Японский архипелаг. Изменение компетентности свит по простиранию также может вызывать эшелонирование. В некоторых случаях вторичные, эшелонные структуры (особенно с разрывом) возникают даже с поперечным к главной цепи простиранием. Этот факт имеет большое значение,

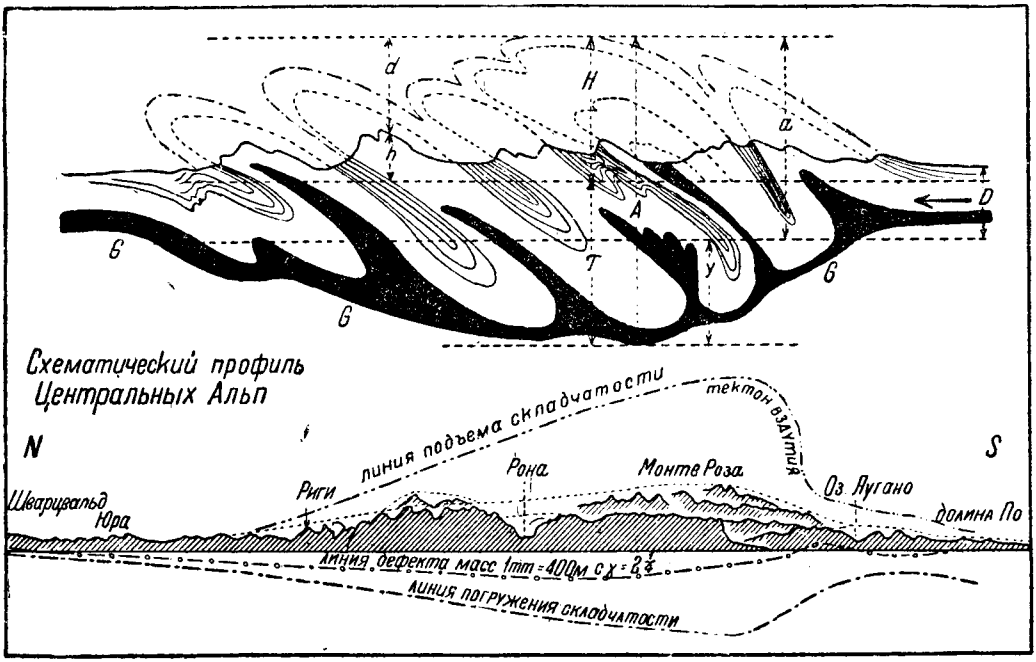


Рис. 188. Складчатость дивергентная и антивергентная. По Стилле.

D—нормальная толщина земной коры до смятия ее; *G*—поверхность скольжения на глубине; *a*—утолщение коры вследствие складчатости; *A*—общее вздымание складчатости; *y*—изостатическое погружение; *H*—подъем складчатости над уровнем моря; *T*—опускание складчатости под уровнем моря; *d*—величина смыва хребта, эрозия; *h*—высота современных Альп над уровнем моря.

как с точки зрения теоретического вопроса о *поперечной складчатости*, так и связанных с этим практических разведочных вопросов.[1]

При анализе целой складчатой системы интересны попытки определения глубины складчатости по методу, примененному Р. Чемберленом для Аппалачских и Скалистых гор (Колорадо). В первых оказалась глубина незначительная от 9 до 53 *км*, а во вторых до 150 *км*. В первом случае смятие более тонкой массы дало интенсивную складчатость (рис. 187), тогда как во втором деформация выразилась лишь в вертикальном поднятии мощного сектора. Метод Чемберлена основан на учете величины укорочения поверхности данного участка и его поднятия в результате складчатости. Например, приняв в южных Аппалачах сокращение первоначальной поверх-

[1] Интересный пример усиления складчатости с возникновением куполов, обогащенных нефтью, при пересечении ее с главными сбросами, описан Б. Виллисом из южной Калифорнии. Так как складки простираются под острым углом к сбросам, то возникло эшелонное расположение куполов. Весь план нефтяных поисков и разведок может быть построен нередко на этом принципе.

ности 100 англ. миль до 75 англ. миль и подъем в 1 англ. милю, Чемберлен получает из этого уравнения глубину захвата складчатостью данного участка 3 англ. мили. Поступая таким образом с отдельными участками складок аппалачского комплекса, Чемберлен нашел, что глубина складчатости этих участков различна, причем тем меньше, чем складчатость на поверхности сложнее, как это видно на рис. 187. Соединяя затем прямыми линиями середины оснований подсчитанных им прямоугольных глыб (кроме второй слева — самой глубокой), Чемберлен получил очертание общей призмы ABC, захваченной аппалачской складчатостью. При этом в виде поверки им подсчитано, что площадь треугольника Bgf равна сумме треугольников dcf и ing.

Для Центральных Альп Геймом также сделано построение распространения складок на глубину (рис. 188).

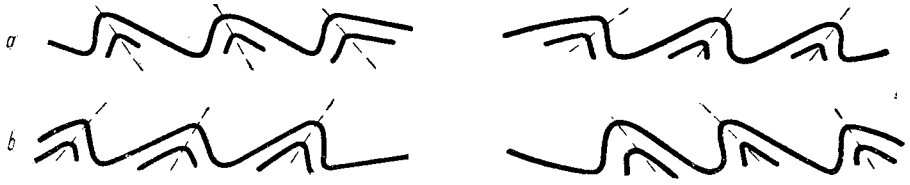


Рис. 189. Сложный пакет складок.

Целые системы могут быть охарактеризованы (по Стилле), исходя из направления движения масс — опрокидывания складок, как *антивергентные* или взаимно направленные и *дивергентные* или направленные друг от друга (рис. 188).

§ 23. НАДВИГИ, ПЕРЕКРЫТИЯ

Под этими различными названиями, ввиду отсутствия точной терминологии не только на русском, но и на иностранных языках, понимаются хотя иногда и несходные по происхождению, но близкие по результатам явления. Основными чертами этого рода нарушения залегания служат: *следы передвигания целых пакетов свит над другими по пологим волнистым или даже горизонтальным, по вообще весьма неправильным поверхностям, повторение в вертикальном разрезе той же свиты в согласном или несогласном залегании и ненормальное покрытие младших свит старшими* (необязательно). В зависимости от разных точек зрения различные авторы придают этим явлениям разные названия, которые не всегда правильно объединяются под наиболее известным—шариаж (рис. 190—200) (charriage, ueberschiebung, thrust).[1] В небольшом масштабе и в простейшей форме шариаж можно рассматривать как крайнюю форму лежачих складок, при дальнейшем надвигании разрывающихся, дающих перекрытия (рис. 179 и 190), отграниченные снизу отчетливой поверхностью надвигания, пересечение которой с поверхностью земли дает линию надвигания, обычно извилистую. Детальное рассмотрение связи складок с разрывами впервые было сделано А. Геймом [*21*].

Анализ Гейма привел к важному выводу о том, что свита пластов не складывается в целом, но что каждый пласт изгибается в отдельности, перемещаясь при этом один относительно другого: следовательно поверхности напластования передвигаются между собой скольжением, производя при этом значительную работу (создавая *пластовые надвиги*, рис. 191). Естественно, что и разрывы могут быть присущи каждому пласту или однородной

[1] От глагола charrier, что значит катить, везти, волочить. Так назвал эти формы М. Бертран, выводя их из выжимающейся и ползущей складки.

группе их в отдельности, не переходя в другую. В этом заключается важный принцип приспособления масс в новых, созданных складчатостью условиях. Независимо от причин разрывов они происходят перпендикулярно направлению растяжения, т. е. к оси удлинения, но так как с другой стороны направления наименьшего сопротивления, сцепления в данном материале являются также направляющими разрыв, то возникают искаженные, средние ориентировки, и поэтому простыми разрывами редко можно и следует пользоваться для выводов о положении осей напряжения.[1] Последние наоборот хорошо устанавливаются по явлениям срезывания. Многочисленные амери-

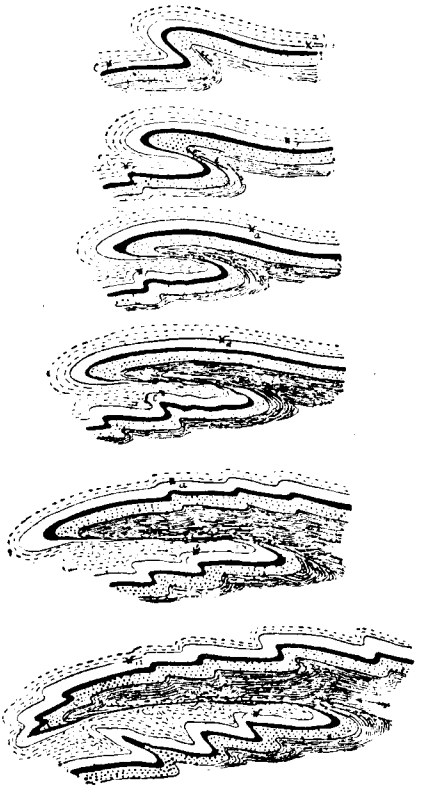


Рис. 190. Последовательные стадии образования надвига из опрокидывающейся складки и вторичное смятие крыльев, по Гейму.

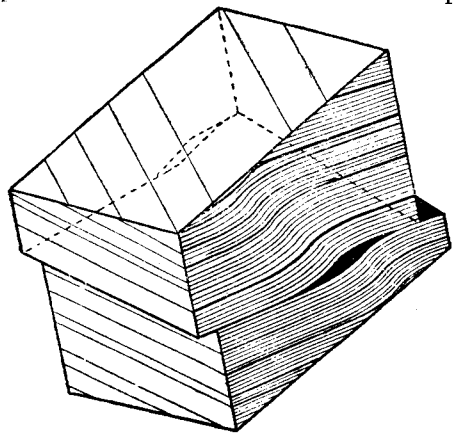


Рис. 191. Пластовые надвиги.

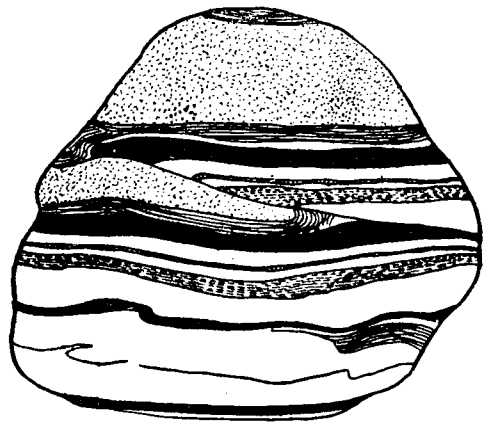


Рис. 192. Пологий надвиг—в гальке в $^1/_3$ нат. вел.

канские работы по этому вопросу (Leith, B. Willis и др.) как наблюдениями полевыми, так и экспериментальными привели к некоторым положениям и методике, правда не вполне однородным. В виде общего правила можно сказать, что углы ромбов, образуемых в теле двумя пересекающимися системами плоскостей скалывания, делятся пополам осями удлинения и укорочения, причем каждая из них может рассекать тупой угол ромба. Промежуточная (третья) ось лежит параллельно плоскостям скалывания. При вращающейся системе сил напряжения возникают две системы плоскостей скалывания, одна параллельно действующей паре сил, вторая же перпендикулярно к ней: по плоскостям первой системы отдельные разъединенные части (пластины)

[1] Падение поверхности надвига может быть в разные стороны.

тела будут смещаться в направлениях пары сил, оставаясь взаимно параллельными. Плоскости второй системы будут последовательно изменять свое положение по мере вращения осей, становясь под углом все более острым к направлению сил.

Геологически эти условия, т. е. явления чистого скалывания, повидимому имеют место редко и вряд ли отделимы от одновременного сжатия. Но во всех случаях надвигания, наталкивания движущихся пакетов друг на друга или на фронтальные массы, вращений и заволакиваний в лобовых частях этих пакетов и т. п. процессы эти надо иметь в виду. Наоборот, наиболее обычным является соединенное действие простого сжатия с вращающими усилиями, простейшим примером чего могут служить крылья любой складки, где сжатие обязано основному процессу, обусловившему самую складчатость, а срезывающие процессы вызываются смещениями пластов параллельно их граничным плоскостям. Угол, образуемый трещинами срезывания с поверхностями пластов, зависит от пород: в мягких, глинистых он доходит до 20°, а в твер-

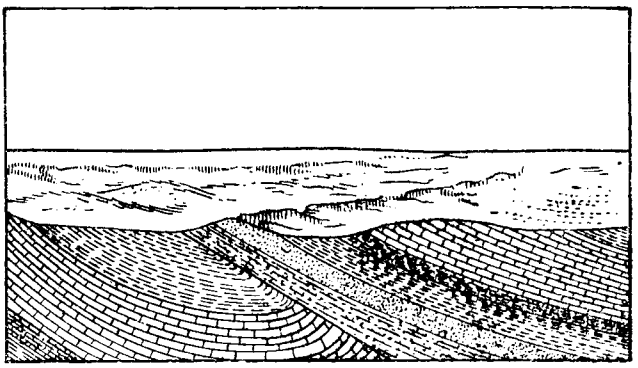


Рис. 193. Профиль и перспективный вид поверхности надвига в складчатой области.

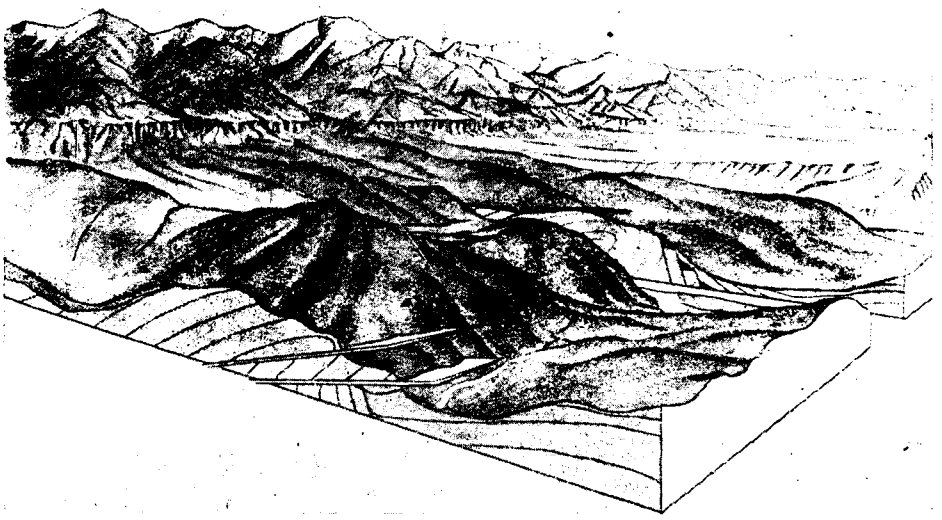


Рис. 194. Пологие небольшие надвиги, разрывающие наклонную антиклиналь на южном склоне Джунгарского Алатау. По рис. С. С. Шульца.

дых песчаниках до 90°. Во всяком случае острый угол между плоскостями скалывания и пластования образуется в сторону направления пары скалывающих сил. Расстояние между плоскостями скалывания зависит от сочетания следующих условий: сопротивления материала, окружающего тела давления и величины деформации. В общем же имеем следующее правило: плоскости скалывания должны отстоять одна от другой так, чтобы (в го-

группе ильном пласте) верхний конец одной из них находился на перпендикуляре, опущенном на нижний конец следующей плоскости или далее, вне его, но не между обеими, так как в последнем случае не может осуществиться вращение соответствующего ромба. В материале неоднородного сопротивления плоскости скалывания изгибаются в сторону наименьшего сопротивления; таким образом например происходит *переход пологих надвигов в крутые* (рис. 195), вплоть до превращения их в вертикальные сбросы и даже падающие в обратную сторону. Такие случаи часто наблюдаются в сравнительно пластичных породах перед жесткими массами или в метаморфических свитах пород (а также на некоторых больших оползнях). Этим же объясняется изменение углов наклона плоскостей скалывания в пластах различной плотности, причем если границы плотностей резкие, то и перемена углов резкая и кривая превращается в ломаную линию.

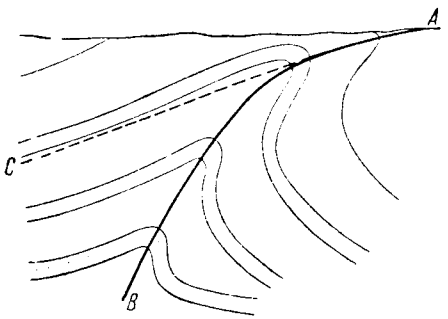


Рис. 195. Истинная (AB) осевая поверхность надвига и проектированная (AC) на основании выходов пласта на поверхности.

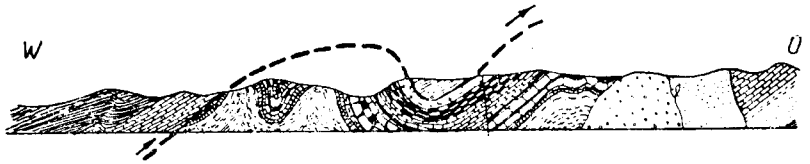


Рис. 196. Изогнутая поверхность надвига в зап. Монтане—США, по Калкинсу.

С возрастанием глубины и увеличением окружающего давления расстояние между скалывающими плоскостями уменьшается, доходя до микроскопического, и весь процесс переходит в явление *течения*. Длинные оси минеральных частиц становятся в параллельное положение, к чему присоединяются перекристаллизация их и образование новых минералов, ориентированных таким же образом. В результате возникает вытянутое сложение пород, параллельное оси удлинения, разбитое поперечными к ней трещинами растяжения. Последние обычно заполняются выделениями минеральных растворов (как например известные примеры растянутых белемнитов и т. п.).

Надвинутое перекрытие представляет собой определенную тектоническую единицу. Поверхности надвинутых перекрытий могут, подобно шарнирам простых складок, испытывать наклоны и разнообразные изогнутия (рис. 195 и 196).

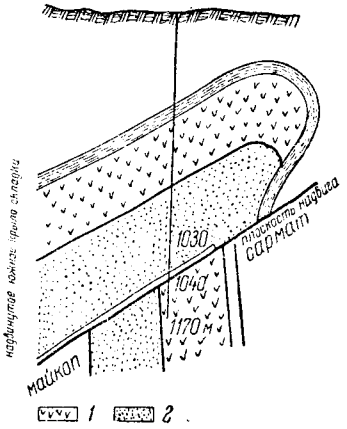


Рис. 197. Надвиг в Старогрозненском районе, по И. Губкину.
1 — свита сармата; *2* — нефтеносная свита.

Детальное изучение положения поверхности надвигов весьма важно при разведках, особенно нефтяных. Хорошим примером важности надвигов может служить изменение взглядов на запасы нефти Старогрозненского района, обнаруженные летом 1934 г. под надвигом (рис. 197).

Верхняя часть месторождения передвинулась на 1 *км* к С и в своем движении запечатала оторванные нефтеносные горизонты в так называемых спаниодонтелловых и чокракско-спириалисовых геологических слоях. Эти запечатанные поднадвиговые слои в своих головных частях сохранили нефтеносность. Ряд пробуренных скважин показал отсутствие в этих местах воды. Поднадвиговые пласты поставлены круто, под углом в 60—70°. Здесь, по мнению И. Губкина, можно рассчитывать на повторение верхних нефтеносных пластов, как среди спаниодонтелловых, так и чокракско-спириалисовых слоев. Надвиги часто являются весьма активными дислокациями и в настоящее время. Так геологами нефтяных компаний в Калифорнии установлено нарушение обсадных труб 22 скважин на южном крыле одной антиклинали (холмы Буэна-Виста), вызванное продолжающимися движениями надвига. Эти движения проявляются и на поверхности: небольшим обрывчиком и довольно значительным изгибом труб, проводящих газ, нефть и воду. Детальными измерениями этих изгибов труб выяснилось, что общее происходящее здесь движение заключается в надвигании глыбы на Ю со скоростью не менее 5 *см* в год.

Проблема надвигов значительно сложнее, чем обычно думают, а наибольший интерес имеет процесс образования пологих надвиганий — «low angle thrust», очевидно горизонтальным давлением, целых больших пластин, пакетов, — процесс совершенно не связанный с разрывом опрокинутой лежачей антиклинали и перемещением ее верхнего крыла по нижнему. На это отличие особенно определенно указали американские геологи (Чемберлен, Б. Виллис), а из европейских — Ампферер, несправедливо, однако, приписывая противоположную точку зрения Гейму, так как она вернее принадлежит Термье в его

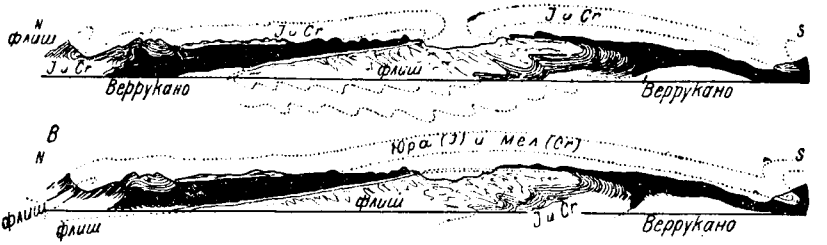


Рис. 198. Глернерская „двойная складка".

A — старое объяснение; *B* — новое объяснение теорией шарнажа покрова мезозойских свит. Альпы.

первых построениях покровного строения Альп. Независимость этих надвигов от складчатости, помимо других факторов, вытекает из того, что они возникали в массивах кристаллических и метаморфических пород. Наклон их поверхностей много менее, чем 45°, т. е. это нормальный угол плоскостей скалывания, образуемых горизонтальной силой, а путь перемещений достигает многих километров. Такие формы известны и в Северной Америке (Скалистые горы), и в Европе (Альпы и Карпаты), и в Азии (Забайкалье).

Факторы, понижающие в таких случаях теоретический угол 45°, согласно опытам и выводам Чемберлена и Миллера,[1] преимущественно зависят от появления вращающихся напряжений; последние развиваются из горизонтальной составляющей:

1) в однородном материале вследствие: а) причин, увеличивающих интенсивность тангенциального давления в верхней части надвигающейся массы относительно нижней ее части, б) причин, уменьшающих сопротивле-

[1] Предварительное, в начальных стадиях деформации, нагромождение материала, увеличивая нагрузку, вызывает вертикально действующую силу тяжести, отклоняющую горизонтальную силу вниз, также понижая этим угол надвигания. Кроме того второстепенные факторы, как неоднородность материала, чрезвычайная длина деформируемой массы, особенности ее формы и пр., могут новидимому влиять в том же смысле. Примером приложения этих принципов могут служить шотландские надвиги; здесь именно первоначально серия крутых надвигов нагромождала большую массу, своим весом отклонившую вниз дальнейшее перемещение, доведя его почти до горизонтального.

пне верхней части, не изменяя его в нижней, и в) причин, увеличивающих сопротивление нижней части, но не препятствующих верхней поддаваться давлению;

2) в неоднородном материале этому процессу способствуют сложность состава и другие условия, создающие подходящие для тех же соотношений различия в компетентности.

Расстояние от места происхождения перекрытия до места его нового расположения, вследствие надвигания, называется *длиною пути* его (Förderslänge, Schubbahn), а иногда *шириной перекрытия* (Ueberschiebungsbreite). Явления перекрытий свойственны многим хребтам, образовавшимся как в третичный период (преимущественно, и построенным именно таким образом — Карпаты, Альпы, Апеннины, Пиренеи), так и в другие периоды.

Корни такого складчатого перекрытия представляются комплексом весьма круто поставленных пластов с общей тенденцией к загибу в сторону движения перекрытия. Средняя, бо́льшая часть его (самое перекрытие) может достигать многих *км*, но обычно меньше его длины, считающейся по простиранию свит. Производя бурение в корневой части перекрытия, мы будем встречать по мере углубления все более древние горизонты свиты, тогда как в средней части, пройдя толщу перекрытия, мы встретим более молодые отложения, которые в свою очередь могут представлять нижний

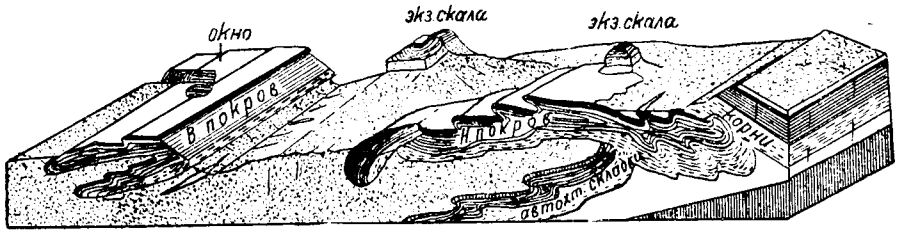


Рис. 199. Схема покровов.

пакет, также надвинутый, или же подлинную *аутохтонную свиту*, т. е. находящуюся на месте своего первоначального образования, имеющую тут же свои корни; аутохтонные свиты могут лежать ненарушенно или же быть сложенными в простую складчатость. Обратно, свиты перекрытия лежат в средней, главной его массе *без корней* — или *аллохтонно*, как бы плавая на своей подстилке; при этом особенно убедительны залегания кристаллических пород без корней на более молодых осадочных массах (рис. 198—201).

Относительно места образования перекрытий нет единой точки зрения. Большинство полагает, что они (как и вообще складчатость) могут образовываться только на глубине, некоторые же доказывают происхождение перекрытый на дневной эродированной поверхности (наблюдения Ампферера [*22*] в Альпах, Шатского [*23*] в Дагестане), так называемые *послеэрозионные надвиги* (Б. Виллис).

После своего образования перекрытие в целом в следующий горообразовательный период может подвергнуться обычному складкообразованию, весьма усложняющему общую картину, причем в средней части, особенно в нижних ее горизонтах, возникает ложное впечатление простой спокойной аутохтонной складчатости. В лобовой части перекрытия может происходить его расщепление на два или несколько как бы самостоятельных пакетов, производных от главного (рис. 199).

Лоб (Stirn) надвига может вздыматься вверх (рис. 200) (Brandungsdecken) или наоборот погружаться вниз, нырять (рис. 199) (Tauchdecken).

Несколько покровов, лежащих один над другим, объединяются в понятие целого *пакета покровов*[1] (Deckenpacket), внутри которого можно выделять совокупность более стратиграфически близких между собою покровов в отдельные системы их (Deckensystem) или в покровы разных порядков (1-го порядка, 2-го и т. д.).

Поперечное к направлению надвига, его ширине, и параллельное его длине изогнутие, волнистость вызывает исчезновение, погружение и поднятие отдельных покровных систем.

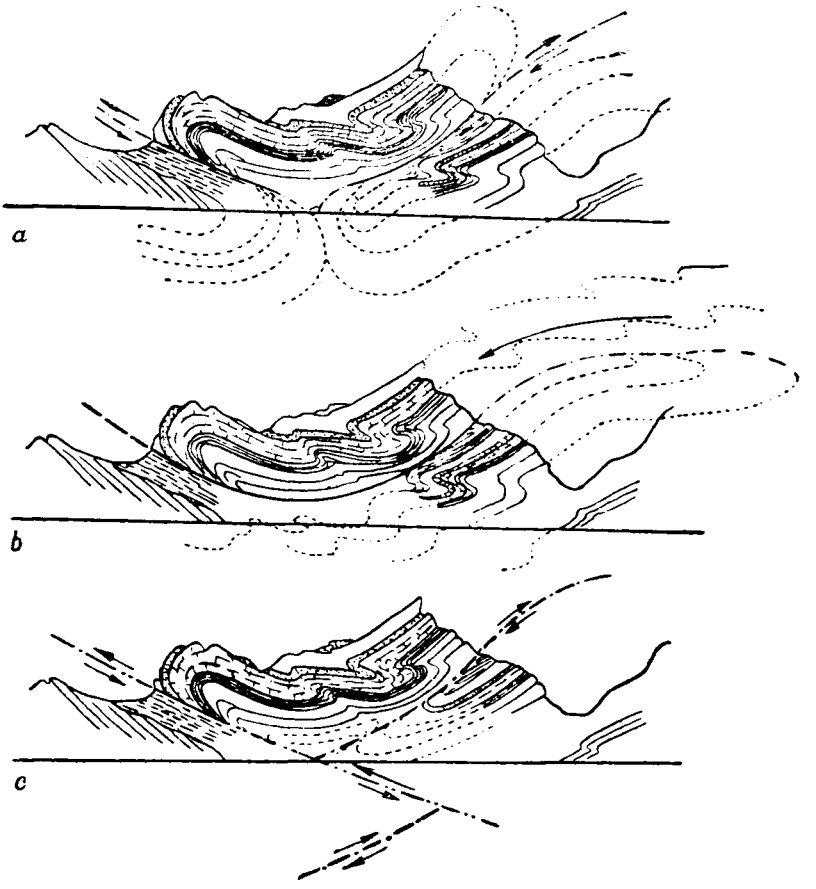


Рис. 200. Пример возможности различного объяснения одного и того же элемента сложной альпийской тектоники.

a—изображает идею веерообразной антиклинали с пережатой средней частью в надвинутыми в сторону крыльями; *b*—тот же пакет смятых слоев, с точки зрения идеи шарнажа, представляется лобовой частью большого перекрытия, двигавшегося с юга (справа); *c*—вариант предыдущего, где предполагается, что нижняя часть рисунка есть часть более старого перекрытия, надвинутого с севера (слева), которое потом было срезано и смещено новейшим, надвигавшимся с юга (справа); стрелки показывают относительные перемещения частей обоих перекрытий по плоскостям нарушения (пунктир с точками).

При своем движении перекрытие оказывает различные механические воздействия на подстилающие его массы — *бороздит*, шлифует (подобно ледниковому покрову) плотные породы и увлекает верхушки мягких, как бы вытягивая из них мелкие складки, тонкие, остроугольные (*пламенные*). Основание перекрытия вследствие этого часто характеризуется полосой пере-

[1] Не следует смешивать этих надвинутых, тектонических покровов с покровами эффузивных вулканических пород, лежащих аутохтонно, на месте их нормального излияния.

мятых, раздробленных, истертых пород — *милонитов*, нахождение которых в широком распространении дает также указание на наличность перекрытия (рис. 202, 203).

При передвижении верхнего надвига далее нижнего, лобовая часть последнего может от растяжения раздробиться на отдельные части и куски, образуя так называемую тектоническую морену. Встречая препятствие, лоб надвига наползает на него и поднимается (Deckenbrandung), производя одновременно сильные нарушения и в породах препятствия. Между отдельными покровами пакетов также происходит борьба за пространство, выражающаяся во взаимных выдавливаниях, выжиманиях и т. п. Остатки таких

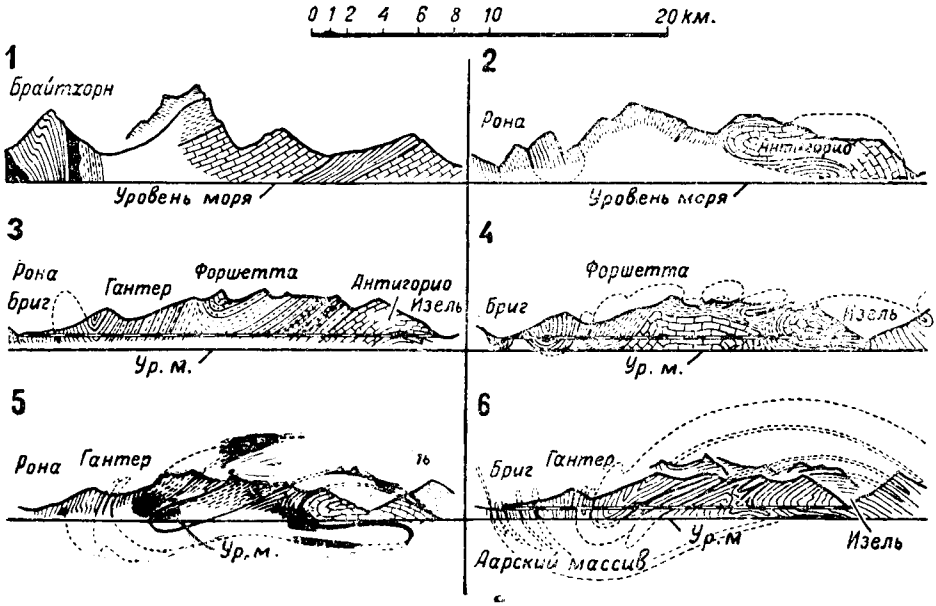


Рис. 201. История геологического профиля Симплона—главные варианты его и объяснения различными авторами.

1—4—до, *5—6*—после появления учения о шарьяже.
1—1851 г. Штудер. Впервые правильно было установлено покрытие мезозойских свит древними гнейсами; *2*—1889 г. Герлах. Первый проект туннеля после детальных съемок; установлена опрокинутая ва север складка „гнейсов Антигорио"; *3*—1893 г. Шардт. Официальный профиль, принятый проектом туннеля; *4*—1898 г. Шмидт. Составлен в начале проведения туннеля; *5*—1901 г. Люжон. Первое изображение слепого окончания гнейсовых масс (лбов) лежачих складок, погруженных в лоонящиеся сланцы; *6*—1905 г. Шмидт и Прейсверк. Обработка данных по окончании туннеля на основе представлений Шардта и Люжона.

разрушенных покровов носят различные названия (Schubsplitter, Schubfetzen, Gesteinspreu, exotische Blöcke), преимущественно же *экзотических скал*, т. е. чуждых окружающим породам (рис. 199, 203 и 204).

Простирание, длина надвигов обычно совпадает с простиранием горной системы, а направление их движения, будучи к нему перпендикулярным, остается при всем процессе однообразным (например в Альпах с Ю на С). Так как в поперечном направлении горные цепи обнаруживают нередко смену фаций, изменение слагающих их свит, то надвиги следовательно вызывают перемещение фаций одной части, одного склона в другую, инородную. Вследствие этого часто в пакете покровов можно видеть повторение свит одновозрастных, но разнофациальных; замечено, что именно фациальные границы чаще всего являются и границами отдельных покровов в области их зарождения. Вертикальное изменение фаций и мощности повторяю-

щихся одноименных отложений также один из верных признаков шариажа [24].

Бельгийский геолог Фурмарье, давший чрезвычайно ценные исследования покровного строения (варисцид) в Бельгии, определил[1] масштаб вероятных относительных движений покровов так называемого *шариажа Кондроц*. Относительное движение в нем верхнего покрова достигало 12 *км*, а движение нижнего (Thein) по неподвижному основанию определяется около 10 *км*. В сумме, складывая перемещения отдельных покровов (вместе), общее перемещение определяется Фурмарье до 30 *км* с Ю на С, а в западной части Бельгии даже более.

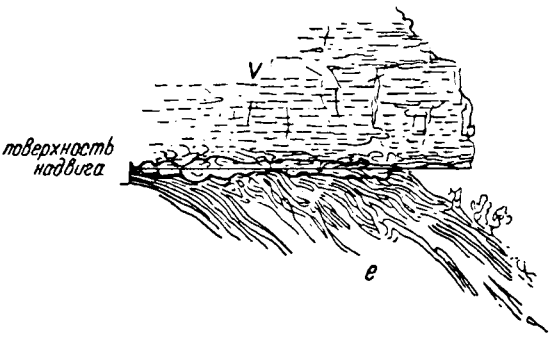


Рис. 202. Милонитизированная постель (*e*) большого надвинутого глернского покрова (*v*—его нижняя часть). Рис. А. Гейма.

Относительно направления движения покровов часто возникают неясности даже в изученных местах. Так, вопреки европейским, американским геологом Б. Виллисом было высказано предположение о том, что первоначально часть альпийских покровов были надвинуты не с Ю, а с С, что он пытался доказать некоторыми разрезами. Лейц со своей стороны подчеркивает существующую все же неясность в вопросе происхождения и движения больших альпийских шариажей. Причину этого обстоятельства Лейц видит в том, что основная теория шариажей, созданная Люжоном и развитая Арганом, зависит исключительно от отрицательных палеогеографических данных, иногда весьма сомнительного значения, так как отрицательные данные с каждой новой находкой, которых всегда можно еще ожидать, могут превратиться в положительные.



Рис. 203. „Экзотическая скала", „Klippe", т. е. свидетель, остаток перекрытия, лежащий ненормально на более молодой свите. Вершина Сэолан во Французских Альпах около Барселонетт. Фот. Д. Мушкетова.

Относительный возраст отдельных пакетов гельветских покровов и направление их движения гораздо лучше и точнее можно было бы установить, анализируя дифференциальные (относительные) движения между пластами этих пакетов и между отдельными

[1] Труды Бельгийского геологического общества 1933, № 7—8. Следует отметить, что вообще идея шариажа впервые была подтверждена бурением именно в Бельгии.

накетами, вообще методами структурного геологического анализа. Например противоречие в понимании пеннинских покровов зиждется между прочим на различном толковании разными авторами (Шмидт, Арган) вершины Маттерхорна. Не ясно, моложе или старше сдвиты, слагающие эту вершину, нижележащих, и исходя из этого не ясно, представляет ли

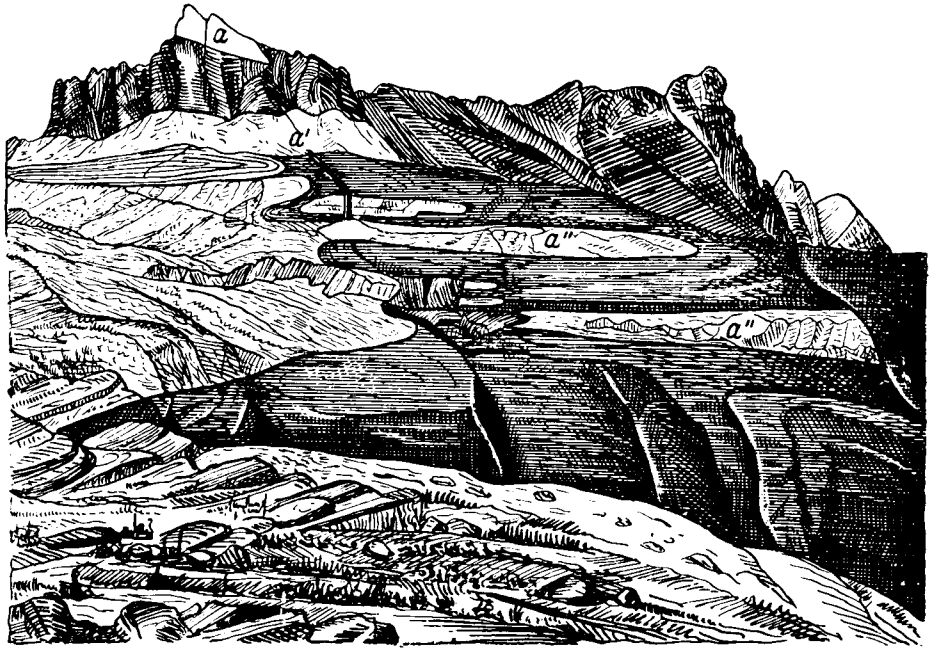


Рис. 204. Вершина Гстелли-горна в Урбахтале в Бернском Оберланде.

Светлые полосы: a' a'' означают гнейс, залегающий среди известняков верхней юры; *темные полоски* в контактах означают среднюю юру и доломит.

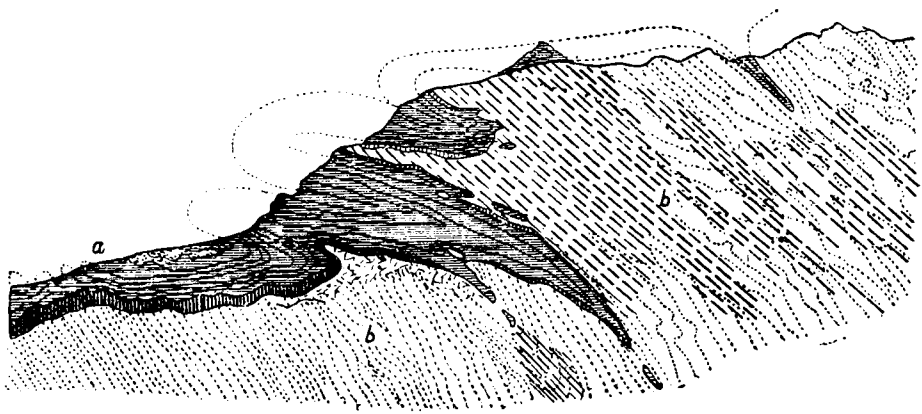


Рис. 205. Схематический профиль клинообразных и эллиптических включений известняка (*a*) в гнейсах (*b*) Бернского Оберланда. Штриховка (*b*) показывает направление сланцеватости в гнейсах.

вершина остаток антиклинали или синклинали. От того или иного решения этого элементарного вопроса изменяются все основные построения тектоники данного района. Доводы полемизирующих в данном случае авторов основаны лишь на литологических данных и вроекционных построениях на соседние вершины весьма сложных тектонических взаимоотношений.

Между тем задача различения синклиналей от антиклиналей очень простая и чисто структурная. Лейн попробовал сделать несколько наблюдений в Западных Альпах, применяя анализ отношений между кливажем и основанием. Если кливаж (кливаж течения указывает направление наибольшего удлинения, т. е. вместе с тем указывает и положение осевой поверхности данной складки) указывает движение внутренних слоев вверх относительно внешних, то мы имеем несомненно синклиналь, если же внешние слои двигались относительно внутренних, то это антиклиналь. После анализа отдельных небольших мест Лейном сделана попытка установить осевую поверхность целого пакета шарнажа и, так сказать, выправить смятую поверхность его надвигания, чтобы получить половину каждой опрокинутой складки до его разрыва. Так например горизонтальное положение кливажа в лобовой части пакета Диаблере хорошо характеризует его горизонтальное пыряющее положение и т. п. Конечно в таких случаях необходимо еще выяснить, в какой мере первичная структура складок была изменена последующими движениями. Важны наблюдения над образованием кливажа и вообще механических деформаций не только перемещенных масс, но и их оснований, хотя бы сложных кристаллических массивов, по которым двигались перекрытия, так как эти данные несомненно могут помочь определению направления движения.

Размыв перекрытий дает еще более запутанные явления, чем размыв складок. Часто при уничтожении части (наиболее поднятой) перекрытия из-под него появляются более молодые свиты в так называемых *окнах*. Этот термин не прилагается к нормальному обнажению эрозией более древних пород из-под младших в аутохтонном залегании (см. рис. 199).

Наконец похожие на окна явления возникают еще в так называемых *ядрах протыкания* (диапировые складки) или *пуговицах*. Это, так сказать, унаследованные явления, под которыми понимают продавливание вверх, через несогласно отложившуюся более молодую толщу ранее бывших в этом месте антиклиналей. Последние, вследствие продолжения или возобновления прежнего движения, сжимаясь, становясь все круче, растут вверх и протыкают свою новую покрышку. В особенности сильно и отчетливо это явление в пластическом материале, таком, как каменная соль, гипс, уголь, выжимаемом вертикальными столбами, создавая несогласие даже в согласной свите и образуя так называемую *соляную тектонику*, или *экспрессионную* (см. ниже рис. 256—264) [*25*]. Сюда же относятся выжатые вверх веерообразные складки.

Вдоль простирания складчатой зоны перекрытия могут быть также волнисто изогнуты в вертикальной плоскости, вследствие чего в некоторых местах появляются *окна* одних перекрытий из-под других.

В предыдущем изложении перекрытий мы исходили из первоначального процесса складчатости, образования лежачей складки, разрывающейся и надвигающейся все далее в том же направлении. Однако далеко не все перекрытия такого происхождения.

Для большей ясности может быть было бы лучше сохранять термин *шариаж* именно за формой, выводимой из такой складки, перекрытия же другого генетического типа называть *пластинчатыми* или просто *пологими надвигами*, как это делают американцы. При общем движении перекрытия, пакета пластин, они все как бы связаны общим давлением сзади. При отрыве передние части остаются на месте, а задние, надвигаясь на них, образуют чешуи (Шотландия). Таким путем из одной первоначально пластины (покрова) могут возникать несколько надвинутых одна на другую, т. е. черепицеобразный комплекс (преобладающий тип в северных известковых Альпах). Этим же путем старые структуры могут сдвигаться в целом почти без всякого внутреннего своего изменения (наподобие эрратических масс, перемещаемых ледником).

Установление пологих перемещений — перекрытий достигнуто лишь недавно, в начале нашего века (первый в 1826 г. Вейс открыл южнее Дрездена гранит, лежащий на меловой свите) сначала в Западной Европе и Северной Америке, но за последние годы их наличие открывается все более во всех частях земли и разного возраста. В отличие от шариажей и

пологих пластинчатых надвигов можно говорить о крутых *чешуйчатых надвигах*, которые уже трудно отделить от взбросов. Таким образом надвиг представляется формой, генетически связывающей дислокации тангенциальные с радиальными рядом взаимопереходов (рис. 206—209).

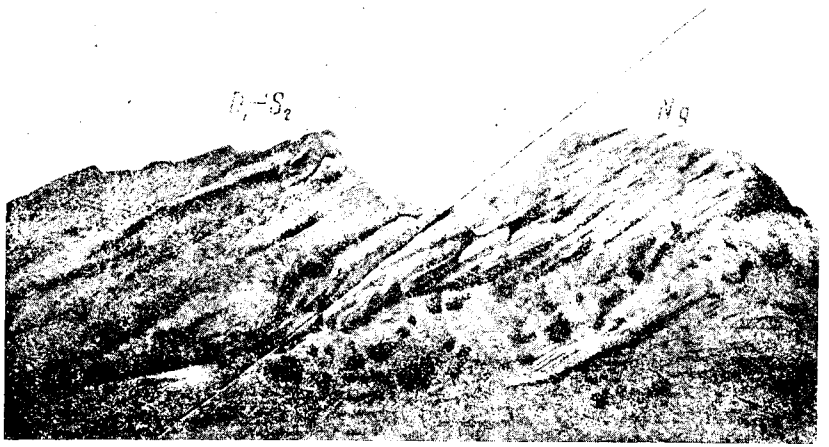


Рис. 206. Надвиг в Алайском хребте. Нижнепалеозойские известняки, надвинутые на верхнетретичные песчаники. Фот. Д. Мушкетова.

Поверхности этих надвигов круче, чем поверхности передвижения перекрытий, соответственно этому путь их перемещения короче. В Вестфальском каменноугольном районе мы имеем хороший пример такого прямолинейного перемещения по пологой ровной плоскости целой свиты пластов на расстояние до 1 200 *м* до складкообразования, во время которого уже были смяты согласно не только эти пласты, но и самая плоскость надвига (Schollenschiebung, gefaltete Schollenüberschiebung). Подобные же случаи имеются и в Донбассе.

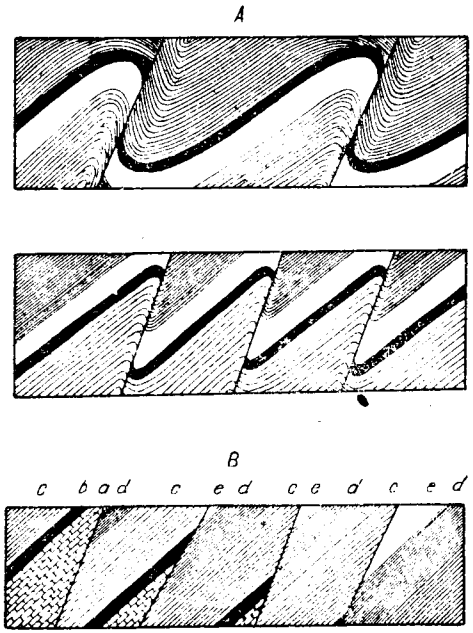


Рис. 207. Чешуйчатое строение вследствие: *A* — складчатого надвигания; *B*—глыбового надвигания.

Точных определений в этом отношении еще нет, но приблизительно можно сказать, что если перемещения перекрытий (шариажей) измеряются десятками километров, доходя до ста и более, то перемещения *чешуйчатых надвигов* измеряются единицами километров и меньше. Эти надвиги можно назвать просто *чешуями* (рис. 207, 208 и 209) (или надвигами *германотипными*), в отличие от *перекрытий* (или надвигов *альпинотипных*). Если вторые являются характерной формой молодой тектоники, происходящей в еще пластичных частях земной коры, то первые повидимому являются проявлением напряжений в более уплотненных уже частях. Так например во время образования сложной складчатости с перекрытиями в Альпах, впереди

ее, в средней Германии более жесткая, уже смятая предыдущей (варисцийской) складчатостью масса раскалывалась, и сокращение ее поверхности происходило в форме чешуй-надвигов. То же имеем и в Памир-Алайской системе, где Памир играет роль Альп, а Алайский хребет и его западные продолжения расколоты многочисленными надвигами-чешуями (рис. 206).

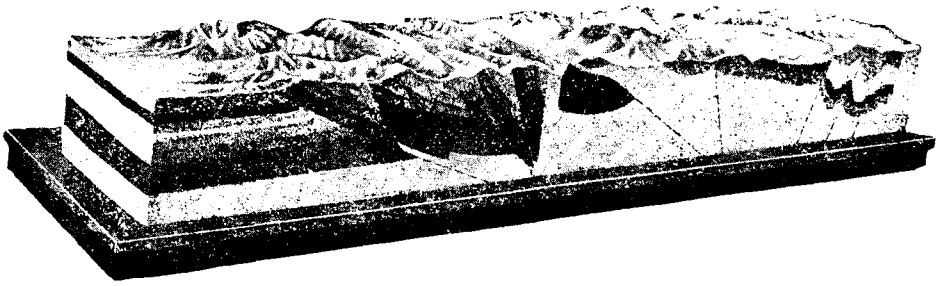


Рис. 208. Чешуйчатое строение Скалистых гор в Сев. Америке. Модель Горного музея.

Немецкие авторы различают три вида надвигов:

1. Faltenüberschiebung — надвиг складчатый
2. Deckenüberschiebung — надвиг покровный } или шариаж
3. Schollenüberschiebung — надвиг глыбовый, чешуя.

Последний вид надвигов встречается часто, помимо рейнско-вестфальской области, в северо-западной Шотландии, усложняя в виде второстепенного явления большие надвиги и покровные перекрытия. Два соседних надвига могут отграничить между собой клинообразную, как бы опущенную часть, ложный грабен; если же плоскости надвигов падают друг другу навстречу, т. е. происходит сближение их, то заключенный между ними клин как бы подсекается и приподнимается, надвигаясь на две противоположные стороны, образуя горст, суживающийся вниз. Подробнее об этих формах ниже, но здесь следует отметить, что таким путем, процессами чисто горизонтального, тангенциального давления, создаются уже формы дислокации радиальной, с вертикальным перемещением, и что следовательно *не всегда можно ограничивать* даже генетически, а особенно морфологически, *дислокации пликативные, горизонтальные* от *дизъюнктивных, радиальных.* В дальнейшем

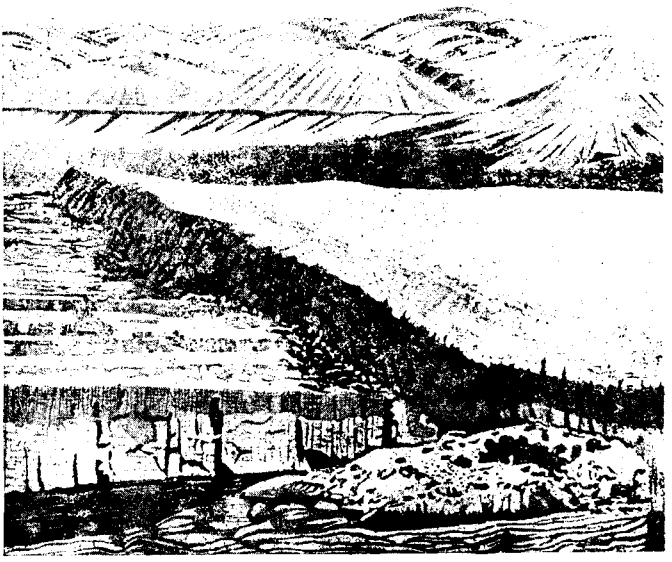


Рис. 209. Надвиг пласта известняка: нижележащие пластичные глины смяты. Фергана, р. Куршаб-Когкарата. По фот. Д. Мушкетова, рис. Терлецкого.

мы увидим, что и обратно, горизонтальные перемещения, складки, надвиги, перекрытия часто лишь сопровождают вертикальные, располагаясь по краям горстов и направляясь по плоскостям, наклонным в сторону опускания.

Школе австрийских геологов (Коссмату, Ампфереру, Кориелиусу, Швиннеру и Коберу) мы обязаны чрезвычайно многими добавлениями к учению о тектонических структурах и анализом всей альпийской системы. В частности весьма интересный анализ дает Ампферер [22] в ряде отдельных статей, которые он опубликовал в течение последних 8 лет в изданиях Австрийского геологического комитета и из которых мы заимствуем ряд нижеследующих соображений. В том виде, как достижения альпийских геологов были суммированы в основном сочинении по геологии Швейцарии А. Гейма, содержится еще большое количество противоречий или недоговоренностей, главным образом с точки зрения механического анализа отдельных тектонических явлений.

Одним из важнейших вопросов, привлекавших большое внимание, за последнее время является вопрос о корнях покровов или перекрытий, которые в большинстве случаев не устанавливаются. Целый ряд геологов указывают на то, что их не только трудно, но и невозможно найти, и что в сущности говоря их и не следует искать, потому что их не может и не должно быть. Так например с точки зрения тектонической гипотезы скольжения никаких корней конечно быть не должно. Отдельные пакеты нагромождаются друг на друга в общем скольжении по наклонным плоскостям, отрываются от своего первоначального продолжения, а вовсе не нагромождаются в виде складчатых вздутий. Ампферер совершенно другим путем подходит однако к тем же выводам.

Если обратиться к элементарному анализу складчатости, представляющейся нам в результате горизонтального давления, то можно уподобить складчатую цепь цепи из каких-то отдельных звеньев. Звенья эти могут быть равной или разной прочности и способности к передаче давления. Совершенно ясно, что в каждой такой цепи способность к передаче давления всей цепью будет зависеть от способности слабейшего звена, и наличие таких слабых звеньев ослабит конечно цепь, хотя бы состоящую из крепких частей. Это положение одинаково как в случае растяжения цепи, так и в случае сжатия ее. В последнем случае однако, если сжатие будет превышать способность к сопротивлению каких-либо частей цепи, то будет наблюдаться их выжимание в результате давления. В этом будет основная разница между растяжением и сжатием. В первом случае при наличии слабых членов произойдет разрыв и прекращение всего процесса; во втором случае будет происходить постепенное выжимание отдельных частей.

Если материал способен сминаться или образовывать складки, то будет наступать складчатость, а в тех частях, которые представляются более хрупкими, будет происходить раздробление при возможном выжимании кверху. Более слабые части, сминаясь, будут давать поднимающиеся, выжимающиеся кверху узкие складки. Раз смятые таким образом части при возобновлении давления будут оказывать большее сопротивление, чем первоначально. При этом процессе однако седла или антиклинали будут становиться все выше, а синклинали или мульды становиться все уже. Но никогда не может произойти превращения мульд в седла или обратно. Таким образом, при постановке всех складок в вертикальное положение и при достаточном их уже сжатии, будет достигнута конечная цель процесса (см. рис. 165). Мы видим, что первое расположение складчатости будет как бы определять все дальнейшее развитие этой конструкции, и скорее всего можно ожидать, что дальнейшие фазы ее будут происходить по первому плану.

Это положение в большинстве складчатых комплексов и имеет действительно место. Исходя из этого же рассуждения мы видим, что большие простые складки в пределах такой смятой цепи вряд ли могут образоваться. Вместе с тем однако мы знаем о существовании громадных лежачих опрокинутых складок, которые должны следовательно иметь какое-то другое механическое объяснение. Анализируя однако такие складки, мы видим, что они не состоят из нескольких складок вместе. Происхождение их по всей вероятности возможно только в том случае, если в пределах конструкции какие-то части могли выйти из воздействия общего давления, т. е. оторваться от своего основания и переместиться куда-то в сторону.

Ампферер приходит к выводу, что большие перемещения Альп не представляют собою, как это было принято думать, результатов больших опрокидывающихся складок, но являются вышедшими и оторвавшимися от своего основания пакетами слоев, которые в дальнейшем переходят в горизонтальное движение в виде отдельных пластин или пакетов, сминая при этом движении промежуточные части. Вот этот именно механизм прокатывания может давать те крайне сложные и запутанные, лежачие и свернутые складки, которые мы видим почти во всех альпийских разрезах. Вместе с тем, под давлением перемещающихся пакетов, которые, судя по альпийским разрезам, могут достигать 3 *км*, могут происходить под ними повышения температуры до 100°, т. е. уже до температуры кипения воды, что облегчало переход в полупластичное состояние сминаемых масс. Следовательно мы должны различать механически различные формы, верхних, жестких двигающихся пакетов и лежащие под ними на значительной глубине зоны, где происходило сложное перекатывание, смятие масс. Эти прокатанные или вывальцованные складки (по терминологии Ампферера *лапша*, *струцель* — закатанные слои

теста) не представляют собой складок в обычном понимании слова, т. е. поднявшихся и опрокинувшихся. Эти явления совершенно различны, и результаты их конечно тоже различны. Эти закатанные складки имеют неограниченные пределы роста, чего не имеют обычные складки. Равным образом образование каких угодно форм лежачих и многократно опрокинутых и скрученных вокруг своей оси складок этим механизмом объясняется весьма легко.

Наконец, анализируя форму закручивания этих складок в разных условиях движения, т. е. в зависимости от того, опережают ли верхние пакеты нижние, или наоборот, нижние опережают верхние, бывает возможно определять не только направление общего движения всех пакетов, но и взаимные их между собой движения.

Таким образом, если для обычных складок существуют определенные границы их роста и развития форм, то для этих вывальцованных складок представляются неограниченные возможности движения, размеров и чрезвычайно разнообразных и неправильных форм.

Последнее касается не только разреза поперечного к простиранию, но и по простиранию, где могут возникать всевозможные искривления осей, их выклинивание, исчезновение и т. п. Эта идея чрезвычайно плодотворна для анализа альпийских конструкций.

При изгибании простирания таких цепей складок естественно ожидать поперечно к их осям явлений растяжения и разрывов или обратно, наблюдая эти явления, мы получаем руководящие указания к установлению общего механизма движения. (Такое растяжение складок, например, очень подробно изучено в Западных Альпах Тауэрн-Зандером.) Самое направление следов скольжения при вывальцевании складок, при вытягивании вывальцованных складок в сторону, будет расположено параллельно их оси, тогда как при обыкновенных складках следы скольжения на их крыльях расположены перпендикулярно к осям. Другое существенное отличие обычных складок от вывальцованных заключается в том, что в первых соединение мульд с седлами представляется обязательным и правильным явлением, между тем как во вторых оно вообще говоря не существенно, так как такая складка, заворачиваясь сама в себя, может совершенно оторваться и потерять всякую связь с своим первоначальным продолжением. Таким образом отдельные вывальцованные складки смогут находиться в отдельных частях разреза без обязательной связи между собой, что с точки зрения анализа обычных складок представляется непреодолимым затруднением.

Таким путем мы приходим к очень важному выводу о ненужности или во всяком случае необязательности построения грандиозных, уничтоженных эрозией, так называемых воздушных частей отдельных складок и целых складчатых систем.

В этом заключается одно из важных возражений против альпийской тектоники, так как для восстановления колоссального этапа смытых частей альпийской системы мы не имеем вокруг Альп достаточного количества снесенных этой эрозией обломочных материалов.

Сравнивая тектонику Западных и Восточных Альп, кроме других отличий можно отметить большую эрозию первых, вызванную вероятно большим их поднятием в целом. Но многое можно отнести и за счет различного способа изображения геологии тех и других.

В Швейцарии, например, весьма распространено применение *сборных профилей*, на которых изображаются не только видимые в данном разрезе геологические факты, но и те, которые находятся выше или ниже и наблюдены в иных местах в обе стороны по простиранию. Метод этот часто весьма полезен для анализа сложной тектоники, но при этом нельзя забывать, что суммируются вещи, в натуре лежащие не друг над другом, а лишь рядом, что не одно и то же. Вместе с тем вовсе не обязательно в таких случаях, чтобы поверхности скольжения, граничные между отдельными пакетами, простирались правильно в обе стороны. В результате же пренебрежения этими соображениями весьма возможно возникновение совершенно искусственных, неверных построений, соединяющих вместе элементы, по существу различные. Например всевозможные воздушные соединения, как отдельных складок, так тем более пакетов их и целых перекрытий, могут объясняться весьма различно и без обязательного допущения громадных поднятий и таких же затем колоссальных погружений и полного обращения рельефа.

В значительной мере вследствие различной методики западноальпийские разрезы пересечены тектоническими деталями, в то время как восточноальпийские ими весьма бедны. Но другая причина этого различия заключена в действительно большей простоте тектоники тяжеловесных мощных известняковых и доломитовых масс Восточных Альп и меньшей высоте и более поверхностной вскрыше их.

§ 24. СБРОСЫ

При радиальной дислокации, когда движение совершается в двух противоположных направлениях, могут возникать трещины, отделяющие различные участки, которые будут скользить по этим трещинам в различных направлениях или по одному направлению, но с разной интенсив-

ностью движения. Перемещение в вертикальном или близком к нему направлении называется сбросом [26] (рис. 210—20) (faille, Verwerfung, Sprung, fault).

Сбросы могут возникать:

1. В нейтральной зоне, замещая ее и отделяя два крупных участка, перемещающихся в различных направлениях.

2. В нейтральной зоне, замещая ее не одним разрывом, а целой их группой с постепенным изменением знака движения путем постепенного уменьшения интенсивности перемещения в более мелких участках (ступенчатые сбросы).

3. Внутри перемещающихся крупных участков с общим направлением движения, разбивая их на более мелкие части с различными движениями (общий случай).

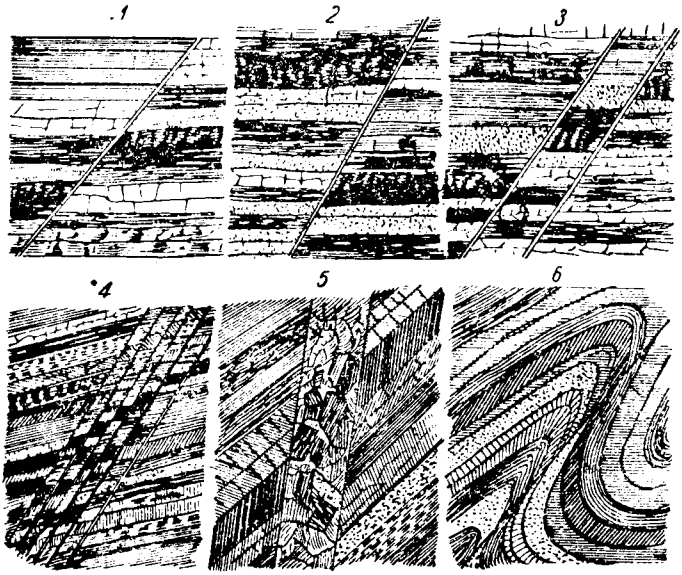


Рис. 210. Сбросы.

1—сброс; *2*—взброс или переброс; *3*—двойной сброс; *4*—сложный сброс; *5*—сброс с брекчией трения; *6*—сброс-складка.

Выделяя эти три группы, мы конечно должны иметь в виду, что в природе могут встречаться и всевозможные комбинации указанных трех случаев. При определении и характеристике сбросовых явлений мы должны руководствоваться следующими основными положениями:

1. *Падение поверхности сброса колеблется около вертикального,* что естественно вытекает из движения по направлению радиуса перемещающихся участков земной коры, для которых сброс является границей. Это мы констатируем в естественных обнажениях, а также в подземных выработках, где часто эта поверхность изменяет свое падение, образуя ломаный профиль, в общем приближающийся к вертикальному.

2. *Так же, как по падению, сбросы обнаруживают по простиранию прямолинейный или ломаный профиль.* Это естественное следствие раскалывания отверделых и не изменяющих своей внутренней структуры частей поверхности при их вертикальном перемещении.

Сбросы в вертикальном направлении встречаются сравнительно редко; большею частью наклон трещин, по которым совершаются сбросы, варьирует между 45° и 90°.

Поверхность, по которой происходит перемещение, называется *поверхностью сброса;* самая же трещина называется *сбрасывающею трещиною,* или просто *сбрасывателем* (Verwerfungskluft, Sprungskluft, Rücken), а горизонтальная линия на поверхности, соответствующая простиранию трещины, называется *линиею сброса* (ligne de faille, Verwerfungslinie, Bruchlinie, fault line); она большею частью бывает прямолинейная, но иногда зигзаго- или волнообразная, и тогда положение ее определяется средним простиранием; в некоторых случаях она бывает до того изогнута, что представляет замкнутый полигон. Перемещенные части пластов, прилегающие к сбрасывателю, называются *крыльями сброса* (lèvres, parois, côtés, Flügel, Seiten, sides,

walls), причем одно из них (рис. 210) называют *поднятым* или *верхним* (soulevée, gehobene, höhere, uplifted, heaved, up cart, upthrown, uplift), а другое *опущенным* или *нижним* (affaissée, abaissée, gesunkene, tiefere, thrown, down, cart, downthrown, lowered, dropped); при наклонной плоскости сброса первое называют *висячим* (toit, hängende, hanging wall), а второе *лежачим* (mur, liegende, toat wall).

Если крылья сброса плотно прилегают друг к другу, то сброс называется *закрытым* (fermée, gechlossen, close) (см. рис. 210); если же между ними остается некоторое свободное пространство, то называют *открытым* или *зияющим сбросом* (ouverte, geöffnet, klaffen, open); в этом последнем случае определяют *ширину* или *мощность сбрасывателя* (largeur, entrbaillement, Weite, Mächtigkeit, Klaffen, Gähnen, width), размеры которого однако ничтожны сравнительно с другими размерами сброса. При неправильной плоскости сброса эта ширина или мощность весьма изменчива и непостоянна.

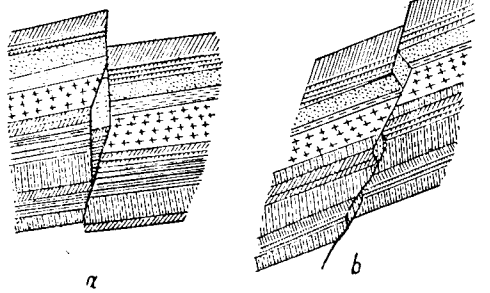


Рис. 211. Зажатые в трещинах сбросов пакеты пластов.

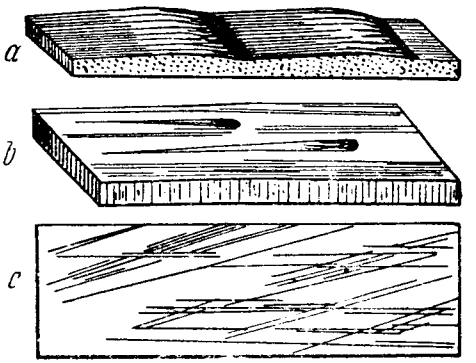


Рис. 212. Штрихи и борозды на плоскостях скольжения при сбросах и сдвигах.

Свободное пространство между крыльями сброса заполняется или различными обломками, происшедшими от разрушения сброшенных пластов, что дает начало так называемой *брекчии трения* или *дислокационной брекчии* (brèches de friction, Reibungsbreccie, Dislocationsbreccie, fault-rock, frictionsbreccia), или же втеками вулканических пород или осадками ключей, и тогда получаются жилы. Превосходным примером этого может служить значительная сбрасывающая трещина в каменноугольной котловине близ Аахена на Рейне, которая на дальнейшем своем протяжении, в руднике Breiniger Berg у Штальберга, разрабатывается как жила со свинцовыми и цинковыми рудами. Иногда вместо обломков, втеков и осадков в этом промежутке между крыльями сброса зажимаются целые части пластов, называемые *пакетом пластов* (paquet de couches, Schichtenpacket, ride horse) (рис. 211). Пласты, передвигаясь по трещинам, истирают и даже полируют друг друга; более твердые части производят различные борозды на более мягких частях и таким образом обусловливают плоскости скольжения на крыльях сбросов — *зеркала*, указывающие направление движения (surfaces polies, miroirs de failles, stries, cannelures, Politur, Spiegel, Rutschspiegel, Harnische, Rutschflächen, Rutschstreifen, slickonsides, striae) (рис. 212).

Точное определение направления перемещений, вызванных различными дизъюнктивными дислокациями, имеет громадное значение как практическое (в рудничном и разведочном деле, о чем см. ниже), так и теоретическое для изучения и анализа вообще процессов геотектогенеза. Недооценка этого в значительной мере является причиной накопившейся в геологии сбр вой номенклатуры и массы неверных, противоречивых метафизическ

ставлений в геотектонике, приводящих к тому хаосу ее гипотез, которые подробнее излагает глава X.

Важнейшим вопросом здесь является ясное представление о движениях отдельных частей земной коры: во-первых, они должны совершаться не только в двух, как обычно думают, но конечно в трех измерениях, а во-вторых, эти

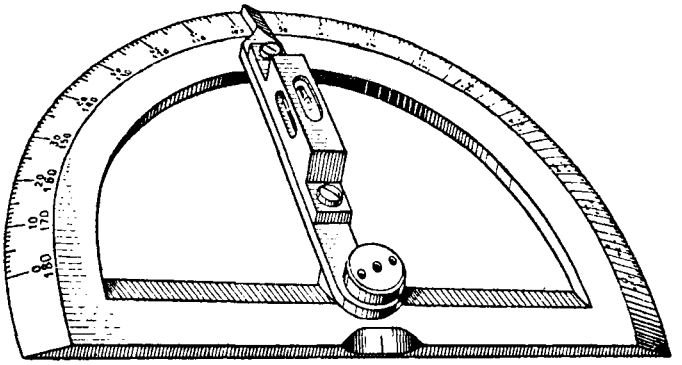


Рис. 213. Клинометр для измерения штрихов сбросов Хаармана.

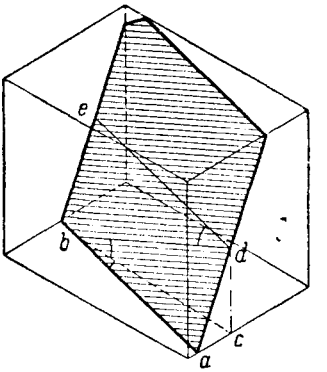


Рис. 214. Измерение по штрихам скольжения сбросов углов: Хёфера (*abc*), Саломона (*cbd*) и Хаармана (*bdc*)



Рис. 215. Поверхность большого сброса в Бурбуль-Овернь, Франция. Фот. Д. Мушкетова.

различные движения не так резко отграничены друг от друга, как полагают. Поэтому конечно все классификации тектонических движений и форм, ими создаваемых, основанные на резком отделении направлений горизонтального и вертикального, имеют относительное, условное, а не абсолютное значение. Еще опаснее приписывать разным типам дислокаций происхождение от действия отдельных «сил». Штрихи на поверхностях скольжения дислокаций обычно проходят косо к азимуту как простирания их, так и падения.

По распространенному методу Хёфера однако их проектируют на горизонтальную плоскость (рис. 213), благодаря чему исчезает вертикальная составляющая, или наоборот, по методу Саломона, — на вертикальную в ущерб горизонтальной составляющей.

При каждом из этих методов получаются искусственно обусловленные ими результаты, приводящие или к признанию вертикальных движений и «сил», или, наоборот, горизонтальных. Зандер указал на крайнюю опасность таких выводов, также и Хаарман, предложивший измерять угол, составляемый штрихами поверхности сброса с ее простиранием, специальным прибором (рис. 213 и 214).

Если сброс происходит с поверхности, то одна из плоскостей его обнажается и образует *обрыв* (рис. 216) (escarpement de la faille, Verwerfungsabsturz, fanlt-scarp), направление которого называют *фасом сброса* (regard de la faille, Front, Verwerfungsfront, front, facing). В некоторых случаях подобные обрывы представляют орографические элементы, не редко также они сравниваются денудациею, и поверхность представляется ровною, несмотря на многочисленные сбросы.

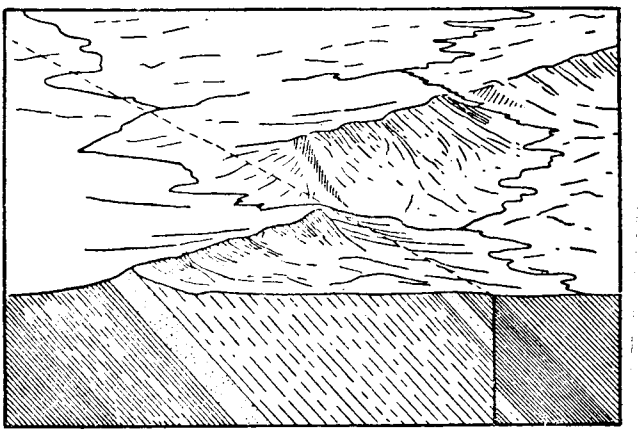


Рис. 216. Влияние нормального сброса на топографию.

След плоскости сброса—линия сброса—показан пунктиром. Сброшена правая часть.

Величина относительного вертикального перемещения называется: 1) *вертикальною высотою сброса* (rejet vertical, dénivellation, amplitude de rejet, hauteur de chute vertical, rejet en profondeur, Sprunghöhe, verticale Grösse der Verschiebung, Mass der verticalen Dislocation, Verwnrf. throw, amount of throw, displacement, downcart) *AB* (рис. 217), от которой нужно отличать 2) *наклонную высоту* или *истинную высоту сброса — AD*, определяемую по плоскости сброса (glissement rejet incliné, hauteur de chute linie, Fläche, Sprunghöhe, slip), а также кратчайшее расстояние между перемещенными частями одного и того же пласта, т. е. 3) *стратиграфическую высоту сброса* или высоту сброса, нормальную к напластованию, т. е. *CD* (rejet stratigraphique, rejet perpendiculaire aux couches, épaisseur des couches rejetées, Sprunghöhe senkrecht zur Schichtung, stratigraphische Sprunghöhe, stratigraphical throw).

Эти три различные высоты (*AB*, *AD* и *CD*) резко обособляются только при косом сбросе в наклонных пластах, тогда как при вертикальном сбросе в наклонных пластах первая и вторая (высота) сливаются и представляют одну и ту же величину; при наклонном сбросе в горизонтальных пластах сливаются первая и третья высота, причем, зная вторую, т. е. наклонную высоту H и угол падения трещины сброса α, легко определить первую, т. е. вертикальную высоту s, так как $s = H \sin \alpha$; наконец, при вертикальном сбросе в горизонтальных пластах все они сливаются в одну общую высоту сброса.

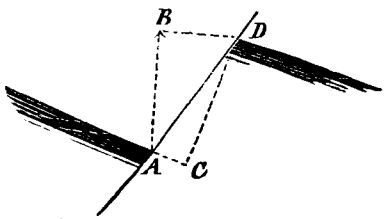


Рис. 217. Различные измерения сброса.

Кроме высоты при всяком сбросе определяют еще степень горизонтального перемещения, называемого *шириною сброса*, причем различают: 1) *горизонтальную ширину сброса DB* (le rejet horizontal transversal, Horizontalssprungweite, Horizontalabstand der Schnittlinien, horizontale Grösse der Verschiebung, söhlige Sprungweite oder Störungsweite, horizontal throw) и 2) *ширину сброса в плоскости пластов AC* (le rejet parallèle aux couches, Sprungweite in der Schichtebene, throw measured on the dip of the strata). Само собой разумеется, что ширина эта равняется нулю при сбросах нормальных к пластованию и сливается при сбросах в горизонтальных пластах в одну общую ширину.

Таким образом для определения вышеуказанных размеров сброса, имею-

щих особенно важное значение при разработке пластовых месторождений, например в каменноугольных рудниках, необходимо измерение четырех величин: 1) наклона или падения пластов; 2) наклона сброса; 3) вертикальной высоты сброса и в некоторых случаях 4) горизонтальной ширины сброса или бокового перемещения.

Так как положение сбросов по отношению к пластам бывает чрезвычайно разнообразно, то поэтому встречаются весьма сложные и запутанные сбросы, разобраться в которых возможно только при строгой и вполне определенной группировке их, основанной на взаимных отношениях положения сбросов и пластов.

Классификация сбросов

Все разнообразные сбросы можно разделить на три главных группы (рис. 218 и 219):

1) *сбросы по отношению к простиранию,*
2) *сбросы по отношению к падению,*
3) *сбросы по отношению к направлению перемещения.*

Каждая из этих групп разделяется на несколько разновидностей.

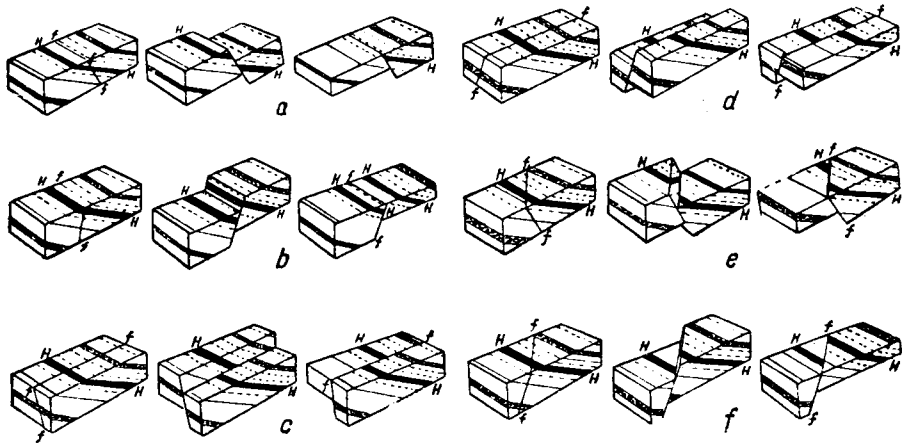


Рис. 218. Главные типы сбросов.

a—параллельный, согласно падающий; *b*—параллельный, несогласно падающий; *c*, *d*—поперечные; *e*, *f*—косые: согласный и несогласный. Во всех случаях первая колонна изображает первоначальное положение пластов, вторая—результат сброса и третья—результат сброса и последующей денудации поверхности.

1. Сбросы по отношению к простиранию наклонных пластов бывают: a) *параллельные*, b) *косые* и c) *поперечные* или *перпендикулярные*.

a) В *параллельных сбросах* (faille longitudinale, isogonale, streichende (Streich) Verwerfung, Längsverwerfung, streichender Sprung, strickfault) про-

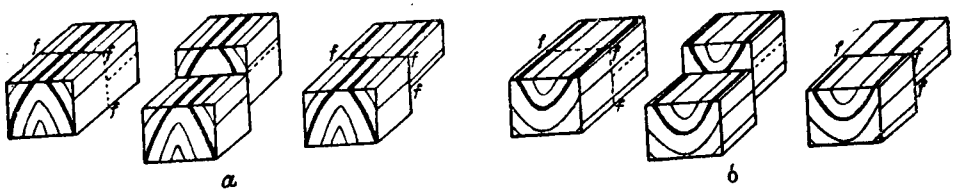


Рис. 219. Поперечные вертикальные сбросы, рассекающие антиклиналь (*a*) или синклиналь (*b*).

стирания сбрасывающей трещины и сброшенного пласта параллельны между собою; очевидно, что при этом и линии пересечения также параллельны простиранию трещины и пласта.

b) В *поперечных сбросах* (faille transversale, orthogonale Querverwerfung, querschlägige oder schwebende Verwerfung, dipfault, transverse fault) простирание трещины перпендикулярно к простиранию пласта.

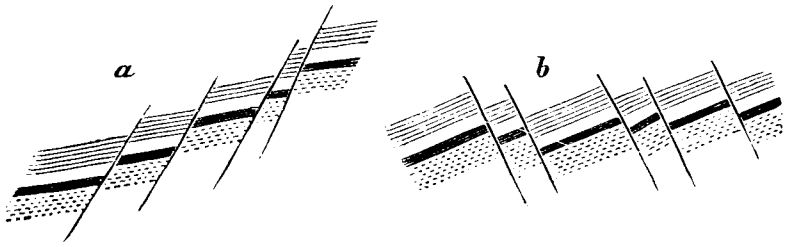


Рис. 220. Результаты нескольких сбросов.

a—согласно падающие и параллельные сбросы; *b*—несогласно падающие сбросы.

c) В *косых* или *диагональных сбросах* (faille diagonale, spiesseckige, spieswinklige, diagonale oder schiefstreichende Verwerfung, diagonalfault) простирание трещины составляет различные острые или тупые углы с простиранием пласта.

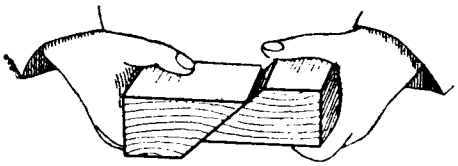


Рис. 221. Сброс на модели.

При всех этих сбросах имеют важное значение углы, образуемые линиями пересечения с линиями простирания трещины; угол, образуемый этими линиями в лежачем боку пласта, называется *углом сброса*. Угол этот в сбросах по простиранию равняется нулю; в поперечных сбросах он всегда острый, а в косых сбросах он бывает острый и тупой.

2. По отношению к падению между сбросами различают:

a) *согласно падающие сбросы* и b) *несогласно падающие сбросы*.

a) *Согласно падающие сбросы* (conformées, inclinées dans le même sens que les couches, rechtfallende, rechts innigfallende Sprünge, hade with the dip) отличаются тем, что трещина сброса и пласты имеют одинаковое направление падения.

b) В *несогласно падающих сбросах* [contraires, inclinées en sens contraire des couches, widersinnig fallende Sprünge, hade against (or under) the dip] падение трещины и пластов направлено в противоположные страны света. В поперечных сбросах раз-



Рис. 222. Поперечный нормальный вертикальный сброс в обнажении. Сочи. Фот. Петропавловского.

деление по падению не существует, так как в них падение трещины и пластов всегда взаимно перпендикулярно.

Совокупность большого числа тех или других сбросов может значительно изменить общий уклон поверхности, обусловленный простым наклоном пластов, например согласно падающие и параллельные сбросы увеличивают уклон поверхности (рис. 220, *a* и 255), а несогласно падающие сбросы, напротив, уменьшают его (рис. 220, *b*).

3. *Сбросы по отношению к направлению перемещения* или по относительному положению частей пласта к сбрасывающей трещине разделяют на a) *нормальные*, или собственно сбросы, и b) *ненормальные сбросы*, или *взбросы* (то же перебросы).



Рис. 223. Нормальный сброс по южному краю долины Варнутки между Севастополем и Байдарами. Левый берег Сухой речки. Крым. Фот. П. Двойченко.

Толща (32 *м*) брекчий трения по сбросу разделяет сланцеватые глины нижнего мела (слева) и известняки верхней юры (справа).

a) *Нормальный сброс* (рис. 221, 222 и 223) или просто сброс (faille normale, normale Verwerfung, Sprung, gewöhnlicher Sprung, Abschiebung, Absenkung, normal fault) происходит вследствие опускания или скольжения вниз сброшенной части пласта, которая находится в висячем боку сбрасывающей трещины и всегда ниже оставшейся на месте части его, залегающей в лежачем боку; в этом случае происходит как бы растяжение в горизонтальном направлении (рис. 221).

b) Во *взбросе* (рис. 224) (faille inverse, faille anormale, faille en surplomb, Ueberschiebung, Aufschiebung, abnorme Verwerfung, Wechsel, reversed fault, reverse fault, overfault, overlapfault) наоборот происходит как бы стяжение или сокращение и надвигание вверх сброшенной части пласта.

При вертикальных сбросах, где нет различия между висячим и лежачим боком, исчезает разница между собственно сбросом и взбросом.

Взбросы разделяются на те же группы, как и сбросы, в зависимости от отношения к простиранию и падению пластов, но совокупность их производит противоположное влияние на рельеф поверхности, например согласно падающие и параллельные простиранию взбросы не увеличивают, как сбросы, а уменьшают наклон поверхности, а несогласно падающие, наоборот, увеличивают.

В практике горного дела весьма важно отличать сбросы от взбросов, так как от этого зависит применение того или другого способа отыскания сброшенных частей, но к сожалению не всегда возможно найти верные признаки этого разделения. Обыкновенно принимают, что сбросы по простиранию представляют преимущественно взбросы, между тем как поперечные и косые — большею частью нормальные сбросы. Это положение, проверенное в каменноугольных рудниках округа Ворм близ Аахена, находит себе подтверждение в тесной связи взбросов со складчатостью. Исследования Гейма и многих других в складчатых горных кряжах показали, что в некоторых случаях складки от сильного бокового давления до того сжимаются, что наконец переходят во взбросы и разумеется по простиранию. Такие

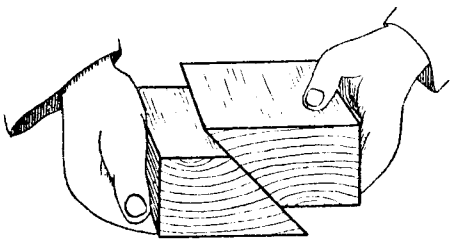


Рис. 224. Взброс или надвиг.

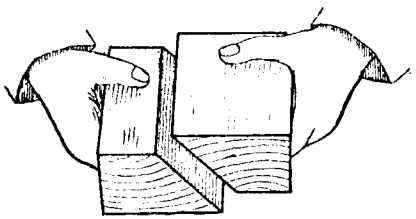


Рис. 225. Сдвиг, давший явление сброса.

сбросы Гейм называл *складчатыми* или *сбросами складок* (см. рис. 207 и 210) (faille de plissement, Faltenverwerfung) в противоположность сбросам, происшедшим от трещин, или *трещинным сбросам* (faille de crevassement, Spaltenverwerfung).

По существу своему все складчатые сбросы соответствуют взбросам, а вторые — нормальным сбросам. В первых сбрасывающая трещина происходит одновременно с перемещением горных толщ, а во вторых, напротив, образование трещины предшествует перемещению.

Величина сбросов весьма различная, начиная от долей сантиметра и вплоть до тысячи и более метров. При ассамском землетрясении 1897 г. образовался сброс (Chedrang) высотой в 11 *м*.

Величина домелового вестфальского главного сброса достигает 1 000 *м*, а сброса, по которому опущена долина Рейна вдоль Шварцвальда, даже 1 500 *м*.

Хорошие данные об образовании сбросов дают наблюдения последнего времени больших тектонических землетрясений (см. главу VIII). При этом замечено обычное сочетание вертикального перемещения с горизонтальным, т. е. образование скорее сбросо-сдвигов, по наклонному косому направлению. Так, при землетрясении в Сан-Франциско горизонтальное перемещение было на 7 *м*, а вертикальное на 1,3 *м*, а при японском Мино-Овари, около Мидори, горизонтальное на 4 *м*, а вертикальное на 6 *м*. Вообще же следует сказать, что факт действительного горизонтального перемещения по сбросу сравнительно редко может быть установлен в точности, лишь помощью чисто геологических наблюдений над направлением штрихов на зеркалах трения и т. п.

Гораздо чаще речь идет о мнимом горизонтальном перемещении, понимаемом чисто геометрически. Самая классификация сбросов на нормальные сбросы и взбросы, как мы видели, основана на этом видимом перемещении, не всегда истинном. Наши наблюдения и определения относятся часто скорее к современным взаимоотношениям пластов в двух измерениях поперечного разреза, чем к истинному положению их в трех измерениях (рис. 225 и 226).

Вместе с тем чисто горизонтальное перемещение может проявиться в результате и сбросом и взбросом, в зависимости от положения плоскости сбрасывателя по отношению к свите. Вращающийся или шарнирный сброс, с поворотом плоскости сбрасывателя вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной к ней, создает по одну сторону этой оси нормальный сброс, а по другую взброс (рис. 227). В исследовании этих положений громадное значение имеют геометрические построения (Леонтовского, Баумана [*26b*] и др.), однако дробной номенклатурой, на них построенной, геологу особенно увлекаться не следует; она имеет главное значение в чисто разведочном и рудничном деле решения отдельных задач по отысканию сброшенных частей пластов и жил.

Термины сброс и взброс однако, несмотря иногда на неточное определение самого механизма явления, настолько укоренились для определения

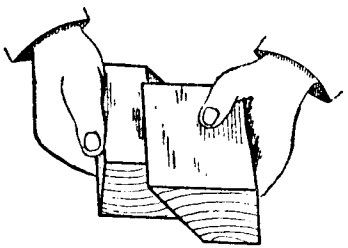


Рис. 226. Сдвиг, давший явление взброса.

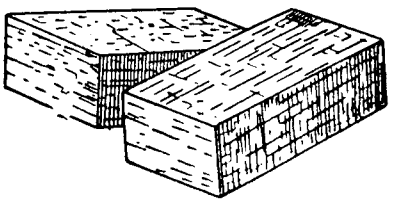


Рис. 227. Шарнирный сброс.

чисто морфологической, результативной его стороны, что не могут быть обойдены в геологической литературе, несмотря на нередкие возражения против них.

С вышеприведенными оговорками ими пользоваться приходится, но таким же образом следует относиться и к их изображению на геологических картах и разрезах, где обычно применяемые стрелки также показывают лишь кажущееся направление перемещения, а не истинный его характер. Последний может быть доказан в натуре, помимо упомянутых штрихов и полировки, разрыванием, сминанием и загибом концов даек определенных изверженных пород (метод, примененный в Шотландии) или рудных жил.

Мнение, что нормальные сбросы значительно преобладают численно над взбросами, также не всегда правильно, так как опять-таки основано на статистике лишь кажущихся перемещений (подсчет фактов по геологическим картам), самое же рассмотрение заведомых взбросов приводит к выводу, что 80% из них связано со складчатостью, являясь следовательно результатом тангенциальных дислокаций, а не радиальных. Это последнее обстоятельство, в связи с внимательным анализом обоих явлений, заставляет некоторых авторов (Лейц и др.) считать, что нормальные сбросы являются по преимуществу формой поверхностных дислокаций, а взбросы — более глубоких, приуроченных к пластичной зоне. Падение плоскости сбросов в среднем круче (75°), чем у взбросов (35°), на основании подсчетов по североамериканским геологическим картам, хотя конечно все такие заключения не могут претендовать на универсальность. В силу этого *в процессе сокращения поверхности земли взбросы-надвиги играют главную роль, перемежаясь*

со складками и представляя лишь их видоизменение. В Неваде надвиги-взбросы дали сокращение на $^1/_3$ первоначального пространства.

История тектоники Донецкого бассейна повидимому подтверждает тесную связь надвигов или сбросо-сдвигов, по местной терминологии, с пликативными движениями, происходившими на известной глубине. Однако явления разрыва с одной стороны тесно связаны со складчатостью, а с другой не представляют конечной стадии этой складчатости, и при этом опрокинутых и лежачих складок в Донецком бассейне почти не имеется. Самый термин *сбросо-сдвиг*, который предлагалось уничтожить как неправильный [*28*], заменив термином надвиг, был предложен и введен в литературу Л. И. Лутугиным, чтобы показать, что явления разрыва, обозначаемые этим термином, тесно связаны со складчатостью, т. е. являются результатом тангенциальных усилий, но в то же время часто сопровождаются значительными перемещениями по радиусу. Для некоторых сбросо-сдвигов Донецкого бассейна эта величина измеряется сотнями, а передвижение по горизонтальному направлению тысячами метров [*29*].

Наличность сбросов обнаруживается по следующим главным признакам:

1. Резкие уступы на поверхности свежих сбросов, еще не размытых, например после землетрясений 1911 г. семиреченского и сан-францисского.

2. Линейное расположение различных орографических элементов — долин, озер, гребней, по границе пород разной твердости и пр.

3. Резкое прекращение, обрыв правильно простирающихся свит, пластов, даек, жил и массивных пород и встреча на простирании других пород.

4. Повторение пластов и свит, которое констатируется помимо обнажений еще чаще при проведении подземных выработок и буровых скважин.

5. Зоны раздробления пород, проявляющиеся на поверхности иногда в виде карстоподобных воронок, рассланцевания их вторичной отдельности, появления брекчий трения, глин и т. п., что особенно отчетливо видно в подземных выработках; направление вторичной сланцеватости обычно совпадает с направлением сбросов.

6. Плоскость скольжения с полировкой и штриховатостью.

7. Выходы ключей или горячих вод, линейно расположенных.

За последнее время *накопляются данные, убеждающие в возможности установления дизъюнктивных дислокаций геофизическими методами*, учитывая:

a) изменения силы тяжести на границе пород различного характера и удельного веса;

b) отклонения магнитного и электрического полей;

c) радиоактивность выходящих по трещинам сбросов глубоких вод и

d) геотермические аномалии, обусловленные различной теплопроводностью пород, расположенных по сторонам сброса.

В рудничном деле громадное значение имеет нахождение сброшенных частей пластов или жил для рационального направления работ.[1] Нахождение это основано, во-первых, на изучении (см. рис. 213 и 214) штрихов на плоскостях скольжения, пережимов, изогнутий, загибов пластов около трещины сброса, стратиграфических данных, на общем характере тектоники данного района, и, во-вторых, на точных методах горной геометрии, дающих возможность построить математически все происшедшее перемещение и определить его характер. При всем том весьма важно установить прежде всего, обязаны ли данные дислокации давлению или растяжению, так как в первом случае можно ожидать взбросов-надвигов, а во втором — лишь нормальных сбросов, что в корне меняет подход к их поискам.

В нормальных сбросах, слои пород изогнуты кверху в висячем боку

[1] Практические примеры даны в кратком курсе Д. Мушкетова, Основы геологии, 1931.

трещины и вниз — в лежачем боку, тогда как во взбросах изгибы имеют обратное направление. Но признаки эти, как случайные, не всегда, во-первых, наблюдаются, и во-вторых, не всегда приводят к верным заключениям, а потому давно уже Шмидт, Карналль, Циммерман, Дагенсберг, Келлер, Хёфер, Леоитовский, В. Бауман и ряд других исследователей предложили более рациональные правила нахождения сброшенных частей, применяющиеся одинаково как к жилам, так к пластам и пластообразным залежам и излагающиеся в специальных руководствах [*26b*].

Ни одно из этих явлений, однако, не может само по себе считаться достаточным для доказательства существования сброса, и *главным критерием являются* конечно *факты стратиграфические, в особенности подкрепленные палеонтологически.*

Значение дизъюнктивных дислокаций в горном деле двоякое — отрицательное и положительное. Первое заключается в следующем: 1) усложнение разведок; 2) усложнение добычи месторождений, разбитых дислокациями, так же как их вентиляции, водоотлива и надзора; 3) каменные угли и руда обычно сильно разбиты и испорчены дислокациями; 4) по дислокационным трещинам нередко скапливаются взрывчатые газы и воды, а пересечение их заставляет выбирать более сильное крепление; 5) сбросы нередко вызывают опускание полезных ископаемых на большую глубину или, наоборот, исчезновение их вследствие смыва, а также ложное удвоение пластов и т. п. Положительными же результатами являются иногда облегчение проведения выработок и самого отбоя по трещинам, образование рудных и минеральных жил, появление воды по трещинам, если она нужна.

Флексуры

Как бы переход от сбросов к взбросам или от сбросов к складкам представляет особая форма дислокации, называемая *флексура* или *моноклинальная складка* (flexure, pli monoclinal, Flexur, Tafelabbiegung, Kniefalte, monoclinale Faite, flexure, monoclinal fold, uniclinal flexure) (рис. 228, 229, 230, 231). Флексуру можно рассматривать как коленчатую или однобокую, недоразвившуюся складку или же, что вернее, как сброс без разрыва сплошности; поэтому во флексурах отличают те же части, что и в сбросах, а именно: *поднятое* или *верхнее крыло* (côte soulevé d'une flexure, gehobene Seite einer Tafelabbiegung, gehobene Tafel, uplifted side of a flexure), *опущенное* или *нижнее крыло* (côte abaissée d'une flexure, abgesenkte Seite, gesunkene Tafel, dropped side). Далее *верхнее колено* или изогнутне (*a* рис. 229) (coude superieur, obere Biegung oder Krümmung, Abbeugung, upper bend) и *нижнее колено* (coude inferieur, untere Biegung oder Krümmung, Aufbeügung, lower bend) (*b* рис. 229); звено, соединяющее оба колена, называется соединительным крылом (*c* рис. 229) (flanc de raccordement, Verbindungsschenkel).

Так как среднее соединительное крыло представляет результат растяжения, а не сжатия, то флексура ближе стоит к сбросам, нежели к складкам. Если оно растягивается до разрыва, то флексуру называют *разорванною* (flexure rompue, zerrissene Flexur, Tafelabknickung, broken flexure), в противном случае оно представляет только *пережим* (otrreboursement, Schleppung, Einknickung, Verwerfungsfaltung, distortian bending). *Нормальным* пережим называют, когда он следует уклону соединительного крыла, в противном случае его называют *ненормальным*; при этом пережим может быть верхний или нижний, на одной или на обеих сторонах флексуры; вследствие этого различают: *нормальный односторонний пережим* (рис. 231, *a*, *b*) (retroursement normal d'une lèvre, normale einseitige Schleppung); *нормальный двусторонний пережим* (рис. 231, *c*) (retrour. nor. de deux lèvres, beideseitige Sch.); *ненормальный односторонний пережим* (r. inverse d'une lèvre, widersinnige einseitige Sch.) (рис. 231, *c*, *d*); *двусторонний пережим*, нормальный с одной стороны, ненормальный с другой (рис. 231, *f*, *l*) (r. n. d'une lèvre et inverse de l'autre, einseitig normale, anderseitig widersinnige Sch.); *ненормальный двусторонний пережим* (рис. 231, *m*) (r. inverse de deux lèvres, beideseitig widersinnige Sch.).

Двусторонние пережимы нередко имеют сходство с антиклинальными или синклинальными пережимами складок, и потому в этих случаях легко смешать флексуры со складками; с другой стороны, увеличение пережима до разрыва превращает флексуру в настоящий сброс (рис. 228 и 231); нередко сбросы и флексуры проявляются совместно в одной и той же области и в одной и той же свите пластов, например у нас на Самарской луке, где, по наблюдению профессора Павлова [*30*], а затем Милановского, повидимому сброс переходит во флексуру, или как это наблюдал Поуэль [*31*] на плато Колорадо

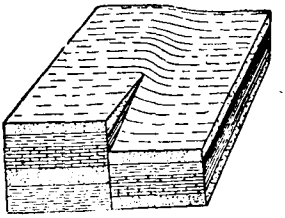


Рис. 228. Переход сброса во флексуру по простиранию.

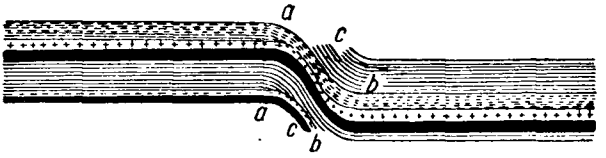


Рис. 229. Флексура или моноклинальная складка в профиле.

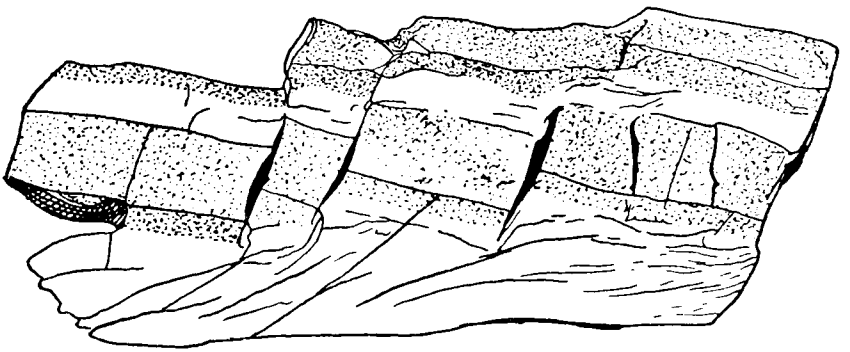


Рис. 230. Несколько нормальных сбросов, рассекающих пласт известняка с глинистыми (белые части рисунка) прослоями, более пластичными; в них вместо сбросов образовались флексуры. $^1/_{10}$ нат. вел. По Б. Виллису.

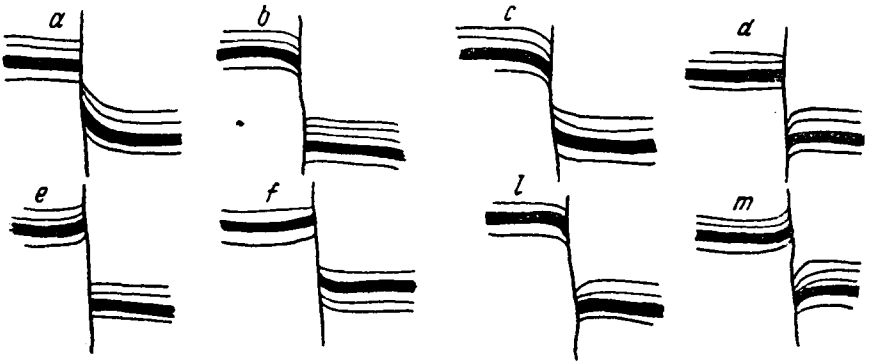


Рис. 231. Различные пережимы пластов при сбросах.

в Северной Америке (рис. 232). Такое же совместное проявление сбросов и флексур известно в окрестностях гор Cima d'Asta, замечательных как по сложности геологического строения, так и по частым и сильным землетрясениям. Повидимому большая Люкчунская впадина на южном склоне восточного Тянь-шаня представляет также большую флексуру, переходящую в сброс [*32*]. Окраины больших тектонических котловин опускания Средней Азии — Каштарской, Ферганской и других, по границе с окружающими их поднимающимися хребтами, в большинстве случаев представляют флексуры, переходящие в сбросы и обратно.

Сложные сбросы и флексуры

До сих пор мы рассматривали простые сбросы (f. simple, einfache Verwerfung, single-lined f.) и флексуры, но уже последние примеры (рис. 232)

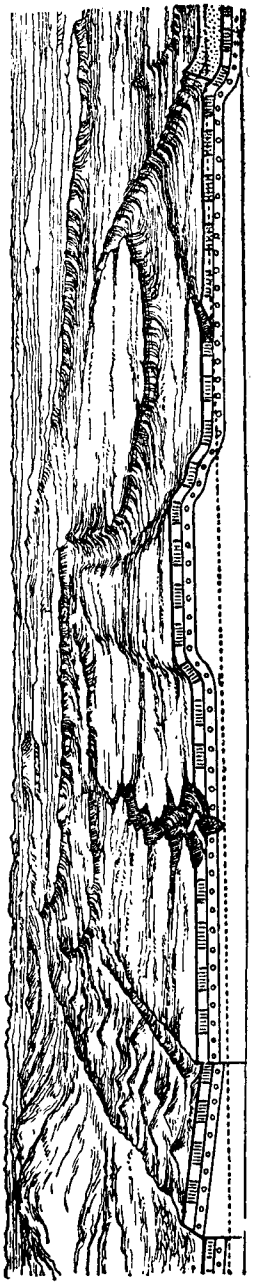


Рис. 232. Разрез плато Колорадо; налево сбросы, направо флексуры.

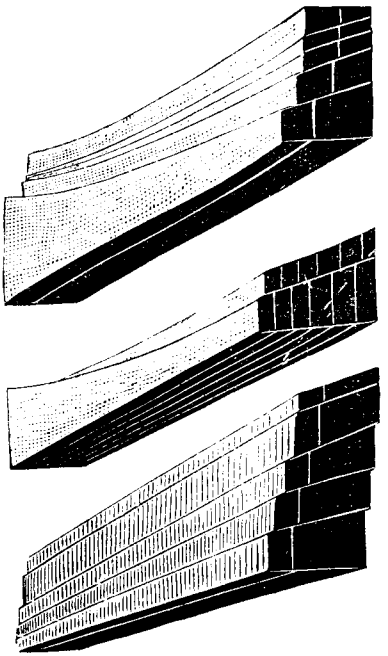


Рис. 234. Схема узких и длинных сбросов, ступенчатых в Орегоне. С. Америка.

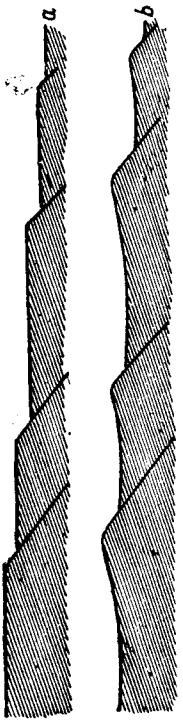


Рис. 233. Ступенчатые сбросы.

показывают, что и те и другие проявляются целыми группами (см. рис. 220). Сочетание нескольких простых сбросов называется *сложным сбросом* или

поясом сбросов (f. composée, zone de faille, zusammengesetzte Verwerfungs-Zone, compound f.) или *системою сбросов* (systèmes des failles, Verwerfungssystem).

Если несколько нормальных сбросов последовательно располагаются друг за другом, то происходят так называемые *ступенчатые* или *террасовидные сбросы* (рис. 233) (failles à gradins ou en escalier, terrassenförmige Verwerfung, Staffelbruch, stepfaults), причем поверхность сброшенных частей представляет совершенную равнину (рис. 233, *a*) или же ряд котловинообразных углублений, возвышающихся к краям (рис. 233, *b*).

Иногда они бывают очень длинные и узкие, как например в Орегоне в Северной Америке (рис. 234). Краевые возвышения нередко представляют большие

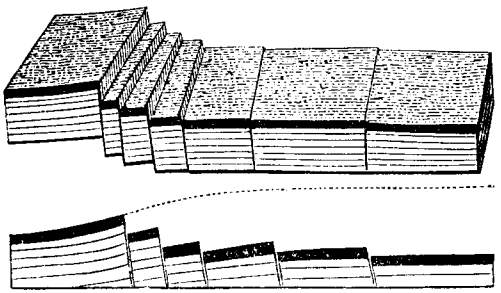


Рис. 235. Схема ступенчатых сбросов в Китае, в пров. Шанзи.



Рис. 237. Ступенчатые сбросы. Образец Горного музея. $^1/_2$ нат. вел.

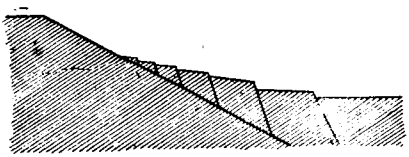


Рис. 236. Второстепенные ступенчатые сбросы на главном.



Рис. 238. Ступенчатые поперечные сбросы, рассекающие антиклиналь.

хребты с равномерною линиею высот и с весьма различными склонами, из которых один — пологий, едва заметный, другой, обращенный в сторону сброса, — крутой, обрывистый и высокий; например на восточной окраине китайской провинции Шанзи целый ряд орографических террас образован сбросами (рис. 235).

При сочетании нормальных сбросов с ненормальными происходят более запутанные системы, где среди ступенчатых сбросов находятся взбросы.

Иногда среди ступенчатых сборосов один имеет преобладающее значение и называется главным, а другие, более мелкие — второстепенными; при неправильности распределения их получается система *разбитых* и *разветвленных сборосов* (faille ramifiée, subdivisé ou se decomposé en branches, zertrümmerte, verzweigt, verästelt, branching fault, split of the cods).

Вопросу образования вторичных мелких поперечных сбросов, отходящих от главного, так называемых *перистых сбросов* посвящены весьма подробные анализы и экспериментальные работы Клооса (рис. 239) [*10*]. В большом масштабе этот вопрос им приложен к анализу больших сбросов тихоокеанского побережья Северной Америки (см. главу III).

Такого рода площади, прорезанные сбросами, называются *областью* или *полем сбросов* (champs de faille, Verwerfungsfeld oder Bruchfeld, fault zone), а отдельные части земной коры, ограниченные сбросами, называются *массивами* или *глыбами* [massif, bande, zone, paquet, Scholle, Gebirgsstück, Massenstück, Gebirgsteil, Gesteinsplatte, Erdkrustenplatte, block, diastrophic block, faultblock, prism], причем крылья сбросов соответствуют окраинам массива.

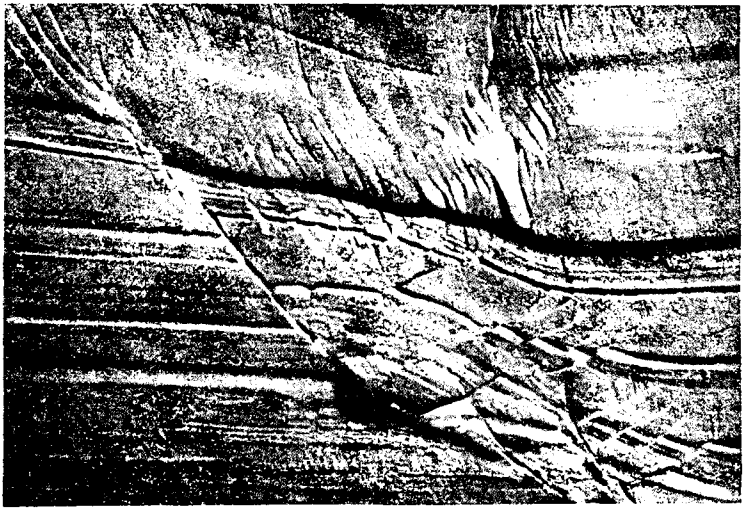


Рис. 239. Экспериментальное воспроизведение в глинистой массе ступенчатых сбросов, по Клоосу.

Часто сбросы меняют свое падение, замирают, располагаются кулисообразно (рис. 240) и создают *вращающиеся глыбы* (tilted blocks).

Если целый ряд более или менее параллельных сбросов обусловливает неравномерное опускание различных частей земной коры, то получаются раз-

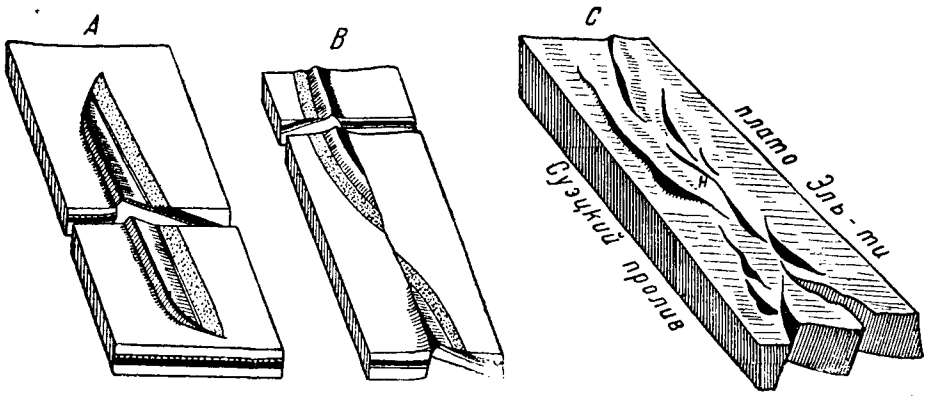


Рис. 240. Замирающие по простиранию сбросы у Красного моря.

A—выход пластов на поверхность благодаря местному сбросу, замирающему в обе стороны; *B*—сброс, замирающий в месте изгиба простирания свиты—*шарнирный сброс*; *C*—кулисообразная, перистая, эшелонная серия сбросовых расколов у Суэцкого пролива; *H*—шарнирный сброс.

личные формы. Одна из них представляет выступающий массив, по краям которого произошло значительное опускание соседних частей по трещинам сбросов. Такому массиву Э. Зюсс придал название *горста* (massif surélévé, bande

ou zone surélévé, butoir, Horst, Rippenhorst, Rücken, lifted or heaved block, uplift, upthrust) (рис. 241). Гроссувр [33] показал, что горсты могут обусловливаться не только простыми сбросами, но также и взбросами, как Морван, Фор-Нуар и др., и что они, как и вообще взбросы и складки, представляют результат горизонтального стяжения земной коры. В дальнейшем было уста-

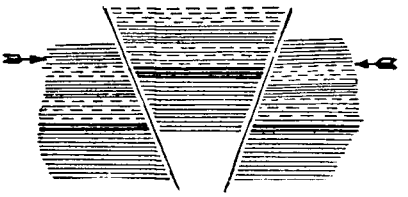


Рис. 241. Горст.

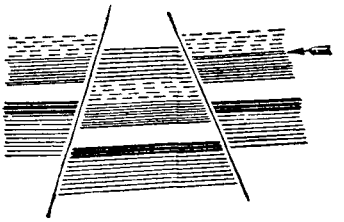


Рис. 242. Грабен.

новлено, что *горсты могут возникать* не только пассивно, но и активно, т. е. *поднимаясь среди неподвижных окружающих частей земной коры.*

Другая же, напротив, представляет форму опускания по трещинам сброса и следовательно не выступающий массив, а сброшенный; Зюсс назвал

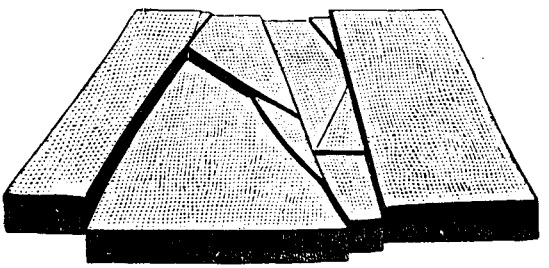


Рис. 243. Схема сложных сбросов и грабенов Юта, США.

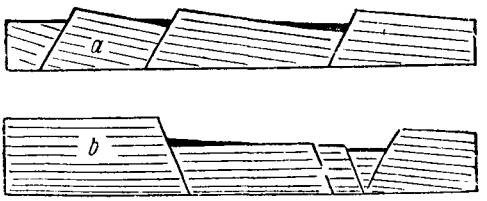


Рис. 245. Косые горсты.

a—глыбы с наклоном в одну сторону; *b*—сочетание прямых и наклонных глыб.

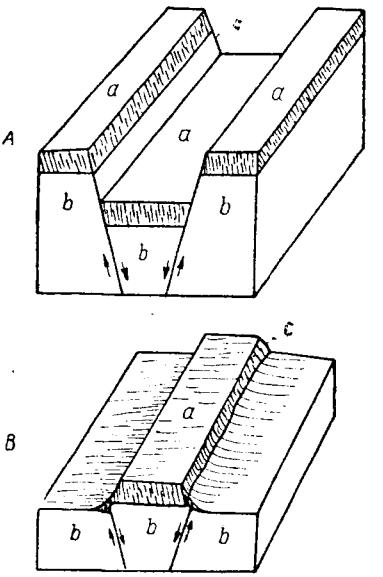


Рис. 244. Ложный горст (грабен).

A—немедленно после образования грабена; *B*—боковые части грабена смыты, а опущенная средняя часть *a*, уцелев от эрозии, имеет вид ложного горста.

эту форму *грабен* (рис. 242) (massif affaissé, ou effondré, Graben, Grabensenkung, Bikataklase, Rinnen, sunken-block, rift) (рис. 246—248).

Горсты и грабены появляются иногда целыми сериями, перемежаясь между собою, например часть долины Рейна между Шварцвальдом и Вогезами представляет грабен, а Шварцвальд и Вогезы — горсты; то же Мертвое море — грабен, а соседние горы, вероятно, — горсты; то же Юта и др. (рис. 243).

Значительная часть Алтая образована многочисленными горстами и грабенами. На западе Северной Америки имеется горст — полоса в 1 500 *км* длиной.

Если горст суживается книзу, а грабен, напротив, книзу расширяется, то такие формы называются *клинообразным горстом* и *клинообразным грабеном* (Keilhorste, Keilgraben) (рис. 244).

Небольшие горсты и грабены, появляющиеся иногда среди ступенчатых сбросов, называются горстами и грабенами второго порядка.

Горсты и грабены обусловливаются не только сбросами, но и флексурами (Flexurhorst, Flexurgraben), как это видно на вышеприведенном разрезе плато Колорадо (рис. 232).

В зависимости от того, являются ли поднятые пласты складчатыми или горизонтальными, различают *складчатые горсты* и *столовые* (Faltenhorst и Tafelhorst).

Кроме того выделяют *косые* или *половинные горсты* (Halbhorst, block-tilting) — глыбы, поднявшиеся лишь с одной стороны (рис. 245) косо.

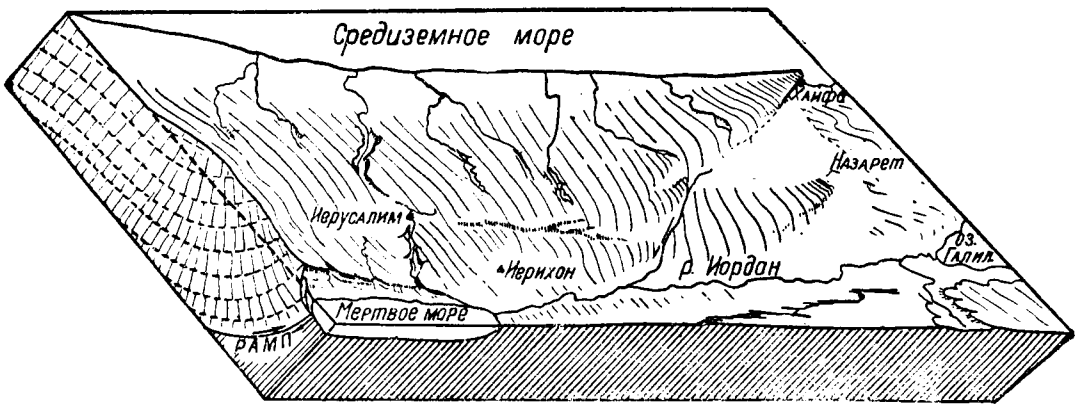


Рис. 246. Грабен Мертвого моря по теории рампа, по Б. Виллису.

Шварцвальд и Вогезы — подняты лишь со стороны Рейна, в противоположность прежним воззрениям.

Грабены представляют одни из важнейших форм дислокации, слагающие целые громадные полосы земной поверхности, как например серия больших грабенов восточной Африки, проходящая от озера Найясса под 15° ю. ш. через озеро Рудольфа на Красное и Мертвое море до 35° с. ш., т. е. на 6 000 *км* длины, средняя долина Рейна, озеро Байкал и др. (рис. 246).

Как горсты, так и грабены могут возникать вследствие сжатия и растяжения. Грабен первого рода, ограниченный надвигами, иногда называется рамп (рис. 247, *4*), а второго рода, ограниченный сбросами, — *рифт* (американская терминология).

На дне Атлантического океана (в Антиллах) имеется узкий ров (Бартлет), вероятно грабен, в 1 400 *км* длиной и в 6 *км* глубиной, с крутыми боками и плоским дном, неровным по длине и наиболее глубокими местами по краям. Начало его образования *плиоцен*, но формирование продолжается, судя по землетрясениям (как и многих других подобных в Тихом океане). Окружающие его острова существовали до третичного периода.

Само собой разумеется, что горсты и грабены имеют самые разнообразные размеры в длину и ширину. Горсты, вытянутые в одном направлении, образуют горные хребты, например Вогезы; грабены же — долины, например

Пордаи, часть долины Гейна. Небольшие горсты равномерной длины и ширины представляют изолированные массивы, а при значительных размерах—плоскогорья. Грабены круглой или овальной формы называются *котлообразным провалом* (effondrement circulaire, Kesselbruch, Senkungskessel), при больших размерах такой формы грабен можно назвать *бассейном опускания* (bassin, region d'affaissement, Senkungbecken, Schüsselbecken). В таких грабенах-кот-

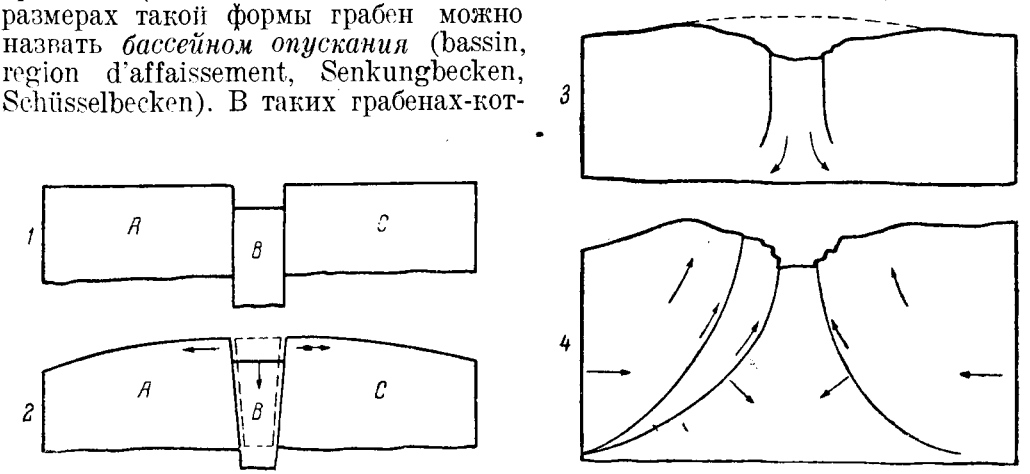


Рис. 247. Различные объяснения происхождения грабена, рифта и рампа.

1—образование долины грабена или рифта между сбросами по идее Э. Зюсса; *2*—то же по гипотезе растяжения частей *A* и *C* и опускания части *B* в силу тяжести по Андрэ; *3*—то же, идея рифта по Б. Виллису; *4*—то же, идея рампа, возникающего вследствие сжатия и задавливания средней части боковыми, на нее надвигающимися. Наиболее существенным отличием в этих различных объяснениях является положение отграничивающих опущенную часть поверхностей разломов—вертикальное (у *1*), сходящееся вниз (*2*) и расходящееся вниз (*3* и *4*), что имеет громадное практическое вначение.

лах или бассейнах иногда наблюдаются сбросы *ступенчато-концентрические* или *периферические* (failles peripheriques, peripherische Brüche) (*ppp* — рис. 249), пересекаемые *радиальными* (failles radiales, Radialsprünge) (*rrr* — рис. 249), но они еще недостаточно полно изучены. Вообще нужно заметить,



Рис. 248. Грабен вост. Африки. Фот. Д. Мушкетова.

что сложные системы сбросов обнаруживают некоторые признаки, указывающие на скручивание, как уже об этом говорилось выше, при рассмотрении трещин Гарца; такого рода сбросы обнаруживают еще и боковое движение, вследствие чего сбрасывание должно было итти по направлению равнодей-

ствующих двух сил, из которых одна горизонтальная, а другая по линии падения сбрасывателя, что и доказывается косыми бороздами, штрихами на плоскостях скольжения.

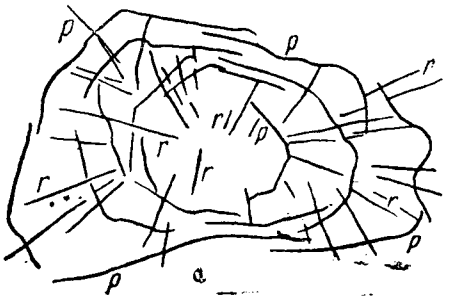


Рис. 249. Сбросы концентрические (*p*) и радиальные (*r*).

При пересечении одной системы сбросов другой возникает необходимость и возможность установления их относительного возраста. Кроме того, подобно складчатым, и сбросовые формы могут быть повторенными, унаследованными, т. е. сброс, пересекший древнюю свиту, после покрытия ее позднейшими отложениями возобновляется, рассекая и эти последние, при этом однако вертикальное перемещение их будет меньше в конечном результате, чем древней свиты, что и является доказательством повторности процесса (рис. 250).

Пересечение плоскостей различно сброшенных пластов с поверхностью орографической, а также следы на ней сбрасывателей бывают весьма сложны

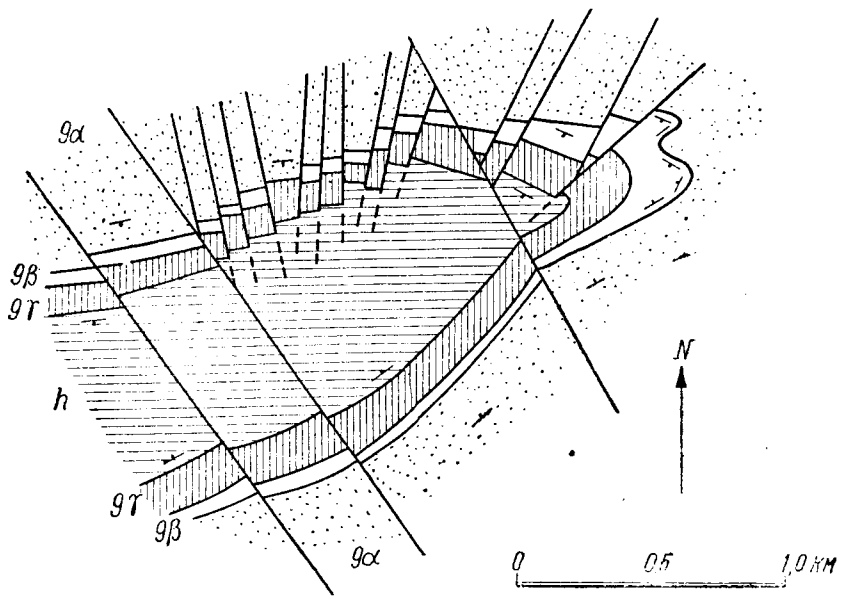


Рис. 250. Антиклиналь, разбитая двумя сериями сбросов (в плане) в последующее время. Чехословакия.

и многообразны, и исследование этих случаев весьма важно для всякого полевого геолога (см. в курсах полевой геологии).

Сдвиги

Сдвиги (décrochement horizontal ou transversal, Verschiebung, Blatt, heave) представляют также тип дислокации, который сопровождается разрывом сплошности; в этом отношении они сходны со *сбросами* и, как мы видели, тесно связаны с ними, но отличаются от них направлением перемещения: по периферии, а не по радиусу земли, как у сбросов, т. е. движение разорванных частей свиты пластов при сдвигах происходит преимущественно в горизонтальном направлении (рис. 251), тогда как при сбросах — в вертикальном или наклонном, а вернее в трех измерениях, что часто забывают. Со складками у сдвигов то общее свойство, что они

также обусловливаются боковым давлением или горизонтальным стяжением (refoulement lateral, Tangenzialschub, Stauung, side pressure, side thrust) земной коры, при этом все следы скольжения на плоскостях сдвигов, как то: примазки, штрихи, борозды и пр., располагаются в горизонтальном направлении. Сдвиги обыкновенно свойственны складчатым областям и большею частью направляются диагонально или перпендикулярно складкам, причем не только жилы и пласты, но даже целые свит их, образующие крупные формы рельефа, значительно передвигаются в горизонтальном направлении, которое на поверхности обозначается или долинами или же появлением озер, как это нередко наблюдается в Альпах, например озера Тунер и Крос залегают на линии сдвигов, известных частыми и сильными землетрясениями; еще нагляднее явление сдвигов наблюдается в горах Салев между Женевой и Аннеси (рис. 252).

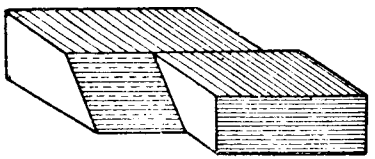


Рис. 251. Сдвиг.

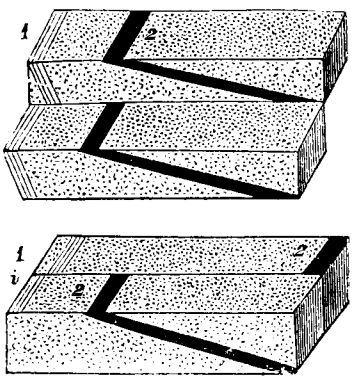


Рис. 253. Ложный сдвиг.

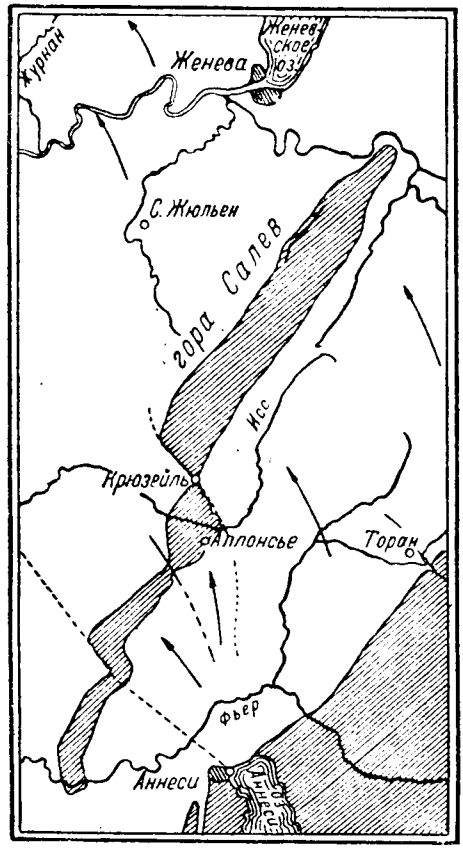


Рис. 252. Сдвиги в горах Салев между Женевой и Аннеси (направление движения указано стрелками).

Сдвиги, как и сбросы, могут появляться группами. Часть коры земной, заключающаяся между двумя более или менее параллельными сдвигами, Зюсс называет *блаттом* (Blatt); совокупность многих сдвигов может дать *ступенчатые сдвиги* или блатты (Staffelverschiebungen, Staffelblättern). Точно так же пережимы и флексуры при сдвигах появляются часто, как и при сбросах, причем их для отличия называют пережимами и флексурами сдвигов или *горизонтальными флексурами* или *сигмоидами* (Flexurblatt, Horizontalflexur, Shiebungsflexur). Для нахождения сдвинутых частей можно применить, не делая никаких построений и вычислений, следующее правило: нужно пройти плоскость сдвига и искать сдвинутую часть месторождения в той стороне, в которую направлен изгиб его.

В некоторых случаях сдвиги легко смешать со сбросами, особенно в областях, подвергавшихся интенсивной денудации. В этом отношении Рейер приводит несколько интересных указаний, которые могут служить, так сказать, предостережением при исследованиях сдвигов и сбросов, особенно в горных округах, где от того или другого определения зависит направление горных выработок. Так положим, что вертикальный сброс смыт: тогда получим сдвиг (рис. 253), в котором поражает неравномерность перемещения жил *1* и *2*: *1* — переместилась только на свою ширину, а *2* — на расстояние в 10 раз большее только потому, что жила *2* падает несравненно положе, чем жила *1*. Такого рода сдвиги Рейер называл сдвигами размыва или денудационными (Erosions-Verschiebung). По существу же это *сдвиги ложные*. Таким образом в размытых областях не трудно сбросы принять за сдвиги.

Поперечные дислокации небольшого размера (сдвиги, блатты, сигмоиды, горизонтальные флексуры) известны давно из различных мест, в особенности из Средней Европы. Они представляются естественными проявлениями тех же горизонтальных перемещений, которые созидали дуги складчатых систем.

Эти поперечные дислокации, однако, были известны на небольшую глубину и потому рассматривались как второстепенные, а не основные тектонические формы. Изучение древнего вулканизма Средней Европы Клоосом дало много для объяснения поперечных дислокаций, которые оказались гораздо более глубокими и важными. По их вертикальным плоскостям с глубин поднимались граниты, растекаясь затем горизонтально по бокам дислокации: с ними же связаны пневматолитические и гидротермальные оруденения, что придает познанию природы таких дислокаций и высокий практический интерес. Согласно Зейдлицу и Бубнову, их удобно называть *парафорами* (что в переводе с греческого значит *мимоскользящие*). В отличие от обычных сдвигов и блаттов, они захватывают глубокие зоны, рассекая материковые глыбы донизу, т. е. до зоны термического метаморфизма, течения горных масс. С ними, естественно, органически связаны и горизонтальные поверхности нарушения, смещения, которые однако, ввиду большой глубины, вероятно проявляются не в виде каких-то поверхностей механического отделения, но зонами динамически измененных пород — *тектонитов* (по Зандеру), т. е. пород, сложение которых обнаруживает движение. На эти мельчайшие составляющие разлагаются таким образом громадные перемещения целых массивов.

Представляя себе образование кристаллических сланцев как динамический, а не статический процесс, мы можем рассматривать глубокие зоны загнейсования, филлитизации и т. п. именно как базальную фацию парафор (например наблюдения Седерхольма в Скандинавии над мигматизацией, анатексисом, палингенезом). Поверхностное же проявление парафор в зависимости от степени уплотнения данного района может быть в виде дислокаций с разрывом или без него, что принципиально безразлично.

Парафоры являются вместе с тем следами и доказательством горизонтальных перемещений отдельных участков земной коры, скольжений одних относительно других, названных Саломоном-Кальви *эпейрофорезом*. Именно парафоры только и подтверждают вероятие процесса эпейрофореза.

Суммируя все сказанное выше о сбросах и сдвигах, можно сказать, что они образуются везде, где действуют скалывающие усилия, и различать четыре главных типа дислокаций с разрывом:

a) образуемые лишь растяжением и силой тяжести;

b) образуемые неоднородным, дифференциальным поднятием;

c) надвиги и поддвигания, обязанные горизонтальному давлению;

d) смещения по простиранию, сдвиги, образуемые скалыванием в горизонтальном плане.

Эти первичные типы включают большое число второстепенных подтипов.

В связи с вышеизложенными соображениями об образовании эшелонных складок следует еще отметить, что при сдвигах могут возникать, с поперечным к ним простиранием, небольшие складки и флексуры, благодаря сжатию на оси укорочения. В нефтеносных районах в них происходит скопление нефти. Механизм же волочения при сбросах дает параллельные им флексуры. Так как в массах, подвергающихся горизонтальному сжатию и не изгибающихся в складки, возникают две системы плоскостей скалывания, простирающиеся под прямым углом к направлению давления, падая (вверх и вниз) от него под углом в 45°, то можно ожидать в равной мере надвигания вверх, как и поддвигания вниз. Первый случай однако встречается гораздо чаще, так как движение вверх встречает обычно меньше сопротивления. Однако вся комбинация условий — вес, трение, инерция, литологические особенности свит — определяет направление движения, т. е. образование надвига, или поддвигания. Однако одна и та же форма может быть истолкована двояким способом, в зависимости от теоретических взглядов на источник активности. Так например в отношении способа возникновения южноамериканских Кордильер и Гималаев были высказаны два, в основе противоположных взгляда; Э. Зюсс (а за ним и другие) принимал общее движение материковых масс на океаны, тогда как Хоббс — наоборот — движение подокеанических масс на материковые. При первой точке зрения наблюдаемые например в Гималаях деформации будут надвигами, при второй — поверхностями поддвигания. Критерием для определения направления движения в этих случаях может быть наблюдение над направлением убывания интенсивности складчатости. Например в случае Скалистых гор (см. рис. 208) (США) докембрийские и палеозойские свиты надвинуты с З на меловые и третичные; последние при этом смяты (в силу непосредственной передачи давления или вследствие волочения надвигавшимися массами), причем интенсивность складчатости убывает на В, совершенно замирая. Логически следует признать, что давление шло с З и что данные дизъюнктивные деформации именно надвиги.

Генетические взаимоотношения дислокаций

Начало XX столетия в тектонической геологии характеризуется чрезвычайным развитием изучения явлений складчатости и не всегда правильно соединяемых с ними явлений больших горизонтальных перемещений — перекрытий или шариажей. Вопросы дислокаций радиальных с разрывами или дизъюнктивных, особенно вопросы обыкновенных нормальных сбросов и различного рода тектонических трещин в течение того же периода в значительной мере отошли на задний план. В самое последнее время совершенно справедливо ряд геологов указывает на важность изучения и этих форм дислокаций и их систематического анализа, описания и объяснения.

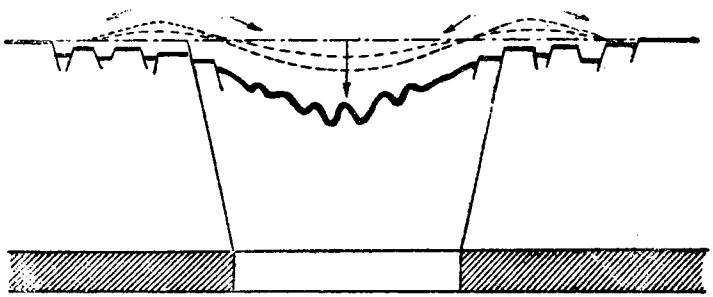


Рис. 254. Явления смятия (складкообразования в опускающейся части) и растяжения с образованием сбросов и клинообразных грабенов и горстов (в боковых частях), наблюдаемые в оседающих над рудничными выработками площадях и иллюстрирующие отчасти тектонические процессы и связь между различными формами дислокаций.

С точки зрения происхождения каждой дизъюнктивной дислокации прежде всего возникает принципиальный вопрос о том, чему она обязана, сжатию или растяжению. В первом случае они оказываются явлениями, сопровождающими почти не-

неизбежно складчатость, во втором случае они как бы обязаны другим процессам, противоположным создающим складчатость. Совместное появление сжатия и растяжения однако геологически тесно связано между собой и встречается несравненно чаще, чем это принято думать. Резкое разделение форм, обязанных своим происхождением сжатию и растяжению, как это обыкновенно делается, по существу неправильно. Уже наблюдения маркшейдеров над оседанием верхних рудничных полей чрезвычайно убедительны в этом случае (Леман и др.) (рис. 254). От одного и того же процесса оседания мы получаем здесь всевозможные виды дислокаций, начиная от простых сбросов, грабенов, взбросов, горстов и кончая выпучиванием. Для Финляндии Сёдерхольм дал интересный анализ ее рельефа, из которого он пришел к следующим выводам более общего характера:

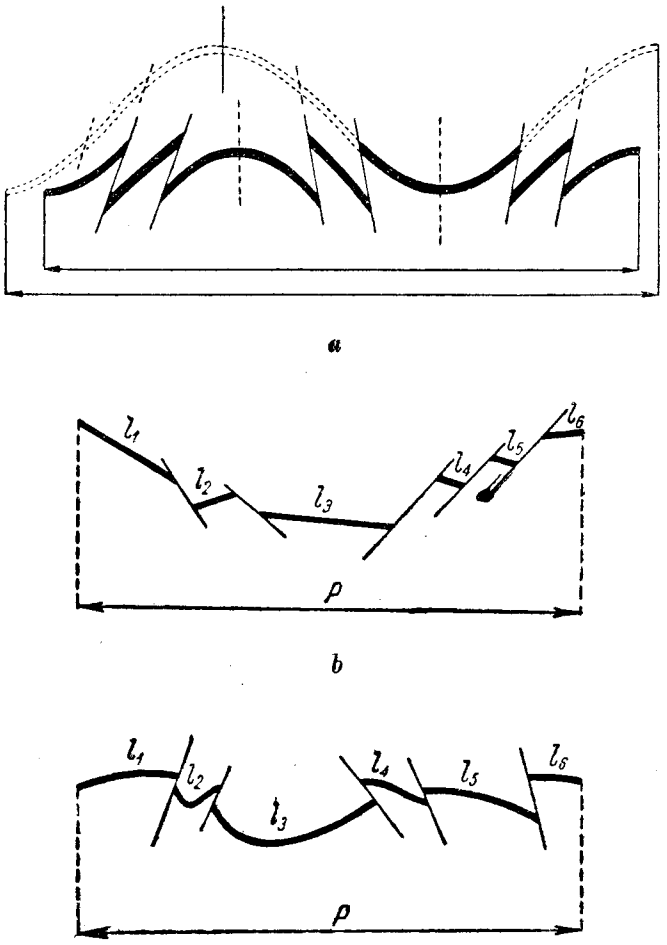


Рис. 255. Сокращение и увеличение поверхности в результате различных дислокаций по Лотце.

b—растяжение: $l_1 - P > 0$; *c* — сокращение: $l_1 - P < 0$.

1. При обсуждении дислокаций более правильно начинать с радиальных, так как они заведомо происходят на поверхности, у нас на глазах, тогда как складчатость на поверхности все же не наблюдается и присуща повидимому более глубоким частям.

2. Нельзя принципиально разграничить тангенциальные и радиальные дислокации, так как одни переходят в другие в вертикальном направлении. По поводу этого следует напомнить общие принципиальные замечания Ван Хайза и Лейца относительно различных тектонических ярусов.

3. Из изучения землетрясений видно, что сбросы и разломы заведомо происходят при тангенциальных движениях, как проявления глубоких перемещений. Мы знаем, что например и Рейнский грабен многими трактуется как результат именно тангенциальных движений (рис. 247).

4. Возможно, что и третичные разломы Финляндии таким же образом связаны с тангенциальными движениями земной коры.

5. Так называемая альпийская складчатость и свойственные ей формы дислокации преимущественно возникали под двигающимися массами перекрытий (см. выше взгляды Ампферера на шариажи и аналогию, проведенную между альпийскими перекрытиями и влиянием ледникового покрова).

6. Для дислокаций, как и для явлений метаморфизма, можно установить своего рода глубинную шкалу. Сёдерхольм и предлагает верхнюю, более хрупкую зону земной коры называть ***склеросферой***, где преимущественно происходят разломы, раздробления, брекчии. На большой глубине в ***пластосфере***, где давление достаточно, чтобы вызвать латентную пластичность пород, они уже сжимаются в складки. В том же смысле высказывается Зейдлиц, предлагая различать три тектонических зоны.

Сёдерхольм, так же как Хаарман и И. Вальтер, считает, что принципиально явления дислокации различного вида хотя и происходят в различных горизонтах земной коры, но вызваны одними и теми же причинами, т. е. генетически однородны; одна категория явлений переходит в другую. Дислокации с разрывами должны переходить как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении к дислокациям без разрывов и обратно.

Всякое резкое разграничение этих форм, в особенности же попытки установления причин их происхождения совершенно искусственны.

При всяких разрывных явлениях, вызванных сжимающими усилиями, неизбежно существование сгибающих напряжений. Таким образом надвиги и поверхности надвигов могут иметь свое собственное развитие, такое же многообразное, как и поверхности складчатых элементов. Пологие надвиги могут превращаться в крутые, различным образом деформированные, изогнутые и т. д. Вместе с изменением положения складчатых элементов происходит изменение положения дизъюнктивных поверхностей, при этом крутые и вертикальные углы падения как поверхностей разрыва, так и поверхностей напластования представляют собой конечный результат бокового давления, присущего альпийской тектонике.

Вместе с тем перемещения пластов с разрывом, однородные морфологически, могут быть различными генетически и наоборот (рис. 224—226).

В большинстве случаев, особенно в наших условиях полевого наблюдения, в областях с незначительным рельефом и малой обнаженностью, затруднительно установить генетическую сторону разрывов, а поэтому невольно главное значение приобретают их морфологическая сторона и терминология.

В заключение все перемещения с разрывом мы можем разбить на три главные группы:

1. Большие перемещения с перекрытиями целых свит на громадном расстоянии — явления *шариажа.*

2. Явления, связанные непосредственно со складкообразованием, с пережиманием и разрывом S-образной складки, имеющие отличительной чертой надвигание оторванной части, под влиянием тангенциального давления, на оставшуюся на месте; для таких явлений лучше всего употребить термин *надвиг*, равносильный термину сбросо-сдвиг, а сдвиг для чисто горизонтального перемещения, редко однако встречающегося.

3. Явления чисто радиальной дислокации — *сбросы* и *взбросы* (перебросы), проявляющиеся без отношения к складчатости, но иногда и совместно с ней, так как абсолютного разграничения дислокаций радиальных от тангенциальных и вертикальных от горизонтальных в большинстве случаев сделать нельзя.

Влияние различных дислокаций на растяжение и сокращение пространства, а также совместное существование надвигов с различным азимутом падения видно на рис. 255.

§ 25. ТЕКТОНИКА ПЛАСТИЧНЫХ МАСС

В § 23 и 24 мы указывали, что вещества пластичные, способные под влиянием давления легко перемещаться, образуют своеобразные тектонические формы, которые часто объединяются под термином соляной тектоники.

Вопросам *соляной тектоники* или *диапиризма* за последние годы уделяют вполне заслуженно все большее внимание. Здесь важны две отправных точки зрения:

1. Анатомия соляных структур [25] и расположение их среди окружающих геологических строений, т. е. отношение к окружающей среде.

2. Изменение соляных структур, в связи с тектоническими изменениями окружающей среды; соли, гипс, глины, как наиболее пластичные при механических деформациях вещества, преувеличивают всякое явление складчатости и создают ее кульминации, приспособляясь обычно к общему простиранию. При пересечении двух систем дислокаций соль, выдавливаясь экструзиями, обычно выбирает точки пересечения, как наиболее ослабленные места, поперечные сбросы и сдвиги. Движение соли и других подобных ей пластичных масс при экструзивной тектонике весьма интенсивно. Имеется ряд терминов, определяющих своеобразную тектонику соли, а именно: *диапировая складчатость* или *протыкающая*, *инъекционная*, тектоника мобильного материала (Стилле), *экструзионная* и *экспрессионная* (Хаарман). Эти термины не требуют особого пояснения, они по существу все указывают на основной характер движения, на выдавливание пластичной массы из окру-

жающей более жесткой среды, продавливание ее через вышележащие толщи и выдавливание ее на поверхность. Это происходит повидимому не только в тектонические фазы, затрагивающие окружающую среду, но и между ними, почти непрерывно вследствие постоянного давления, а также вследствие может быть аутопластических процессов.[1] Все эти процессы вернее всего происходят в данном случае совместно, судя по наблюдениям в румынских Карпатах (рис. 256 и 257).

Изучение соляной тектоники чрезвычайно важно в различных отношениях, например с точки зрения чисто практической, а именно поисков и

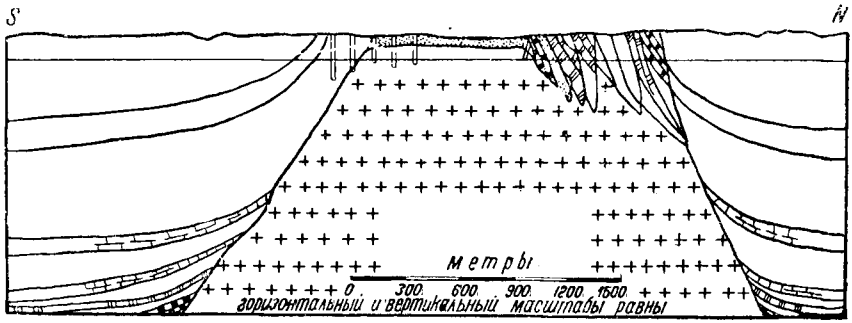


Рис. 256. Соляной купол.

разведок соляных месторождений и часто связанных с солянымн куполами нефтяных месторождений, далее для познания механизма самых процессов экструзий и наконец для приложения анализа его к магматическим интрузиям. Формы последних нередко имеют много общего с солянымн экструзиями, и точное знание возможных форм чрезвычайно важно для картирования областей, изобилующих магматическими интрузиями. В поднимающейся экструзии свод ее все более облегчается, и поэтому облегчается изгибание его боковыми давлениями, т. е. здесь происходит как бы содействие складкообразованию. При поднятии диапира в одних породах в разное время происходят движения разного типа, с повышением в сторону мобильности типов. Такие последовательные зоны различных типов наблюдались например в Финляндии, где они анализированы подробно Сёдерхольмом и Вегманом. В окружающей диапировой среде возникают сложная микротектоника с круто стоящими плоскостями и движения, показывающие характер подъема самого диапира (рис. 258). Таким образом, пользуясь этими предпосылками в обратном направлении, картируя какую-нибудь область, можно установить тектонические уровни, в данном месте скрытые.

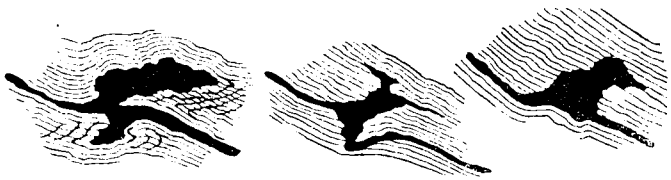


Рис. 257. Выдавливание угольного пласта в окружающую породу наподобие выжимания каменной соли, а также поднимающейся в условиях тектонического давления магмы, по Хаарману.

В некоторых случаях соляные купола или диапиры выходят непосредственными обнажениями на поверхность, в других случаях они погружены (рис. 259 и 260). Последняя форма особенно важна с точки зрения экономического изучения, так как нахождение таких *погруженных холмов* или ре-

[1] Под ними понимаются процессы гидрохимические, переходы одних солей в другие, связанные с изменением объема. Самый вопрос однако о пластичности соли теоретически еще оспаривается, поскольку мы знаем, что каменная соль тело упругое.

гиональное развитие куполообразной структуры уже дало возможность в ряде случаев, особенно в США, Мексике, Египте и у нас в Эмбинском районе, вскрыть чрезвычайно богатые нефтеносные области, до того почти совершенно неизвестные. Именно на работе ряда нефтяных компаний и отдельных геологов за последние годы и выработалась методика изучения соляных куполов.[1] Как уже было сказано, диапиры при своем поднятии влияют на залегание окружающей среды, окружающих их свит, и таким образом по этим отраженным признакам иногда уже можно предположить о наличии диапиров. В США в штате Оклатома тянется цепь таких погруженных куполов на протяжении 400 *км*. Современное образование таких же структур в Тихом океане доказано при помощи эхолота. Целый ряд данных, особенно в угольных бассейнах, доказывает, что складчатость шла и во время отложения. Это является очень важным лишним аргументом против устаревшей точки зрения о том, что складчатость совершается только в определенные моменты, после чего тектонические движения совершенно замирают. Такую складчатость, происходящую одновременно с отложением, удобно называть *прогрессирующей складчатостью*. Ею вернее всего могут объясняться многие несогласия гораздо лучше, чем эрозией. Равным образом ею легко объясняется большая крутизна складок на глубине и большая интенсивность складчатости в глубину. На последнее обстоятельство особенно указывали в последние годы германские геологи, изучавшие Вестфалию и Рурский каменноугольный бассейн.

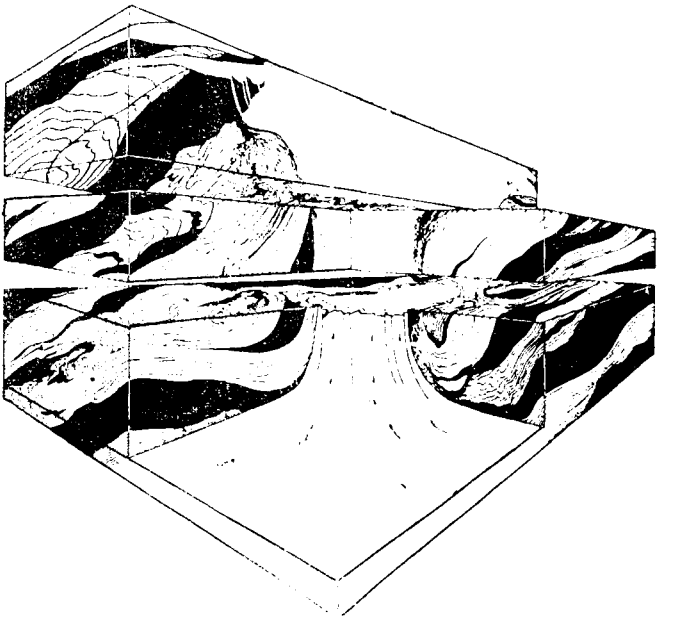


Рис. 258. Схема диапира магматического, по Вегману.

Сильно смятые свиты с различными синкинематическими интрузиями (черные) офиолитового типа; из глубины поднимается более активный материал (белый); в верхнем отрезе образуются лакколиты.

Знание интенсификации складчатости на глубину чрезвычайно важно при подсчете запасов пластовых месторождений, а также при выяснении методов их разработки и при оценке соответствующих земель. Ошибочные взгляды в этом направлении в ряде случаев приводили к громадным бесполезным затратам капитала.

Очень интересное исследование соляных куполов и экструзий производилось в южном Иране Харрисоном с 1930 т. (рис. 261). Здесь благодаря чрезвычайно сухому климату (лишь 5 *см* осадков в год) поднявшиеся на поверхность мощные экструзии соли сохраняются на ней без всяких покрышек. Эти экструзии поднимались в разные периоды, начиная с верхнего мела, преимущественно в палеогене, вплоть до плиоцена. На поверхности соляные купола располагаются в виде *соляных ледников*. Английскими геологами здесь изучено 33 таких явления; протыкания складок и покровов южного Ирана соляными экструзиями наблюдаются довольно часто. Здесь

[1] В значительной мере геофизическая (см. главу X).

вероятно имело место тангенциальное давление на Ю, сместившее все толщи вплоть до верхнесилурийских свит общей мощностью до 7 500 *м*. Эта громадная толща подстилается солями и гипсами кембрийского или возможно докембрийского возраста, поднявшимися с такой глубины на поверхность.

Вообще имеется три теории поднятия соли: а) под влиянием собственного движения вследствие перекристаллизации—*аутопластическая;* b) вследствие тангенциального давления — *тектоническая;* c) вследствие вертикального давления окружающих толщ, т. е. вследствие выдавли-

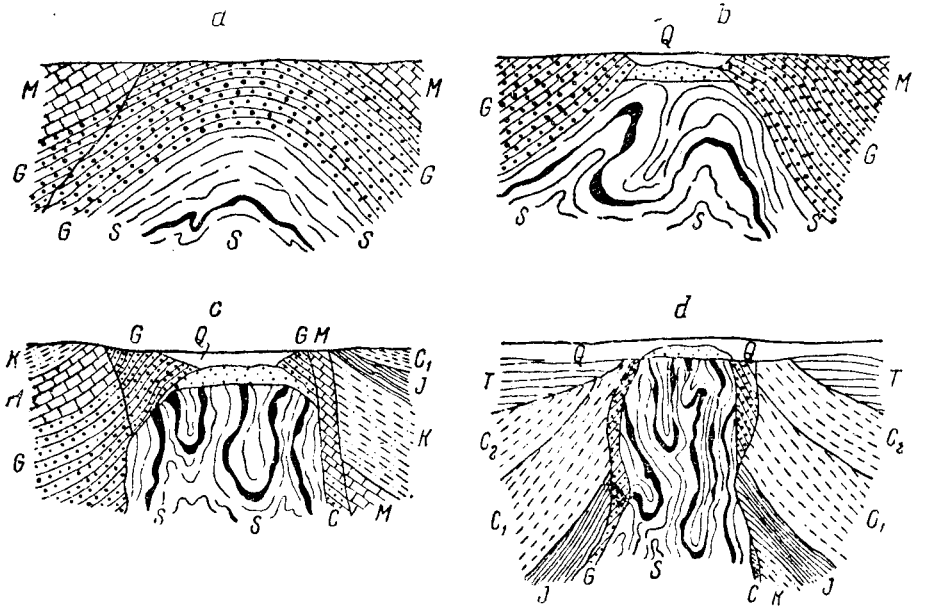


Рис. 259. Переход складки в соляной купол.

a—нормальная антиклиналь; *b*—начальная стадия диапиризма и образование гипсовой шляпы; *c*—выжимание флангов купола; *d*—грибообразное продавливание соляного купола через меловую и третичную свиты.
Q—четвертичные отложения; *T*—третичные отложения; *C*—меловые отложения; *J*—юрские отложения; *K*—кейпер; *G*—пестрый песчаник; *S*—соленосные пермские отложения.

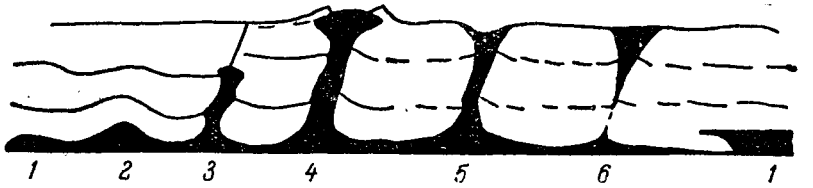


Рис. 260. Серия соляных диапиров, по Харрисону.

вания — *статическая.* Все соляные купола Ирана сосредоточены в зоне аутохтонных складок. Иногда они протыкают седло, но чаще расположены на погружающихся концах антиклиналей. Есть данные за то, что передко купола должны быть между антиклиналями. В районе же надвигов они сжаты в узкие полосы инъекций (подобно тому как в Альпах). В таком случае мы имеем явления, так сказать, тектонического опережения солью и гипсом того покрова, *смазкой* для которого они являются. В складчатых покровах соляные интрузии найдены в Гватемале и в Колумбии. В складчатых районах, где выдавливание соли обязано тангенциальному давлению, наличие большой давящей толщи не обязательно. Можно также привести

много других примеров, каковые в большом количестве собраны в особом коллективном сборнике, изданном Обществом американских нефтяных инженеров в 1931 г.

Кроме перечисленных имеются соляные купола в Палестине, на берегах Красного моря, в Луизиане, юго-западной Аравии и северной Германии. В последней повидимому главное значение имело выдавливание соли нагрузкой мощных толщ до 2 000 *м*, лежащих на соляных слоях. Весьма интересны опыты, произведенные Эшером, которые указывают, что достаточно толщи в 600 *м*, чтобы возбуждаемые ею давления сделали соль пластичной, а при увеличении его она выдавливалась бы из-под налегающих на нее свит.

Изучение соляных куполов северной Германии приобретает в послевоенное время громадное значение, главным образом еще в связи с развитием германской нефтедобывающей промышленности. В северной Германии нефть добывается исключительно из месторождений, связанных с соляными куполами, представляющими диапировые образования, проткнутые через мезозойско-третичную толщу большой мощности. В бассейне Тюрингии нефть находится в пермском доломите, подстилаемом соляной формацией. В субальпийской области южнее Дуная нефть встречается в флише и молассе альпийской фронтальной впадины. В Рейнской области юго-западной Германии нефть находится в третичных олигоценовых отложениях.

Для крайнего севера Сибири И. Толмачевым была описана соляная сопка между устьями Хатанги и Анабары в 100 *м* высотой. Здесь соль про-

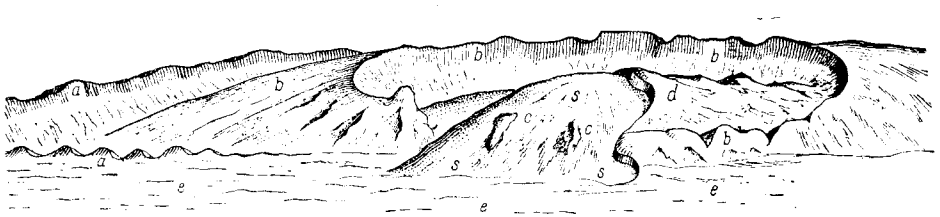


Рис. 261. Соляной купол, растекающийся на поверхности, „соляной ледник" в южном Иране по Харрисону.

исходит также с большой глубины, из нижнепалеозойских свит и пробивает совершенно спокойно лежащие девон, карбон, триас, юру и неоком.

На побережьи Мексиканского залива на протяжении 160 *км* расположено до 60 куполов. Равнина сложена олигоценом, миоценом, плиоценом 600 *м* мощности в 2 *км* от моря. Там имеются холмы от 5 до 50 *м* высотой, сложенные свитами с гипсом, солью, соляными источниками и нефтью. Диаметр соляных куполов или вернее столбов в среднем 2 *км*. Местами соль поднялась до поверхности, местами находится на глубине до 600 *м*. Ни одна буровая не достигла лежачего бока соли, хотя они проводились на глубину 1 650 *м*. Возраст соли приблизительно пермско-триасовый, и во всяком случае она пробила мел. Над солью иногда находятся гипсы или гипсоносные известняки до 300 *м* толщиной (в среднем 100 *м*). Вмещающие свиты круто поставлены, и на расстоянии 500 *м* угол составляет 45°.

Отличие мексиканских соляных куполов от северо-германских заключается в том, что в Германии мы имеем область интенсивной нормальной тектоники, в которой влияние тангенциальных сил общепризнано. С Ю на С прослеживаются все переходы от нормальных антиклиналей до соляных диапиров. Верхняя часть последних всегда горизонтально залегает на нижнем уровне грунтовых вод и покрыта созданной ими шляпой. Это растворение идет скорее тектонического поднятия, и поэтому в конечном итоге получаются *кратерообразные впадины*. У нас прекрасный пример такого рода наблюдается в небольшой горке Мертвые соли около Илецка. В румынских Карпатах соль

заключена в верхнем олигоцене, залегая удлиненными массивами в зоне флиша. Форма их здесь подчинена складчатости. У румынских диапиров нет гипсовых шляп, но зато они окружены *соляной брекчией*, т. е. черными глинами, содержащими небольшие обломки нижележащих пород (олигоцена, юрских известняков и гранитов). Все это свидетели нижележащих тектонических чешуй, проткнутых по пути (в конце миоцена) солью.

Чрезвычайно интересная соляная тектоника в северной Африке по возрасту триасовая. Залегание остатков триаса на меловых породах сначала породило объяснение этого шариажами. Лишь с 1925 г. началась реакция в этом смысле и вернулись к идеям пионеров алжирской геологии, с самого начала установивших, что триас здесь встречается жилами, интрузиями в виде соляных гор; только теперь, так сказать, начали «опасаться» триаса, как выражаются современные французские геологи.

Соляные интрузии в Алжире, как и в Румынии, часто окружены обломками различных пород, проткнутых на своем пути солью. В южной части Франции, в направлении Пиреней, соляные массы более замаскированы, однако тоже создают присущую им тектонику. В Эльзасе они открыты лишь недавно геофизическими методами. Изучение современного аллювия дока-

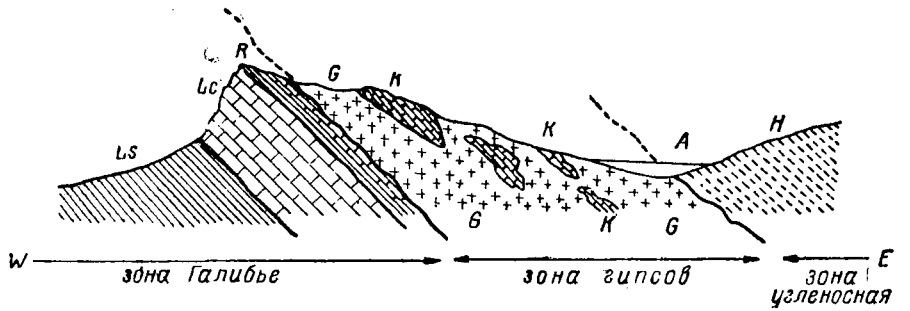


Рис. 262. Выжимание гипсоносного триаса в складках. Франция.

зывает, что эти купола поднимаются и в настоящее время. В Каталонии, Андалузии, на берегах Тирренского моря, везде по линии антиклиналей, мы имеем подобные купола, от 5 до 10 *км* диаметром. Их оторочкой являются выходы пород триаса и мела, а также вулканические породы, которые составляют здесь брекчии вроде румынских. Здесь, как и в Африке, Испании и других местах, соляные интрузии выносят зеленокаменные офиолитовые породы и характерный для средиземноморских геосинклиналей триас.

Чрезвычайное осложнение, долго остававшееся непонятным, вносит наличие соляной тектоники во Французских Альпах, между долиной Роны и Бюэш выше Систерона. Цепочки соляных поднятий ориентированы по основным тектоническим простираниям и образованы в три фазы — в эоцене, олигоцене и верхнем миоцене. По сравнению с Германией здесь купола уже деформированы, искажены, и их сложное строение особенно выделяется на фоне вообще спокойной тектоники района. В более западной зоне соляные купола подчиняются чешуйчатой тектонике, обнажаясь длинными правильными полосами. Гипс переслаивается с меловыми породами, причем вмещающие породы относятся к различным возрастам (рис. 262).

Термье выяснил имевшееся здесь недоразумение, говоря, что триас всегда лежит выше, чем ему полагается, что он всегда находится в тектоническом опережении. Наоборот, гипс именно часто отсутствует в свойственных ему свитах, и, так же как в северной Германии, он высосан из промежутков диапирами. Здесь горизонтальные движения потом превращаются в вертикальные. Но во внутренне-альпийской зоне это опережение

гипсом еще больше и может быть формулировано так: все соленосные массы, принадлежавшие ранее к какой-нибудь тектонической единице *A* (чешуя или покров), находятся теперь на высшем тектоническом уровне или аккумулировались в верхней части *A*, образовав зону, отделяющую *A* от верхней единицы *B*, или залегают в виде инъекции в них. Последние образовались не после, а во время, с самого начала альпийской складчатости. Иногда эти зоны гипсов отграничивают большие тектонические пакеты и целые зоны, причем такие явления повели к весьма сложным гипотезам (гипсификация известняков М. Бертрана), пока все это не объяснилось тектоническим выдавливанием.

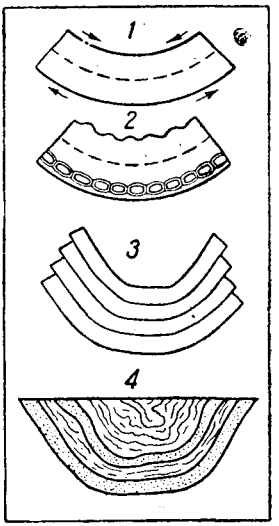


Рис. 263*а*. Различные типы синклинальной структуры, по Вегману.

1—прогибанием пластины верхняя поверхность ее испытывает сжатие, а нижняя растяжение; средняя зона нейтральная; *2*—в мобильном материале верхняя часть сжимается в складки; заключенный же в нижней части менее мобильный горизонт приобретает формы будинажа; *3*—отдельные пласты могут скользить один по другому (внутриформационные перемещения, пластовые сдвиги и т. п.); *4*—при чередовании слоев обладающих разной способностью скольжения и смятия, образуются дисгармонические складки.

Дисгармоническая складчатость, развивающаяся в осадочных свитах, отдельные литологические элементы которых различно передают тангенциальные давления, может заключать в себе формы чрезвычайно разнообразные, сложные и парадоксальные (см. рис. 162). Среди них особенно выделяются складки, в которых более жесткие верхние горизонты свиты отделяются (*отклеиваясь*, как выражаются французские геологи) от нижних пластичных масс, антиклинали с пластичным ядром. При некоторых условиях такие антиклинали наоборот переходят в диапировые, если нижние, пластичные массы — ядро складок, протыкая свою покрышку, опережают ее, вместо того чтобы отставать. Между этими двумя, на первый взгляд противоположными формами по существу имеется тесная причинная, эволюционная связь. Хорошие примеры таких явлений описаны давно из Швейцарской Юры — Букстorфом и другими, из Аппалач США — Б. Виллисом, а в последнее время из польских и румынских Карпат, передовых цепей Ирана, северной Африки и Пиреней — Цизанкуром [*34*] (рис. 263).

Не одна лишь соль и гипс, но также и другие пластические горные массы могут быть повинны в *соляной тектонике*.

Такие же явления, как в соленосных свитах, наблюдаются иногда в различных глинистых образованиях, а также в залежах углей, как каменных, так и бурых.

Различные оригинальные тектонические формы, обязанные своим происхождением наличию тех или иных пластических масс, названы Хаарманом *обогащением давления* (Druckaufbereitung) [*35*]). Это явление имеет громадное практическое значение. Если комплекс горных пород, состоящий из материалов различной пластичности (гетеропластических), испытывает давление, то первыми реагируют на него породы, обладающие наименьшим сопротивлением. Они двигаются при этом по направлению наименьшего сопротивления и скапливаются, так сказать, в *тени давления*. В результате этот материал может быть частью или полностью выдавлен и перемещен в одни места, представляя там значительные скопления, и наоборот совершенно исчезнуть на других пространствах. Такие перемещения пластического материала могут быть конечно в высшей степени разнообразными, учитывая разнообразие тектонических форм. Можно наметить лишь две главные категории, а именно: а) перемещения по различным разрывам и трещинам, в особенности в условиях образования их растяжением, с появлением пустот, которые немедленно этим пластическим ма-

териалом заполняются; b) смещения по крыльям складок, известного так сказать стекания.

Этот вопрос имеет громадное значение с практической точки зрения, потому что в целом ряде месторождений соли найдено, а в других подозревается присутствие нефти. Так как нефть обыкновенно разведывается и находится в скоплениях седел антиклиналей, то и бурение проектируется в этих местах, в случае наличия на поверхности соляных куполов.

Между тем изучение некоторых соляных куполов наводит на мысль о том, что они образовываются выжиманием скопившихся именно в синкли-

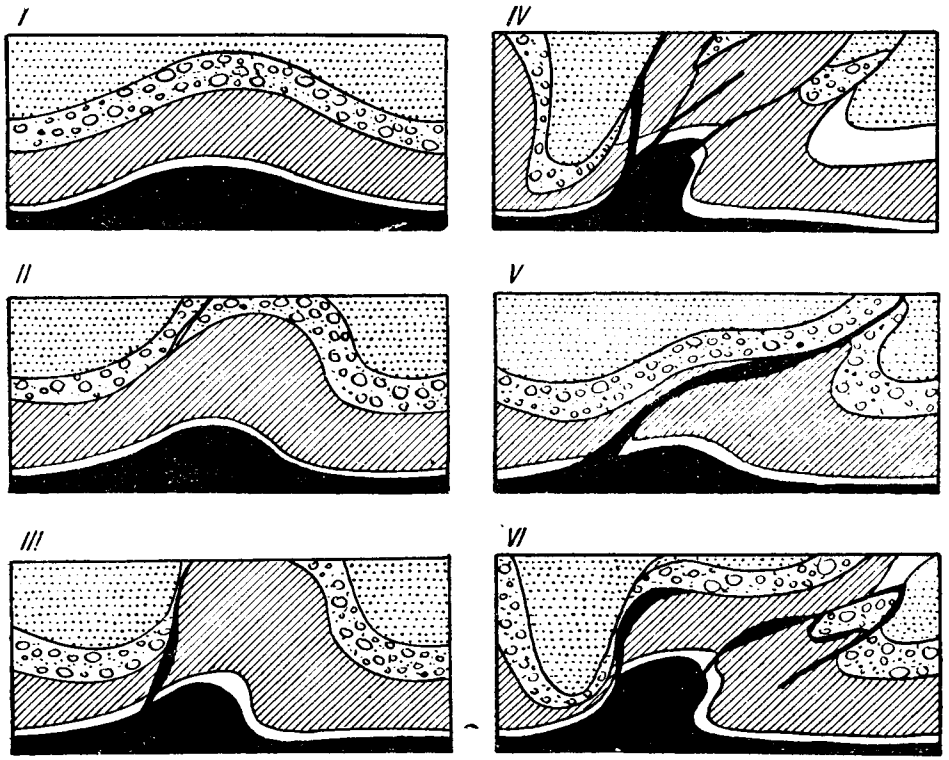


Рис. 263b. Схема образования дисгармоничной складки при наличии пластичной свиты (триас) по Цизанкуру.

I—образование простой антиклинали: *II*—поднятие пластичного материала в седле антиклинали; *III*—соприкосновение благодаря разрыву юрских известняков левого крыла с триасом; *IV—VI*—благодаря усилению давления пластичный триас продолжает выжиматься вверх по поверхностям разрывов („листрическим"), разбивающим ядро складки.

нальных пространствах масс соли на поверхность, и таким образом предполагаемая связь соляных куполов с содержащими нефть антиклиналями не является вполне ясной, а потому и требует особого изучения.

Наконец, чрезвычайно интересно обогащение давлением различных рудных месторождений, как например различные формы Раммельсбергского месторождения, а в особенности скандинавских железорудных месторождений. По мнению Хаармапа, железные руды средней Швеции — не магматического происхождения, но первоначально-осадочные, измененные в дальнейшем региональным метаморфизмом под влиянием сильного давления. Эти образования располагаются в виде текучих структур, совершенно однородных по элементам залегания, падения и простирания со структурой включающих их пород. Во всей средней Швеции рудные залежи залегают полосами СВ простирания, падающими под углом 60° к В. Эти руды и скарны, как

основные породы, обладают более близкой между собой и вместе большей пластичностью, чем кислые массы, их включающие. Внутренняя структура этих рудных масс также полностью соответствует общей региональной структуре. Хаарман считает и известные норвежские рудные полосы, которые признавались Фохтом за интрузии, также происшедшими благодаря динамометаморфизму.

Саксонская складчатость

В заключение упомянем о некоторых оригинальных формах складчатости, описанных под названием *саксонской складчатости.*

Саксонская складчатость по объяснению Стилле является складчатостью, образовавшейся в тисках, согласно контракционной теории. Против

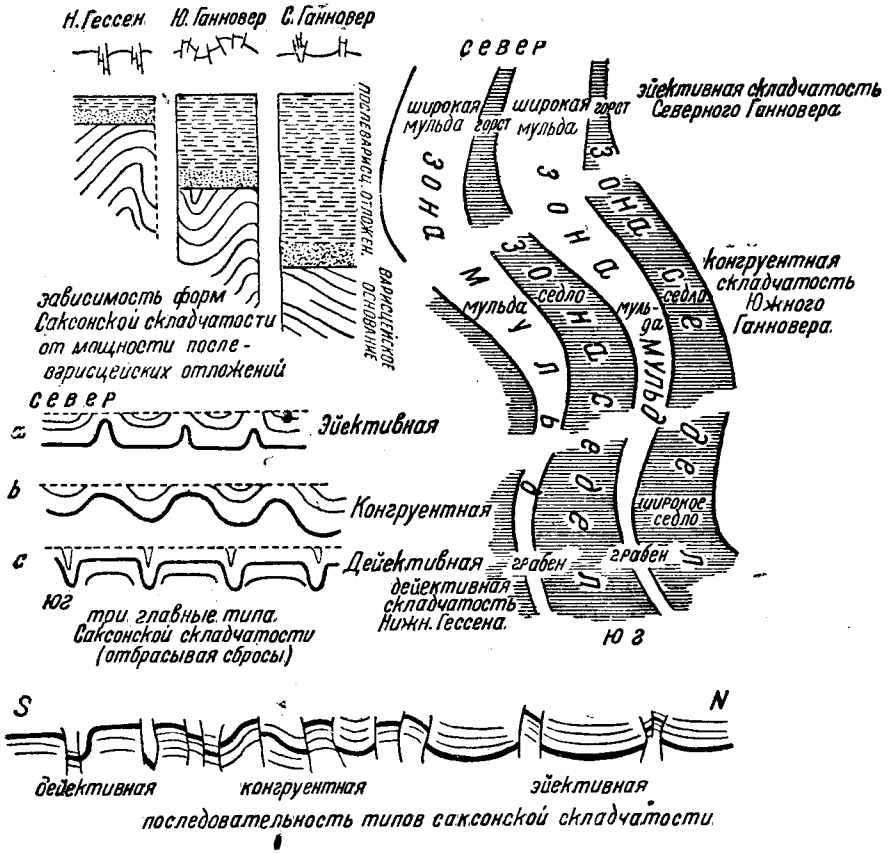


Рис. 264. Различные формы „саксонской тектоники", по Стилле.

такого объяснения, т. е. против того, что саксонская тектоника является нормальной тектоникой, возражают некоторые германские геологи, преимущественно именно сторонники *соляной тектоники.*

Под названием *саксонской тектоники* понимается мезозойское и третичное горообразование всей вне-альпийской, преимущественно Средней Европы.

В широком смысле саксонская тектоника определяет собой все структурное преобразование Европы на пространстве от Испании до острова Борнгольма в Балтийском море, а в узком смысле под саксонской текто-

никой понимается лишь структура средне-европейской части этого большого пространства, которое относится к Мезоевропе (термин Стилле), т. е. к той части Европы, которая оформилась варисцийским горообразованием и впоследствии реагировала как жесткая масса. Правильнее понимать этот характер тектоники как отзвуки альпийского движения на древнюю конструкцию Средней Европы. Эти отзвуки или реакция выражались преимущественно в разломах и связанных с ними второстепенных дислокационных явлениях (см. главу IX).

Разломы Средней Европы происходили преимущественно по двум перекрещивающимся направлениям:

a) герцинскому (термин *герцинский* понимается здесь в смысле направления, а не возраста) и

b) рейнскому.

Статистически установлено, что на 37 надвигов — 33 (89%) имели герцинское направление и 4 (11%) рейнское.

Нигде в Германии вулканизм не развит так сильно, как в области рейнского направления. Наиболее значительным примером этого является самый Рейнский грабен, затем Гессенская низменность, восточный край Рейнских гор. В герцинском направлении вулканизма почти не наблюдается, что очевидно доказывает разную природу механизма дислокации этих двух направлений. Растяжения, разрывы особенно сильно проявляются там, где тонка послеварисцийская покрышка мезо-кенозойских отложений, как например в Гессене. Именно как функцию мощности этих позднейших послеварисцийских отложений Стилле и рассматривает изменения характера дислокаций. Он намечает три главных типа (рис. 264):

1. Нижне-гессенский или *дейктивная* складчатость, где при тонком послеварисцийском покрове возникали широкие плоские седла, разделенные мульдами и грабенами.

2. Южно-ганноверский или симметричная, *конгруентная* складчатость, где при большей мощности послеварисцийского покрова мульды и седла более или менее одинаковой ширины и высоты.

3. Северно-ганноверский или *эйективная* складчатость, где при мощном послеварисцийском покрове он лежит узкими седлами, разделенными широкими плоскими мульдами.

Стоя на контракционной точке зрения, Стилле считает, что саксонская мезозойская складчатость была сжата массами Рейна, Тюрингенского района, Гарца. Формы саксонской тектоники разнообразны, причем она обязана своим происхождением как растяжению, так и сжатию. Растяжение больше связано с рейнским направлением и поэтому называется *рейнотипным*, оно осложнено грабенами и сопровождается вулканическими явлениями.

Возраст обоих направлений дислокаций принимается одинаковым (главным образом на основании изучения Ганновера).

В саксонской тектонике наблюдаются и пологие перекрытия, напоминающие альпийские, надвиги в несколько километров, окна и пр. Хаарман [35] резко возражает вообще против систематизации разломов в отношении создания их отдельно направленными тектоническими процессами.

Литература к главе VI

Лучшими руководствами по структурной геологии или морфологии, основам геотектоники являются:

a) C. M. Nevin. Principles of structural Geology. New York, 1931.

d) B. D. R. Willis. Geologic structures. New York, 1929.

c) F. H. Lahee. Field Geology. New York, 1923.

1. Van-Hise. Treatise on Metamorphism. U. S. Geol. Survey. Monogr. XVIII, 1904.
2. Adams. Journ. of Geology, XX, 1912, p. 97.
3. W. H. Bucher. The mechanical interpretation of joints. The Journ. of Geology, 1920, № 8.
4. J. Daubrée. Etudes synthetiques de Géologie experimentale. 1872.
5. Гроддек. Руководство к изучению рудных месторождений. 1889.
6. Lasaulx. Die Gänge. Handwörterbuch. Kenngott, T. I.
7. E. Kayser и K. Lossen в Jahrbuch d. k. prous. Geol. Landesanstalt. B. II, 1882.
8. Kjerulf. Die Geologie des südl. u. mit. Norwegen. 1880, а также Lepsius. Geologie von Deutschland. 1887.
9. W. Salomon. Über Gesteinsklüftung und Kluftbarkeit. „Steinbruch". 1911.
10. H. Cloos. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. 1921 и другие работы того же автора и С. Бубнова.
11. Lotze. Zur Erklärung der tektonischen Klüfte. Zentralbl. № 4, 1933.

12. Э. Лебедев. О деформациях горных пород района о. Надвоиц. АКССР. Труды Лен. о-ва ест. LVII, в. 4.
13. К. Радугин. Новый метод тектонико-стратиграфического анализа. Проблемы советской геологии, 1934, № 2.
14. W. Newhouse. Some relations of the ore deposits to the folded rocks. Am. Journ. Min. E. Techn. Publ. 422, 1931.
15. Diller and Newton. Bull. Geol. Soc. Am. XIV, 1903, I, III.
16. A. Pavlow. Geol. Magaz. 1896, p. 49.
17. J. Waither. Über tektonische Druckspalten und Zugspalten. Zeitschr. d. d. Geol. Ges. LXVI, 1914. Monatsber. № 5.
18. E. Haarmann. Über Stauung und Zerrung. Zeit. d. Geol. Ges. B. 72, 1920, № 3/4.
19. Д. Мушкетов и Штини. Техническая геология. 1934.
20. C. Leith. Structural Geology. 1923.
21. Heim. Die Geologie der Alpen. Основная работа по геологии Альп. 1922.
22. O. Ampferer. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 5 частей и много других статей в изданиях Венского геологич. комитета.
23. Н. Шатский. Заметки о тектонике третичных предгорий Северо-восточного Кавказа Бюлл. МОИП, 1927, V (3 — 4).

Важнейшая литература по надвигам и шариажам

24a. H. Schardt. Origine des Préalpes romanes. Eclogue geol. Helvet. IV, 1893.
b) Lugeon. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes de Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. de France. 4 sér., I, 1902.
c) Lugeon. Les nappes de recouvrement de Tatra et l'origine des klippes des Carpathes. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 39, № 146, 1903.
d) Törnebohm в Verhandl. intern Geolog. Kongress. Wien, 1904.
e) Termier, ряд статей в Bull. Soc. Géol. de France. 4 sér., t. II, III, V и особенно VII.
f) A. Heim. Das Säntisgebirge. Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz. N. F. Lief. 16, 1905.
g) A. Geikie. The Geological Structure of the North-West Highlands of Scotland. Mem. Geolog. Surv. of Gr. Britain. 1907.
h) Uhlig. Über die Tektonik der Karpathen. Sitz. B. K. Academie d. Wiss. Wien. Math.-nat. Klasse. 116, Abt. 1, 1907.
i) O. Wilckens. Wo liegen in den Alpen die Wurzeln der Überschiebungsdecken? Geolog. Rundschau, 2, 1911.
k) Штейнман. Очерк геолог. строения Альпийской горной системы. Перевод Ласка рева. Наиболее краткое, ясное изложение основных идей.
l) S. Bubnow. Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. 1921.
25. Lachmann. Der Salzauftrieb. (Zeit. „Kali") 1911.

Важнейшая литература по сбросам и сдвигам и их классификации

26a) Report of the Comittee on the Nomenclature of Faults. Bull. of Geol. Soc. of America, vol. 24, 1913. Сводная классификация наиболее полная.
b) В. И. Бауман. Записки Горного ин-та. 1916.
c) H. Quiring. Entstehung der Schollengebirge. Z. d. deut. Geol. Ges. 1913 и Zeit. der prakt. Geologie. 1913.
d) H. Cloos. Eine neue Störungsform. Geol. Rundschau, B. VI, H. 1 — 2, и его же: Zur Entstehung schmaler Störungszonen. Geol. R., B. VII, H. 1 — 2.
e) H. Stille. Injectivfaltung. Geol. Rund., B. VIII, H. 3 — 4.
f) Höfer von Heimhalt. Die Verwerfungen. 1917. Сводная работа.
g) Wolff. Radiale Schollenverschiebung. Z. für Berg-, H. und. Sal. Wesen. 1918. H. I. Важная работа для практических горных целей.
h) Lehmann. Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen. Рассмотрение тектонических форм в связи с вопросом обрушения поверхности над горными выработками. Glückauf 1911, № 48.
i) Krämmer. Historische Entwicklung und Definition der hauptsächlichsten tektonischen Begriffe. Zeitschr. f. Prakt. Geologie. 1912.
k) Philippi. Geologie von Lecco und des Resogomassivs in d. Lombardei. Z. d. d. Geol. Ges. 1894.
l) Tornquist. Das vizentinische Triasgebirge. 1901.
m) M. Jerosch. Die Querstörungen im mittleren Teile des Säntisgebirges. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. XVI Lief.
n) L. v. Lóczy. Geotektonischer Aufbau des Balatonhochlandes in der Umgebung von Balatonfüred. Jahresbericht der K. Ungarischen Geol. Reichsanstalt für 1916 — 1920.

27. Haarman, E. Ueber Beobachtung und Darstellung der Bewegungen an Verwerfungen. Halle, 1932.
28. Тетяев, М. О терминологии явлений дислокации в земной коре. Геолог. вестник, 1915, № 6.
29. Снятков, А. К вопросу о геолог. терминологии. Геолог. вестник, 1916, № 2.
30. А. Павлов. Самарская Лука и Жегули. Тр. Геол. ком., т. II, № 5, 1885 и П. Кротов в Тр. Геол. ком., т. XIV, 1896 и в Тр. Каз. о-ва естеств. № 132.
31. J. Powell. Exploration of the Colorado river. 1875 и Report on the Geol. of the East Portion of the Uinta Mountains. 1876.
32. К. Богданович. Труды Тибетской экспедиции. ИРГО, в. II, 1887 и Тилло в Изв. ИРГО. 1898 г.
33. A. de Grossouvre. Observations sur les theories des Horst. Bull. de la Soc. Géol. de France, XVII, № 5, 1899.
34. H. de Cizancourt. Plissements disharmoniques et Diapirisme. Bull. Soc. Géol. France, 1933, № 7—8.
35. Haarman. Bemerkung über Druckaufbereitung. Его же: Um das geologische Weltbild, 1935.

ВУЛКАНИЗМ [1]

§ 26. ОБЩИЙ ОБЗОР ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ПЛУТОНИЗМ

Под *вулканизмом*, в широком значении этого термина, мы понимаем *совокупность всех весьма разнообразных явлений, связанных с основным процессом образования и поднятия огненно-жидких масс* (магмы) *из внутренних частей нашей планеты к ее поверхности* в результате геотектонического развития. «Вулканизм — тектоника высокопластического материала» [Клоос, 2].

Вулканизм — явление не только земное, но мировое, космическое. Его начальную форму мы видим в вихрях раскаленных газов — протуберанцах Солнца, к которым при охлаждении небесного тела начинают присоединяться и огненно-жидкие вещества. В этих обеих стадиях однако извержения не приурочены ни к каким определенным местам поверхности и должны происходить беспорядочно, повсеместно и в грандиозном масштабе. Лишь по мере образования и постепенного утолщения внешней твердой оболочки планеты — коры, застывания ее извержения начинают приурочиваться к отдельным областям, полосам или точкам ее, очевидно слабейшим. Отражение этой третьей стадии вулканизма многие склонны видеть на поверхности луны, если объяснять происхождение ее кратеров взрывами. Переход от третьей к четвертой — современной — стадии вулканизма представляется в смысле все возрастающей трудности проникновения магмы на поверхность через утолщающуюся кору, отмирания ряда вулканических областей, локализации процесса в меньшем численно количестве мест, уменьшения общего количества поступающих на поверхность изверженных масс с увеличением однако силы и катастрофичности отдельных извержений.

В данной схеме есть ряд темных и спорных вопросов, частью уже затронутых в § 21 и могущих получать разное освещение в зависимости от успеха наших знаний о внутреннем состоянии Земли, ее тепловом режиме и происхождении. Но все же, рассматривая отдельные стороны вулканизма, мы можем придерживаться схемы в основе, и одно для нас несомненно: наличие (постоянное или временно возникающее) в теле Земли *магм*[1] — огненно-жидкого, расплавленного силикатового вещества, насыщенного газами и под большим давлением устремляющегося вследствие процессов геотектогенеза на поверхность. По мере приближения к последней давление и температура уменьшаются, газы улетучиваются, а магмы застывают в виде различных многообразных пород, называемых в общем *вулканическими*, или *изверженными*, крайними членами которых являются глубинные массивные, полнокристаллические и поверхностные — пористые, стекловатые породы (см. § 29). Пути, проходимые поднимающейся магмой, и условия ее затвердевания порождают разновидности горных пород, но, с другой стороны, состав самих магм и различные физико-химические процессы, в них происхо-

[1] С греческого το μάγμα — тестообразная мятая масса, обладающая еще подвижностью.

дящие, влияют на характер извержений и форму извергающих гор — вулканов. Все эти вопросы находятся в теснейшей связи, и это обязывает их затрагивать и здесь, но вместе с тем многие из них или изложены в других местах курса, или представляют предметы специальных занятий иных геологических дисциплин, и поэтому здесь мы на них не останавливаемся.

Так сложная цепь вопросов о составе, диференциации и застывании магм, а также о распределении различных видов их внутри Земли исследуется теоретической и экспериментальной петрографией, равным образом как и явления метаморфизма; связь вулканизма с общими тектоническими процессами — перемещениями масс внутри Земли — рассматривается в главе X. Здесь мы ограничиваемся изложением самих явлений, их классификацией, описанием продуктов извержений, образования, строения и разрушения вулканов, хронологического и географического их распределения и лишь кратким обзором изверженных пород и метаморфизма.

Как при изучении всех геологических явлений мы идем по пути наблюдения и последовательного обобщения целой массы отдельных явлений, невольно начиная с наиболее простых, близких, доступных или поражающих нас и затем лишь доходя до более скрытых, сложных, хотя бы и важнейших, так в особенности это касается всех процессов динамики внутренней — тектоники и вулканизма.

Огнедышащие горы и землетрясения всегда являлись причинами самых ужасных катастроф для человечества, которые оно не могло ни предвидеть, ни предотвратить, и неудивительно, что эти явления приковывали к себе внимание задолго до того, как были найдены основные причины этих явлений и постепенно стала нащупываться их общая сущность.

Величественность проявления вулканизма, таинственность причины и наконец разрушительные последствия его на поверхности издавна возбуждали в людях живейший интерес к нему; действительно, наблюдения над вулканическими явлениями по древности могут быть поставлены рядом с наблюдениями над небесными светилами, и среди неясного, даже сказочного содержания древних преданий можно найти и много поучительного.

Однако вследствие необычайной трудности исследования вулканических явлений, а также под влиянием страха, всегда возбуждавшегося ими, ближайшее изучение геологической деятельности вулканов началось только недавно и оставляет желать еще весьма многого. Древние возводили вулканы в круг своих мифических преданий; место извержения они считали дверью в подземный мир, самое извержение приписывали работе Гефестоса (Вулкана), приготовлявшего молнии для Юпитера. Позднейшие ученые долгое время в объяснении вулканических явлений приноравливались к господствующим взглядам, а не опирались на точно установленные факты. Нептунисты XVIII века во главе с Вернером считали их за последствия подземных пожаров каменного угля или каких-либо других горючих веществ и не придавали им сколько-нибудь важного значения в истории развития Земли, тогда как плутонисты начала XIX века стали придавать им почти универсальное значение. Руководствуясь формулой А. Гумбольдта, что вулканические явления представляют реакцию внутреннего огненно-жидкого содержимого на твердую кору земного шара, многие усматривали в них основную причину не только извержений, но также землетрясений, медленных колебаний суши и образования гор. Однако исследования новейшего времени доказали, во-первых, что многие явления, приписывавшиеся вулканизму, не имеют с ним ничего общего; во-вторых, сами вулканические извержения и их производные представляют не причину, а скорее следствие более общих тектонических процессов, вытекающих из основного процесса развития Земли, и весьма тесно с ними связаны, начиная с самого магмообразования как исторического процесса образования изверженных пород.

Зная, что вулканические процессы проявляются как на поверхности

Земли, так и на разных глубинах в коре земной, не достигая ее наружной оболочки, мы можем их и рассматривать соответственно этому основному признаку. Таким образом различают процессы *плутонические*, абиссо-динамические — интрузивные, происходящие на глубине, и процессы *вулканические* в собственном смысле — эффузивные, проявляющиеся на поверхности. Последние в зависимости от характера процесса можно еще подразделить:

1) на *эксплозионные* — происходящие со взрывами;

2) *тектические* — в виде проплавления неглубоким магматическим бассейном своей кровли.

Вместе с тем поверхностные извержения можно подразделить и по условиям или путям их проникновения также на три группы:

1) *массовые* излияния в результате проплавления больших площадей еще тонкой земной коры поднимавшимися громадными массами магмы на поверхность в ранние периоды жизни Земли, ныне не имеющие места;

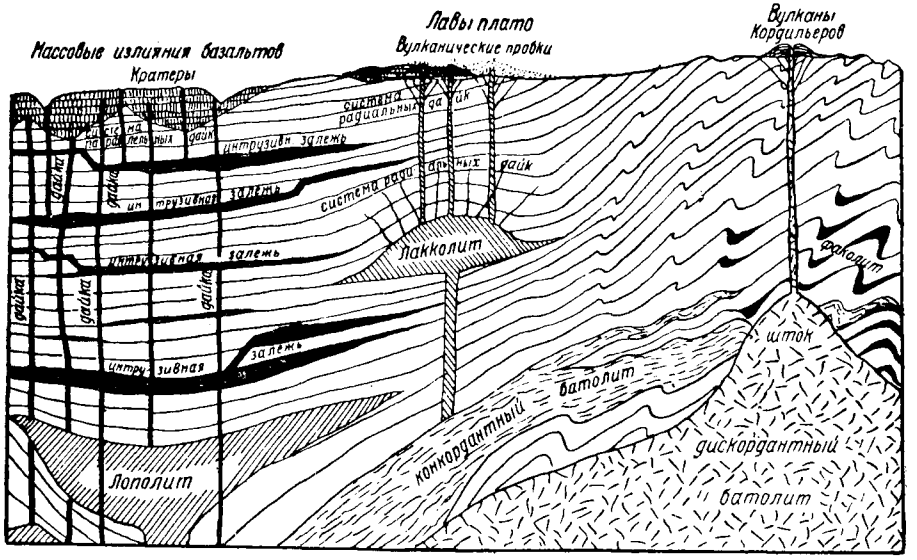


Рис. 265. Диаграмма, изображающая очертания и геологические отношения интрузивных и экструзивных изверженных пород.

2) *трещинные* — линейные излияния, также довольно обильные, происходившие с палеозоя, но случающиеся и ныне (Исландия);

3) *центральные* излияния по отдельным узким каналам, создающим на поверхности конусообразные горы — «вулканы» — с углублением на вершине — «кратером»; эта форма по результатам — слабейшая, но наиболее распространенная в настоящую эпоху.

Конечно все названные типы связаны между собою переходами. Наиболее близки интрузии с поверхностными массовыми излияниями, тем более что первые становятся доступными нашему наблюдению лишь после вскрытия их денудацией.

Под плутонизмом мы понимаем вулканизм на глубине. Плутонизм создает двоякие формы залегания магматических пород: *батолиты* и собственно *интрузии*, или *лакколиты*. Батолиты представляют собой большие массы (во много километров) неправильной формы, застывшие на больших глубинах, и вероятно частью местные переплавления земной коры.

Под общим названием интрузий [1] мы понимаем различной формы и размеров массивные тела, залегающие внутри земной коры и образованные

[1] Т. е. внедрений. Intrudo по-латыни значит — вталкиваю.

там магмой. Сюда относятся лакколиты, штоки и жилы (рис. 265). Батолиты раньше характеризовались отсутствием нижней поверхности ограничения — бездонностью (что, по мнению Клооса, неправильно); они состоят почти всегда из гранитных пород полнокристаллического сложения, при полном отсутствии пород стекловатых, пузыристых, шлаковых, туфов и брекчий; на окружающие их породы они оказывают сильное контакт-метаморфизующее воздействие. Батолиты залегают преимущественно в складчатых областях, протягиваясь в ядрах больших антиклиналей согласно их простиранию (см. главу IX). Наилучшим примером этого являются южноамериканские Анды, главная ось которых сложена гранодиоритами мощного батолита, проникающими даже в складчатые свиты; выше встречаются меньшие лакколитовые массы, штоки и линзы пород порфировых, андезитов; наконец насаженными на хребет позднейшими образованиями являются уже вулканические конусы, дающие эффузивные породы. При видимом разнообразии всех этих вулканических образований устанавливается однако их полная связь и общее происхождение из одного очага. Самое поднятие масс происходило в теснейшей связи с процессами горообразования. Подобные

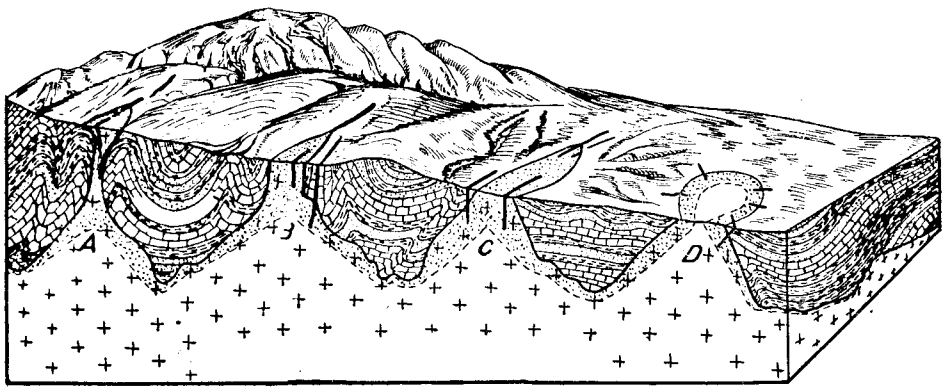


Рис. 266. Диаграмма батолита, поверхность которого смыта на различных уровнях. По В. Эммонсу.

A—этмолит, выходящий из купола; *B*—сфенолит.
Жилы простираются вдоль осей интрузий *A*, *B*, *C* и *D*.

же гранодиоритовые батолиты повидимому слагают оси некоторых хребтов Тянь-шаня (Алайского).

Эта точка зрения на обусловленность проникновения батолитов тектоническими причинами в последнее время все более укрепляется (Штейнман [*3*], Вольф [*4*], Клоос [*2*]) в противовес представлениям или о происхождении гранитных масс на месте их залегания путем переплавления наличных пород (Хёттон, Хоббс [*5*]) или поглощения и переработки последних поднявшимися из глубины продуктами (М. Леви [*6*]), или же путем замещения частей земной коры поднимающимся гранитом, в который погружаются оторванные массы (Дэли [*1*]). По наблюдениям в Силезии мы знаем о существовании таких оторванных угловатых глыб осадочных свит (до 25 *м высоты*), погруженных в гранит, наряду с явлениями как бы согласного залегания интрузивных разветвлений с пластами осадочной складчатой свиты. Примеры изученных батолитов мы имеем в Рудных и Исполиновых горах Германии, в Бретани, Корнваллисе, Шотландии, Канаде, в США, в Британской Колумбии, в Андах Южной Америки и на Урале. Обычно они залегают среди архейских и палеозойских комплексов (рис. 266).

Лакколиты, тесно связанные с батолитами, оказывают меньшее воздействие на окружающую среду и обладают меньшими размерами; они ближе к поверхности и легче на ней появляются вследствие денудации,

а потому и лучше изучены. На многих из них легко наблюдается непосредственный подпор и поднятие магмой земной коры, о чем будет сказано ниже (рис. 267 и 268).

Застывание магмы под окружающим давлением (Rahmendruck) и в различных условиях диференциальных тектонических движений приводит как к различным формам застывающих тел, плутонов, так и к различной их внутренней структуре.

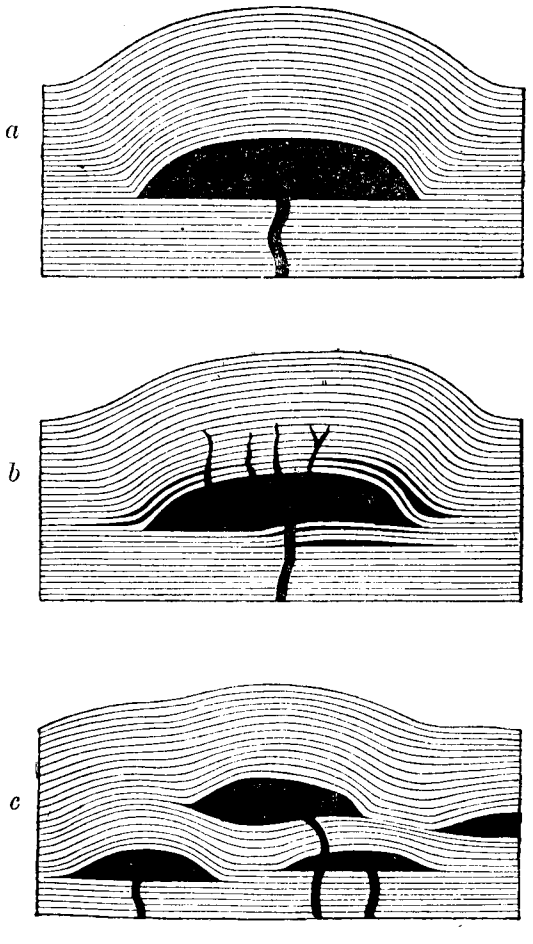


Рис. 267. Лакколит — схема.

a—простой лакколит; *b*—лакколит с разветвлениями; *c*—группа лакколитов.

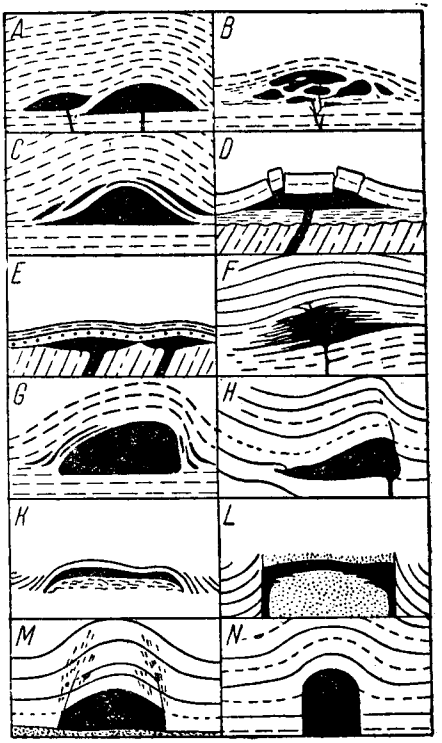


Рис. 268. Различные формы интрузий и лакколитов. Составлено Харкером (1909 г.).

A—типичные лакколиты Генри-Маунтен, по Джильберту; *B*—группа интрузий в слоистой свите, образующая вместе сложный лакколит г. Эль Лэт в Колорадо, по Кроссу; *C*—лакколит с боковыми плоскими линзами г. Юдифь в Монтане, по Пирсону; *D*—лакколит с обрушившейся крышей, г. Блэк-хилло в Ю. Дакоте, по Ирвингу; *E*—лакколитообразные интрузии, втеки по поверхности несогласного залегания двух свит, г. Блэк-хилле, по Ирвингу; *F*—сложный, „кедрообразный" лакколит, г. ла-Плата в Колорадо, по Холлмсу; *G*—резко выпятившийся, „протуберантный" лакколит, г. Хиллерс в Генри-Маунтен, по Джильберту; *H*—асимметричный лакколит, г. Марцеллина, Эльк-Маунтен в Колорадо, по Кроссу; *K*—чечевицеобразная интрузия „факолит" в Малых Скалистых горах, Монтана, по Виду и Пирсону; *L*—интрузия в жерле вулкана, Килхрист на о-ве Скай; *M*—бисмалит г. Хольмс в Иеллоустонском парке, по Иддингсу; *N*—схематическое изображение идеи Ресселя о плутоне—„заклепке".

Дэли дает такую группировку интрузивных форм залегания глубинных пород:

А. Тела интрузивные (образованные путем инъекции магматического материала).

I. Внедрение (инъекция) вдоль плоскостей напластования:

1) интрузивные пласты;

2) лакколиты (и факолиты — чечевицеобразные тела, защемленные в сводах складок).

И. Внедрение (инъекция) поперек слоев:

1) жилы (дайки) и апофизы;

2) интрузивные образования различной формы (бисмалиты — пробкообразные, этмолиты — воронкообразные, хонолиты — неправильные).

В. Тела абиссальные, обязанные своим происхождением не инъекции, а иным процессам:

1) штоки;

2) батолиты.

Преимущественно на основании положения вмещающих плутоны стенок контакта можно провести (по Вольфу, рис. 269) следующую их систематику:

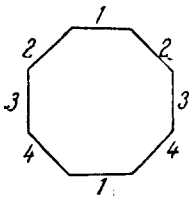


Рис. 269. Схема классификации плутонов, по Вольфу.

1. *Пластовые плутоны*, в общем горизонтального распространения в двух измерениях: *силли*,[1] плоские лакколиты и штоки, линзы или *факолиты* (по Харкеру), залегающие согласно с окружающей свитой (рис. 269, *1*).

2. *Сводчатые плутоны*, плоскости контакта которых сходятся кверху, *или периклинальные* (по Клоосу), которые часто представляют собой заполнения седел антиклиналей, лежащие на постороннем основании, преимущественно гранитные. Они вытянуты во всех трех измерениях (рис. 269, *2*).

3. *Вертикальные плутоны*, к которым относятся все крутостоящие жилы, линзы и харполиты (рис. 269, *3*).

4. *Воронкообразные плутоны*, у которых стенки контакта сходятся вниз, часто связанные с синклиналями и обычно сложенные основными породами (этмолиты — τὸ ἦθμος — воронки по Саломону и лополиты), если воронка плоская, приближающаяся к форме блюдца (по Граубу) (рис. 269, *4*).

Сводообразные плутоны [*2*] наиболее распространены и носят общее название *лакколитов*, связанных с силлями рядом переходных форм. Верхние части лакколитов иногда расслаиваются, проникая бесчисленными слоями и апофизами в вмещающие породы; такие формы называются *акмолитами* (рис. 270) (Эрдманнсдёрфер; от слова ἀκμή — лезвие). Неправильные и несогласно расположенные во вмещающей свите лакколиты названы (Дэли) *хонолитами* (χῶνος — плавильная печь, яма).

Из вертикальных плутонов многие батолиты при ближайшем исследовании оказываются лакколитами. Граница батолитов и штоков условная, чисто масштабная; плутоны менее 200 *км*² Дэли называет штоками, а большие — батолитами. И те и другие суть несогласные вмещения.[2] Когда плутон цилиндрической формы чрезвычайно вытянут в вертикальном направлении, лишь в верхней части обладает некоторым согласием с окружающей свитой и является соединением сводообразной и вертикальной форм, то его называют *бисмалитом*.

В зависимости от их тектонического положения Клоос различает плутоны: *срединные* (Kernplutone), *краевые* (Grenzplutone), *трещинные* (Spaltenplutone).

Лакколиты (см. рис. 267—268), или подземные купола извержения, располагаются или поодиночке, или группами, причем большею частью в породах слабых, оказывавших наименьшее сопротивление. Над лакколитами пласты пород обыкновенно приподняты или вздуты куполообразно. Иногда купол из приподнятых осадочных пород разбит системою радиальных трещин, вместо которых при размытии выступает система радиальных жил.

[1] Примером силлей может служить Whin sill в Англии длиной в 128,7 *км*, мощностью 24—30 *м*, занимающий площадь до 1 600 *км*².

[2] На английском языке вместо немецкого термина «шток» употребляется «босс».

На рисунках 268 представлены схематические разрезы различных лакколитов с приподнятыми сводо- или куполообразно пластами, а также связь с действующим вулканом (рис. 265); на рис. 267, *a* изображен простой лакколит, на рис. 267, *b* — лакколит с отпрысками или апофизами жил, на рис. 267, *c* — целая группа лакколитов и более сложное нарушение пластов.

Основным отличием лакколитов [*10*] от батолитов предполагается ограниченность первых с нижней стороны и наличие там же узкого стержня — канала, соединяющего полость, занятую лакколитом, с глубинными магматическими очагами. При сильной денудации иногда сохраняется лишь выход этого стержня, а самое тело лакколита уничтожается, в противоположность батолитам, видимая масса которых вниз лишь увеличивается. Не вскрытые еще денудацией лакколиты иногда узнаются по куполообразному, *периклинальному* залеганию покрывающих свит, однако последнее может быть и результатом складчатости или даже первоначальных условий отложения осадков на неровной поверхности, и следовательно признак этот сле-

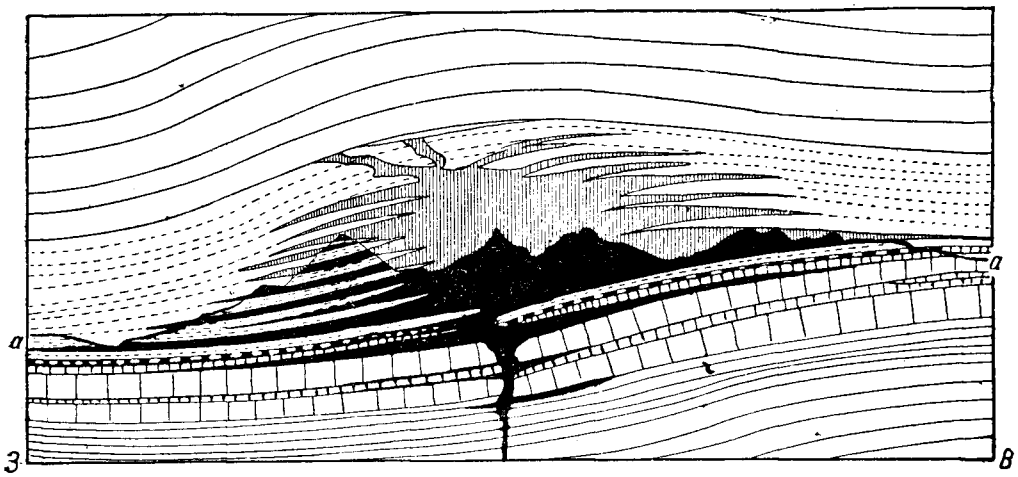


Рис. 270. Схематический разрез гор ла-Плата (профиль), гор Гесперус и Леева.

дует применять весьма осмотрительно. Как уже сказано, проникновение больших масс магмы связано с геотектогенезом при наличии нарушений земной коры. При этом следует различать явления собственно *интрузии*, не следующие обязательно уже готовым трещинам, от *инъекций*, которые преимущественно используют такие трещины или плоскости слоистости, причем большое значение имеют жидкости и газы, выделяемые проникающей расплавленной массой и вызывающие особую метаморфизацию окружающих пород. Сланцевые разновидности их при этом часто совершенно разлистовываются, приобретая бесчисленную перемежаемость тончайших слойков сланца и гранита (вернее, его жильной разновидности — аплита), придающую породе характер гнейса.

Подобные породы называются *артеритами* и *мигматитами*. Последнее название применяется в случае смятия прожилок аплита в мелкие складочки, происхождение которых однако не позднейшее, тектоническое, а одновременное с проникновением и затвердеванием проникающих пластических масс, обязанное внутреннему их давлению (рис. 271). За это говорит разнообразное расположение и направление этих мелких складочек, не гармонирующее ни со слоистостью, ни с кливажем вмещающих сланцеватых пород и даже взаимно пересекающееся. Такую мелкую гофрировку называют инъекционной (Injektionsfältelung). Следует однако заметить, что этот

термин нельзя смешивать с весьма на него похожим, но ничего по существу не имеющим с ним общего — инъективной складчатостью (Injektivfaltung).

Вулканизм наиболее глубоких зон изучен особенно детально в архейских областях Северной Америки и Фенноскандии, что потребовало весьма долгих и сложных работ. Движение пластического вещества приводит к широко распространенным там породам — смесям — мигматитам, испытавшим многократные переплавления (*анатексис* по Сёдерхольму [9]). Эти переплавления старого уже уплотненного материала могут создавать из него новые способные к извержению *магмы* (*палингенез*). В результате палингенеза теряются первоначальные формы залегания, и массы как бы плавают в молодом граните без определенных очертаний. Для таких пород характерно пересечение их светлыми жилками гранитного материала, это так называемые жильные гнейсы, или *артериты*, или инъекционные гнейсы [8]. Эти жилки обычно сильно смяты, сплоены, доказывая силь-

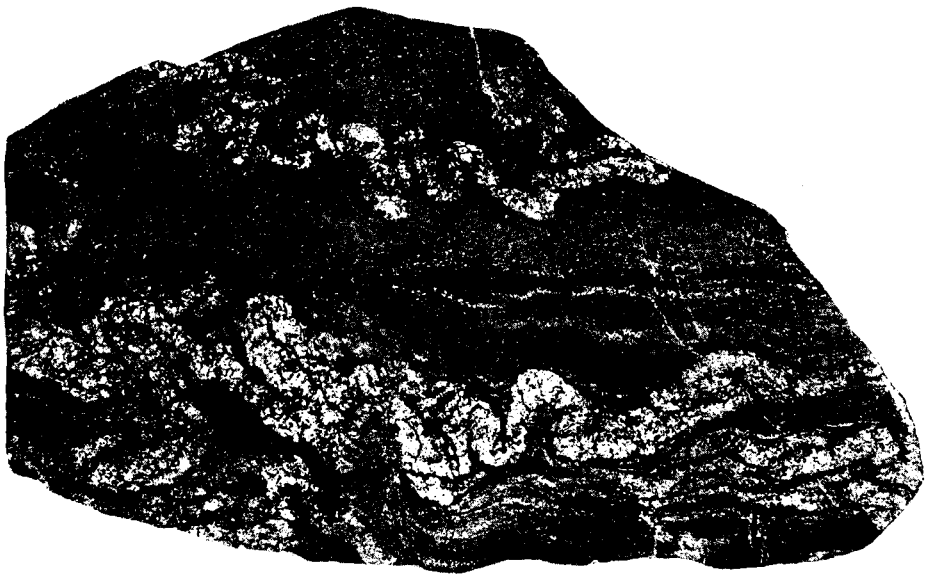


Рис. 271. Мигматит из Гельсингфорса. Образец Д. Мушкетова. $^1/_5$ нат. вел.

ную складчатость полужидкого материала (*птигматитовую складчатость*); гранитные эруптивные брекчии (*агматиты*) Сёдерхольма содержат часто угловатые обломки посторонних пород.

Небулитами называются граниты с облакоподобными, полностью резорбированными включениями, а *стиктолитами* — граниты с пятнами граната, кордиерита и другими темными минералами, представляющими последние остатки резорбции. Многообразие этих мигматитов характерно для глубинных горизонтов, в которых распространен плутонический метаморфизм; основным агентом последнего является гранит в парообразном состоянии. Этот гранитный минерализатор Сёдерхольм назвал ихор (ἰχώρ — серум, кровь); он обусловливает анатексис, и не столько расплавлением, сколько растворением. По парагенезису минералов установлена средняя температура анатексиса около 500°. В общем можно сказать, что батолиты присущи глубочайшим инфракрустальным зонам, являясь местными поднятиями, протуберанцами зоны гранитной магмы. Выше же батолиты сменяются лакколитами.

Из всего сказанного ясно, что причины и механизм глубинного плутонизма близко связаны с тектогенезом (глава X).

Одновременные с тектоническими процессами интрузии пластичного вещества естественно должны запечатлевать те же движения как микротектонически в структурах и текстурах соответственных пород, так и в формах их залегания, сложных и весьма далеких от простоты классических лакколитов. Последние могли возникать лишь среди горизонтальных и неподвижных свит, в периоды тектонического покоя. Этим путем можно понять грандиозные лежачие сложные складки некоторых гнейсов. Изучение гранитного массива Волчьих гор в области докембрийских образований Техаса США показало следующее:

1) флюидальная структура гранита обязана своим происхождением не первоначальному течению магмы, но тектоническим давлениям, которые были переданы граниту окружающими породами, являясь таким образом гранитом, измененным уже после его образования;

2) интрузия произошла в конце складкообразования данного района;

3) питающие интрузию каналы расположены по длинной зоне разрывов, которые окружают данную интрузию (факолит) и прорезают поперек слоистость вмещающих пород;

4) движения по этой зоне разрывов имели место незадолго до интрудирования гранитов и во время него; закончились однако до окончательного застывания интрузии. [1]

При детальном изучении средне-европейских варисцид (см. главу IX) возникло представление об *интрузионной тектонике*. Ее характерными чертами Ф. Зюсс считает: 1) преобладание на данной площади гранитных батолитов, 2) послетектоническую кристаллизацию, 3) простирание различных типов пород, зависящее преимущественно от очертаний батолитов, а не от генеральных тектонических линий, возникающих при тангенциальных смещениях, складчатости. Хотя внедрение батолита и являлось в таких случаях последним актом, однако наряду с метаморфизацией оно совершенно изменяло первоначальный структурный план. Вместе с тем понятие интрузионной тектоники не равносильно понятию глубинной тектоники, так как гранитные массы иногда проникали (как в богемской массе) в неглубокие складчатые комплексы. Интрузионная тектоника в варисцидах Средней Европы характерна для «молданубской глыбы» южнобогемской массы, для южного Оденвальда, Шварцвальда, Вогез и большей части Центрального плато Франции. Кристаллические метаморфические «центральные» массивы Альп — совершенно иного типа. Подобные соотношения указаны для разных частей земли, в особенности же для бразильских Анд, североамериканских Кордильер и др.

Хорошо изученные лакколиты Юта в Северной Америке под 38° с. ш. и 110° 15′ з. д. выступают среди пресноводных третичных отложений и состоят преимущественно из кислых, богатых кремнеземом пород, именно трахита и риолита, тогда как основные породы в них совершенно отсутствуют.

Все пять горных масс (Эллен, Гольмс, Элльсворт, Пеннель и Гиллерс), составляющие Генри-Маунтен, располагаются на опустившейся площади и почти в одинаковом расстоянии от громадного сброса Ватерпокет. Лакколиты образуют ядро этих горных масс, и число их различно, а именно: в горе Эллен насчитывается до 30 лакколитов, в Гольмсе — 2, в Элльсворте — 1, и Пеннеле и Гиллерсе — по одному большому и много маленьких. Они распределяются на разных горизонтах по всей толще пород от каменноугольных до меловых включительно, но извержение их происходило, по Джпльбергу [7], после меловой эпохи. Самый большой лакколит, наполовину обнаженный, имеет до 2 000 *м* высоты, а в основании — 6,4 и 6,6 *км*; он окружен многими маленькими, включенными среди мергелей, причем последние в контакте значительно изменены под влиянием высокой температуры. В свите лакколитов Гиллерс самый глубокий лакколит залегает на каменноугольных пластах, а самый высокий (300 *м* над нижними) — на меловых осадках.

[1] Доклад Штенцеля на Международном геологическом конгрессе в Вашингтоне в 1933 г.

Кроме Генри-Маунтен подобные же образования находятся и в других соседних областях, например на восточном склоне Скалистых гор — так называемый Spanish Peak, также в области Гуэрфано, в изолированных массах: Сиерра-ла-Плата, Сиерра-Сен-Мигуэль, Сиерра-эль-Лато, Сиерра-Карризо, Сиерра-Адайо, Сиерра-ла-Сель. Вулканические породы,

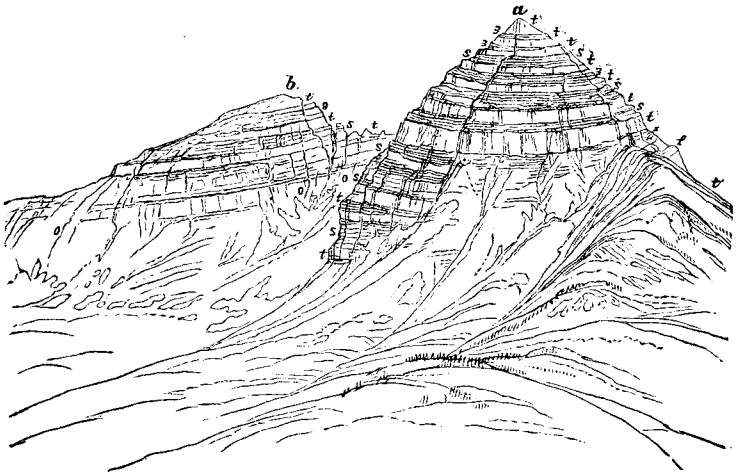


Рис. 272. Переслаивание трахитов (*t*) с меловыми известняками (*s*) в горах Гесперус в Сев. Америке.

вклиниваясь среди осадочных пластов, местами правильно перемежаются с ними, например в горах Гесперус (рис. 272), местами же приподнимают их. В Сиерра-эль-Лато куски мелового мергеля захвачены вулканической массой, тогда как нижних пород — нет, что доказывает, что в глубине трещины эти были достаточных размеров. В горе Spanish Peak

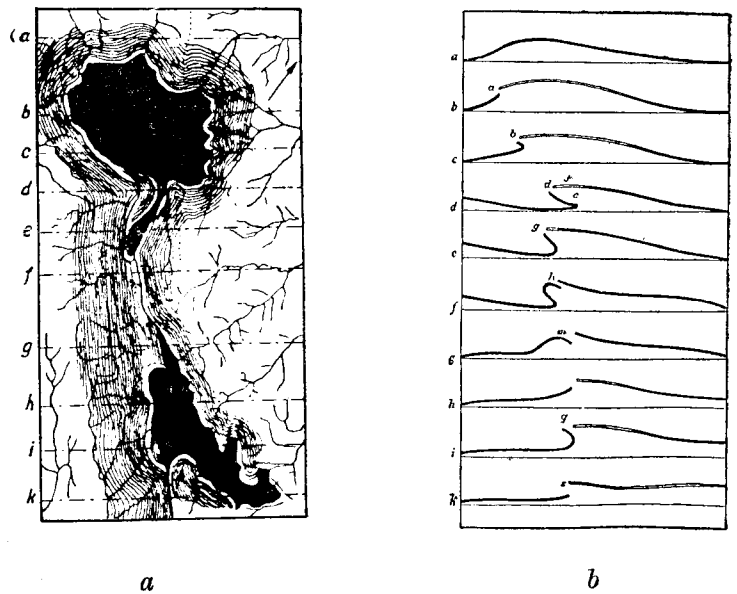


Рис. 273. Схема гор Эльк-Маунтен в Сев. Америке.

a—план; *b*—разрез по линиям *a*—*k*, соответствующим тем же линиям плана.

замечательны радиальные жилы, выступающие на поверхность и описанные Эндлихом. Все эти вулканические извержения, как заметил Зюсс, произошли на опустившихся площадях в области массивных сбросов. Не менее интересны в этом отношении горы Эльк-Маунтен, в которых граниты подняли меловые осадки, как видно на рис. 273, представляющих схематическое изображение плана и нескольких профилей этих гор.

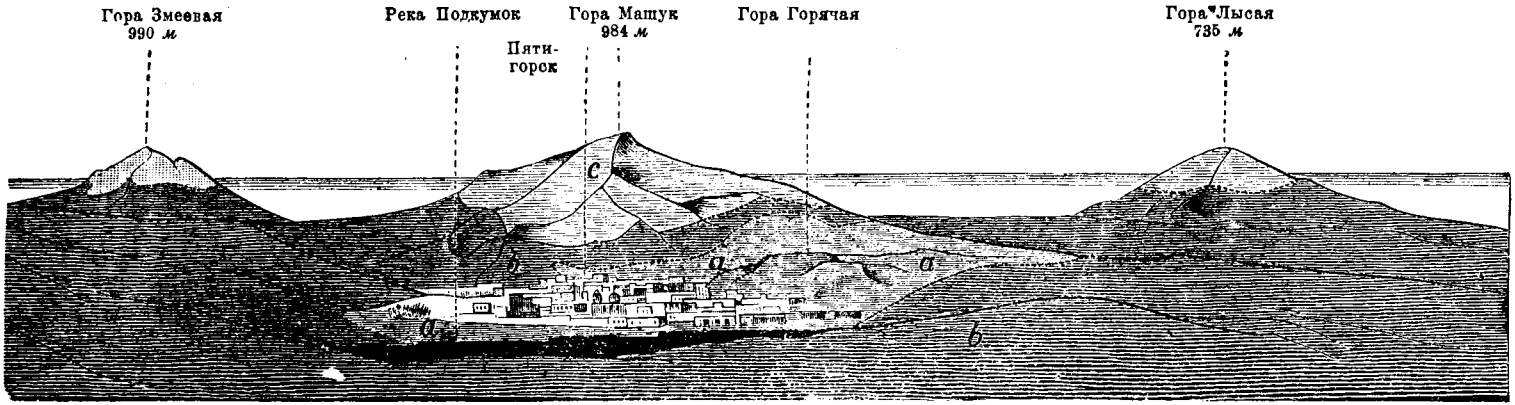


Рис. 274. Лакколиты Пятигорска.

a—известковый туф (осадок минеральных источников); *b*—эоценовый мергель; *c*—меловой известняк Светлая штриховка—кварцевый порфир.

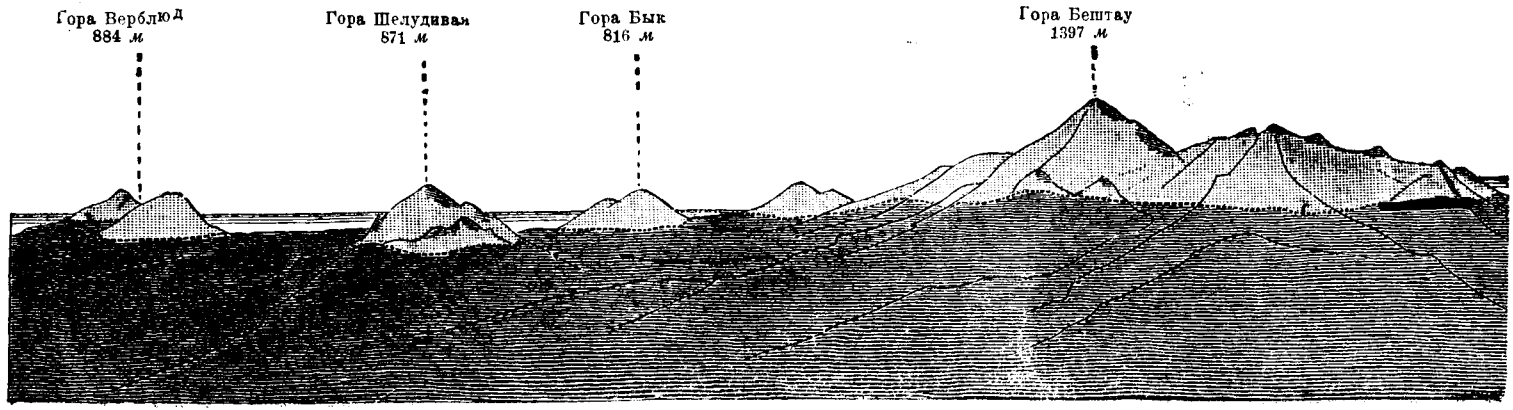


Рис. 275. Лакколиты Пятигорска.

Судя по тому, что осадочные породы подняты, а местами даже изменены в контактах, т. е. претерпели *контактовый метаморфизм*, а также по тому, что все породы лакколитов однородны и не сопровождаются туфами, несмотря на разнообразные формы и горизонты их залегания, полагают, что если не все, то большая часть их произошла после меловой эпохи, может быть в конце третичной или даже в послетретичную эпоху. Изверга́вшиеся очевидно вязкие, густые массы кислых лав частью заполнили трещины и дали жилы, частью, вклиниваясь между пластами наиболее слабых пород, образовали пласто-



Рис. 276. Лакколиты Бештау и Машук. Фот. Раева.

образные интрузивные залежи, а частью заполнили пустоты между нарушенными пластами и застыли в виде оригинальных лакколитов, расположившихся на различной глубине.

Нечто подобное американским лакколитам представляет целая свита изолированных гор, возвышающихся сравнительно на ровной плоскости Пятигорского района минеральных вод в Северном Кавказе [7]. Светлый кварцевый порфир выступает в виде различных залежей и жил, прорезывающих меловые и третичные осадки, которые вообще пластуются спокойно и даже почти горизонтально, но вблизи выходов порфира получают сильные

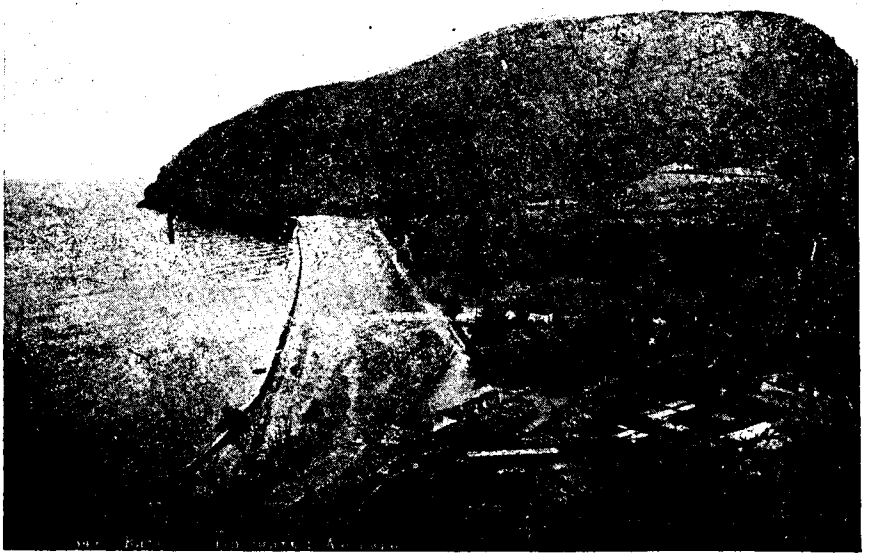


Рис. 277. Широкий морской пляж, образовавшийся под защитой двух мысов. Одни из них, видный на фотографии, — типичный большой лакколит (Аю-даг, бухта Партенит на южном берегу Крыма). Фот. Сокорнова.

нарушения и значительные сбросы. В некоторых из этих гор порфир образует вершину например на самой большой горе Бештау, также на Железной, Развалке, Куме, Змиевой Кабане, Шелудивой, Верблюде, Быке, Джуце, тогда как на Юце, Машуке и Лысой порфиры не выходят на поверхность и вершина состоит из меловых известняков. Обнажения порфиров частью обусловлены непосредственными выходами их на Бештау, Железной и др., частью же денудацией, как на Быке. Общий характер некоторых из них представлен на рис. 274—276.

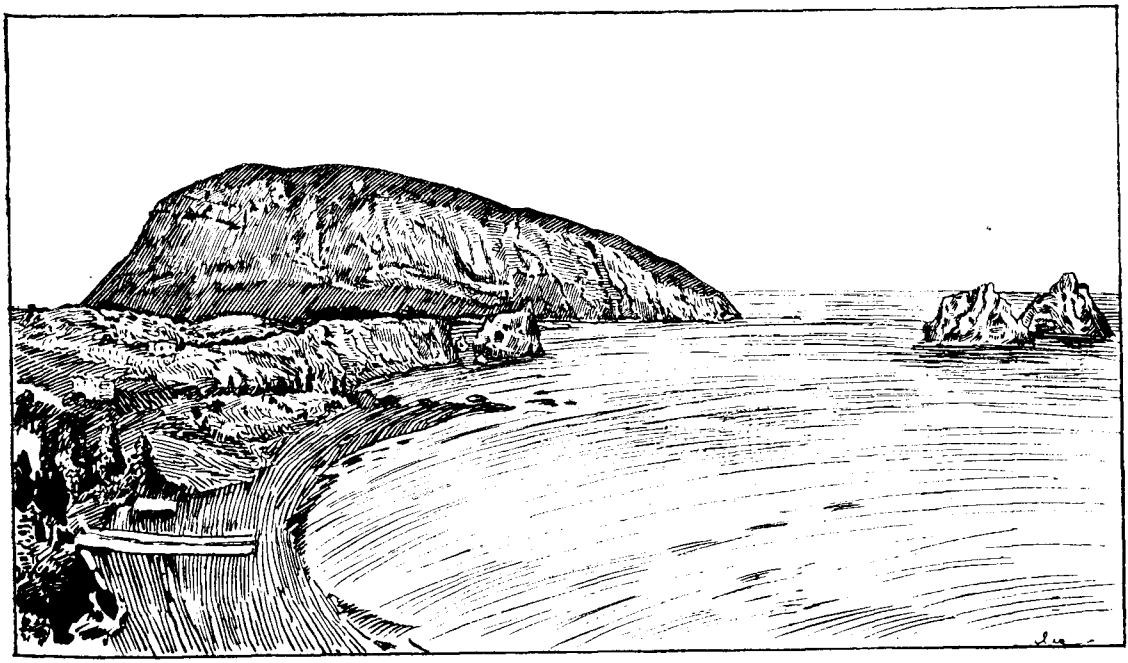


Рис. 278. Лакколит Аю-даг на южном берегу Крыма около Гурзуфа. Вид с запада. Рис. М. Слепяна.

Образование этих гор произошло вероятно одновременно и притом в конце третичной или даже в послетретичную эпоху. Хотя в контактах местами наблюдается метаморфоз меловых известняков, но сравнительно редко и не более как на несколько дециметров, что до некоторой степени указывает на невысокую температуру извергавшихся пород, которые, так же как и в Генри-Маунтен, все без исключения принадлежат к кислым тугоплавким и вязким породам.

Район Северокавказских минеральных вод (Пятигорский, Железноводский, Кисловодский) чрезвычайно интересен в тектоническом отношении с точки зрения связи дислокаций с появлением лакколитов Пятигорья с одной стороны, а также с появлением минеральных источников.[1]



Рис. 279. Лакколит Плака. Крым.

Поверхностные образования, доступные непосредственному наблюдению, состоят из очень полого падающей к СВ (под углом 3,5°) свиты верхнеюрских отложений (70 *м*), меловых отложений (до 700 *м*) и третичных (до 300 *м*). Эта свита на глубине подстилается гранитом и предположительно палеозойскими отложениями. Вся свита разбита разломами северного или северо-восточного направления. Лакколиты располагаются довольно правильно по линиям этих разломов. Время их образования — после нижнего миоцена. Выходы минеральных вод при-

[1] Многолетние исследования в этом районе принадлежат главным образом А. Герасимову и А. Огильви. Краткая сводка этих данных напечатана в отдельной работе «К вопросу о происхождении минеральных источников района Кавказских минеральных вод», Пятигорск, 1925.

урочены к нарушениям осадочных отложений, которые, с точки зрения А. Огнльви, были связаны с магматическими поднятиями.

Кроме Кавказа хорошо развитые лакколиты имеются по южному берегу Крыма [горы Аю-даг (рис. 277 и 278), Кастель, Плака (рис. 279), Хурка, Вателн и др.].

Не менее интересны куполообразные выходы порфиров на южном склоне хребта Турайгыр в долине Джелаиаш системы Тянь-шаня, а также порфиритовый лакколит по Тельбесу на Алтае и др.

§ 27. ПРОЦЕССЫ ЭФФУЗИВНЫЕ

Поверхностные излияния, доставляющие массы расплавленного вещества сразу на большой площади, преобладали в древний допалеозойский, «плутонический» период жизни Земли, когда кора была вероятно тонкой и слабой; она легко проплавлялась тогда верхними частями поднимавшихся мощных батолитов, дававших таким образом непосредственно с ними связанные громадные излияния. Такого типа явления наблюдаются в Канаде, в области Верхнего оз. Северной Америки, в Шотландии, Швеции и других местах (рис. 280).

Трещинные излияния происходили однократно или многократно из трещин различной длины, нередко тектонического происхождения, давая покровы иногда значительной мощности. Магма, изливающаяся по трещинам, обычно основная (жидкая) и бедная газами, чем и определяется спокойная форма извержения, не сопровождаемая взрывами, образованием туфов и конусов накопления; последние лишь изредка насажены цепочкой на трещинах извержения, не более 100—150 *м* высоты. Одной из областей, где этот тип извержений сохранился по настоящее время, является Исландия; здесь он в послеледниковую эпоху преобладал над другими. Излившиеся при этом массы лавы превосходят все известные потоки других вулканических областей; например подобная трещина Ляки (рис. 281) в 24 *км* длиной в 1783 г. доставила на поверхность 12,5 биллионов $м^3$ лавы, тогда как средние потоки Этны не превосходят 250 млн. $м^3$. Трещины эти протягиваются в южной части Исландии на СВ, а в северной — на С, находясь в тесной связи с тектоникой острова.



Рис. 280. Процесс „массового„излияния" (Arealeruption).

Вся периарктическая область характеризуется громадной площадью базальтовых излияний («базальты Тулэ»), остатками которых являются Исландия, плато Антрим в северной Ирландии, о-ва Гебридские (Мулль и Скай), Фарерские, Ян-Майен и восточная Гренландия; далее Шпицберген, Земля Франца Иосифа и ряд островов и мысов вдоль азиатских берегов Арктики. Возраст этих базальтов различен, частью даже третичный. Столь же велико распространение сибирских «траппов» тоже трещинного излияния; таковы же: лавовое плато Колумбия (имеющее площадь в $4 \cdot 10^5$ $км^2$), траппы бассейна Параны в Южной Америке ($8 \cdot 10^5$ $км^2$) и Патагонии, а также диабазы (долериты) формации Карру, покрывающие громадные пространства Южной Африки вне ее складчатого пояса. Все они являются продуктами трещинных излияний; то же наблюдается в Сирии, Аравии и Абиссинии.

Центральные извержения представляют, как уже сказано, ныне наиболее обычный тип вулканических явлений; они изучены поэтому наиболее полно и разносторонне и заслуживают более подробного описания. Главным элементом их является выводящий магму узкий круглый канал — ***жерло*** вулкана, верхнее отверстие которого называется ***кратером***. Процесс образования этих каналов был значительно выяснен в конце XIX века опы-

тами Добрэ, показавшими, что газы, находящиеся под давлением лишь нескольких сот атмосфер, преобразуют узкие трещины в твердых телах (сталь, стекло, гранит, известняк), через которые их пропускают, в цилиндрические каналы. При подобном прорыве газов иод давлением в 2 300 *ат* через отверстие в 1,2 *мм* в граните оно было расширено до канала в 11 *мм* диаметром с воронкообразным выходом, материал же из него был выброшен в распыленном состоянии. Образованные этим путем каналы Добрэ назвал *диатремами*, и этим воронкам взрыва мы склонны теперь уподоблять жерла вулканов, особенно *маары* (см. ниже). Помимо давления важную роль в процессе играет вероятно и высокая температура вырывающихся газов, расплавляющая прорываемые породы. Строение воронок и каналов взрывов хорошо изучено на ряде разрушенных древних вулканических областей, в особенности около Кимберлея в Южной Африке (рис. 283); здесь сланцы и песчаники пересекаются вертикальными цилиндрическими каналами, до 500 *м* диаметром, заполненными алмазоносной брекчией змеевиковой породы с обломками пересеченных пород. Другой замечательной в этом отношении областью является Швабия к юго-востоку от Штуттгарта, где на восточном склоне Альба на пространстве не более 52 *км*^{2} толщи пород юрской системы пересечены вертикальными выводными каналами зачаточных вулканов миоценового времени. Таких каналов здесь насчитывается 130: состав и строение их можно проследить по склонам на глубину до 500—800 *м*, начиная от маары — котловины, занятой озером на поверхности, через часто разрушенную впадину, через поднимающуюся среди окружающих пород туфовую жилу маары до базальтовой жилы, простирающейся на сотни метров в глубину. Диаметр выводных воронок — маар — изменяется от 250 до 1 000 *м*. Маары — это эмбрионы вулканов: они расположены, в противоположность кратерным цепочкам Исландии, независимо от трещин и линий разломов и представляют собой следовательно диатремы, хорошо иллюстрируя нам процесс формирования вулканов в начальной его стадии — газовой.

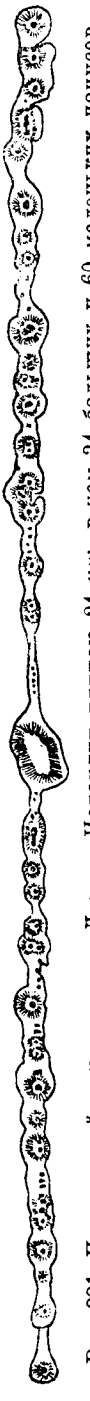


Рис. 281. Правильный ряд вулканов Лаки в Исландии длиною 24 *км*; в нем 34 больших и 60 маленьких конусов.

К трещинным излияниям ближе всего из центральных исландские, лавовые или щитовые, или аспиты (Шнейдер). Для них характерна малая высота при большом основании и растекшаяся плосколинзовидная форма со склонами всего лишь в 1—10°. Так например исландский вулкан Колотта Дингья при окружности основания 19 *км* и радиусе его в 3 *км* имеет относительную высоту лишь в 500 *м*, а кратер — в 500 *м* диаметром.

Вулканизм современный (по Вольфу) сокращается (вопреки Тетяеву). Так для Тихоокеанской области индекс отмирания — 64% (или иначе лишь 36% действующих), включая сюда все малейшие проявления активности (в виде фумаролл и т. п.). Оглядываясь назад, мы видим однако повторяемость оживления вулканов, совпадающего с орогениями и переживающего их. Наилучшими примерами вулканических жерл, пробитых в земной коре, являются указанные выше знаменитые «трубы кайпс» Кимберлея, заполненные смешанными массами, из которых добываются алмазы. Они прекрасно изучены благодаря подземным горным работам до 1 000 *м* в глубину. Они имеют расширяющуюся воронкообразно вверх форму и обнаруживают связь с плутонами.

Жерла вулканов часто, но далеко не всегда и не обязательно, насажены на тектонические трещины, а потому проектировать первые лишь по расположению вулканов — неправильно.

Мы видели, что восхождение пород на поверхность связано с предварительным образованием трещин в земной коре, которые намечают пути для извергающихся масс. Образование же трещин часто вызывает большее или меньшее сотрясение коры и то или другое изменение в циркуляции

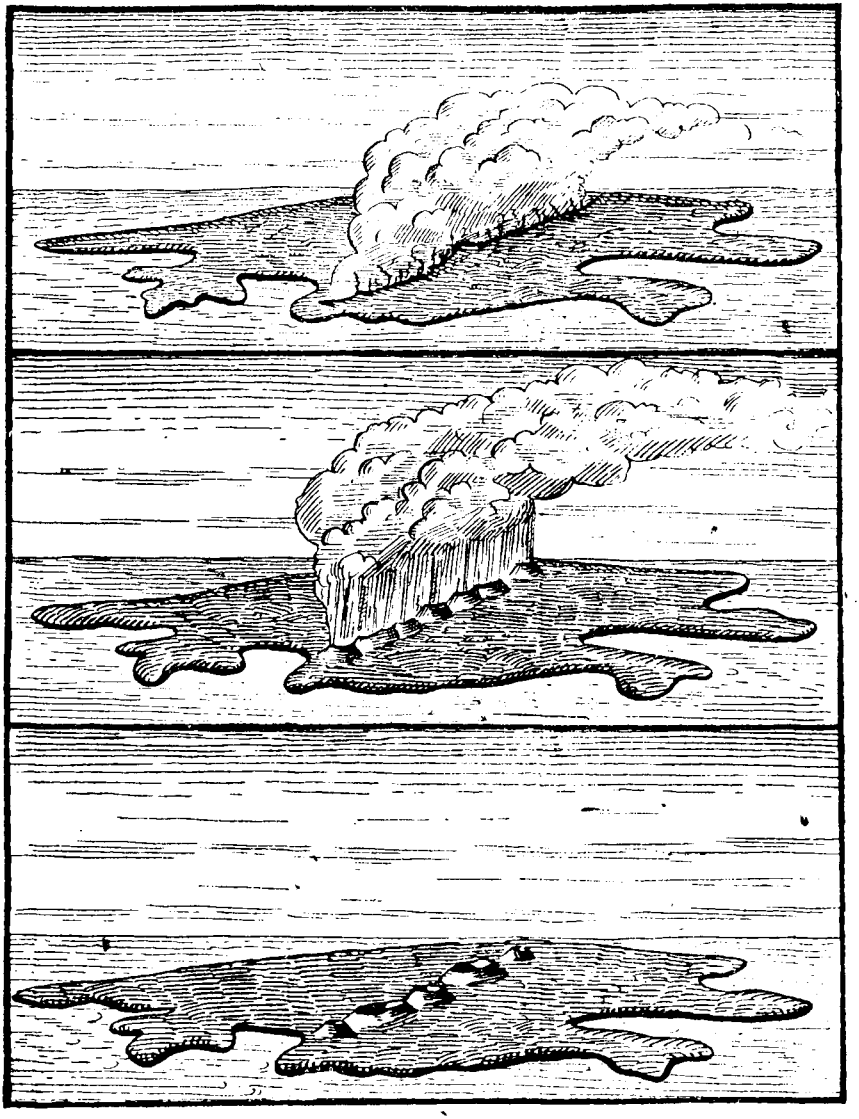


Рис. 282. Процесс трещинного извержения, по Кнебелю.

подземных вод и газов; эти явления в вулканических областях до некоторой степени служат предвестниками наступающего извержения, хотя и ненадежными.

Так во многих местах замечали, что перед извержением вода в колодцах и источниках значительно убывает или даже исчезает, а в то же время источники появляются в совершенно новых местах, где их прежде не было. Иногда изменяются химический состав и механические примеси в воде источников; например незадолго до страшного извержения Гелунгунга вода соседних источников сделалась мутною и осаждала белый ил. Точно так же иногда уменьшаются, исчезают или, напротив, усиливаются ручьи и реки на поверхности, а на море вызывается особое движение, выражающееся в отступании

его от берегов; например перед извержением Везувия в 1775 г. море с такою быстротою отступало от берегов, что казалось, будто оно низвергается в какую-нибудь пропасть. В некоторых случаях наблюдалось перед извержением нагревание почвы, выражающееся в неожиданном и быстром таянии постоянного снега на вершинах гор, например на Камчатке, в Исландии, Южной Америке, а также выход различных газов, делающих атмосферу удушливою. Все эти признаки однако не вполне надежны, так как извержение не всегда следует за ними, да и не всегда сопровождается ими. Наиболее верным признаком считается сотрясение почвы, которое в громадном большинстве случаев предшествует извержению и сопровождается подземным гулом или раскатами грома. Землетрясения иногда происходят перед самым извержением, но иногда задолго предшествуют ему; например перед извержением Таала на Филиппинских о-вах в 1762 г. подземный гул начался за семь месяцев; перед извержением Везувия в 79 г. землетрясения начались в 63 г., т. е. за 16 лет, и они уже разрушили города, впоследствии засыпанные вулканическими продуктами.

Все эти признаки, отдельно взятые, не могут иметь решающего значения, но сумма их нередко дает возможность довольно точно предсказать извержение и тем самым



Рис. 283. Воронка взрыва в Кимберлее (Ю. Африка), выработанная при добыче алмазов.

хотя бы несколько уменьшить его пагубные последствия для окрестного населения. Некоторые извержения впрочем не сопровождаются никакими предвестниками, например извержение Везувия в 1885 г., многие извержения Стромболи, Мауна-Лоа и др., т. е. преимущественно вулканов, которые находятся в более или менее постоянной деятельности. При образовании же новых вулканов или при наступлении извержения после значительного периода покоя подземные удары и сотрясения почвы почти всегда предшествуют извержениям или даже совпадают с ними. Землетрясения такого рода составляют, как мы увидим в главе VIII, особую группу второстепенного значения.

Вулканические извержения происходят не только в готовых вулканах, но иногда из трещин на дне моря или на совершенно ровной местности суши. Раз они продолжаются долгое время, то в результате всегда образуется конусообразная гора с кратером на вершине (рис. 284 и 285). Всякое извержение доставляет расплавленные массы, проникнутые газами и парами. Какова бы ни была первоначальная трещина, выход газов и паров сосредоточивается в нескольких определенных пунктах ее или, что чаще, в каком-либо одном, который и является центром извержения. Газы и пары выделяются из лавы совершенно так же, как при остывании из расплавленного серебра, свинца и пр. Первые массы газа и паров, достигнув поверхности лавы, вырываются в виде лопающихся пузырей; выход их, уменьшая давление для нижележащих масс, заставляет последние стремиться

по тому же направлению. Газообразные продукты увлекают за собой жидкие и расплавленные, и таким образом образуется главный центр извержения, который, быстро возрастая, превращается впоследствии в кратер вулкана.

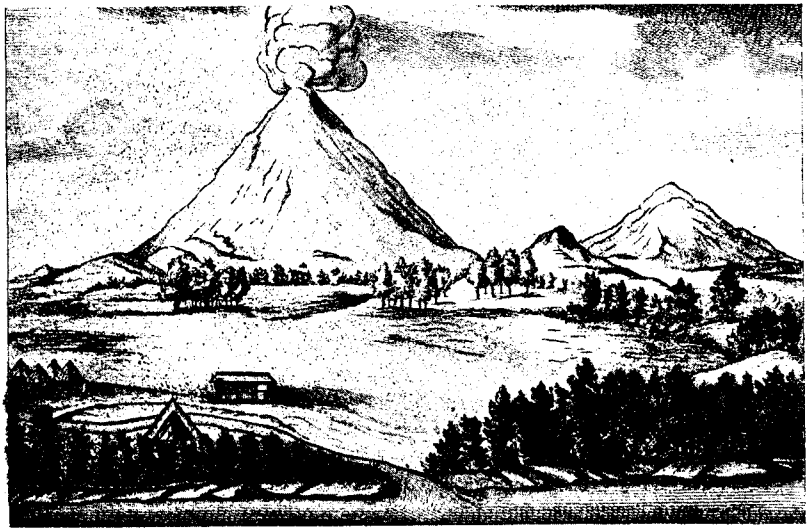


Рис. 284. Старинное изображение вулкана.



Рис. 285. Ключевская сопка на Камчатке. Правильный конусообразный вулкан.

Газы и пары, выделяясь с большой силой, разбивают поверхностные слои лавы на мельчайшие частицы, которые выбрасываются в виде потока быстро затвердевающих брызг пепла и образуют темный дымовой столб, быстро воздымающийся кверху, и тем выше, чем сильнее извержение. Одновременно

выбрасываются и большие куски застывающей лавы, а также захваченные при этом стремительном движении куски, глыбы боковых поверхностных пород, сквозь которые происходит извержение. На некоторой высоте вершина дымового столба медленно расстилается в виде обширного черного облака, которое часто превращает день в темную ночь. Столб этот напоминает по форме итальянскую сосну — пинию, почему его и называют *пиние-*

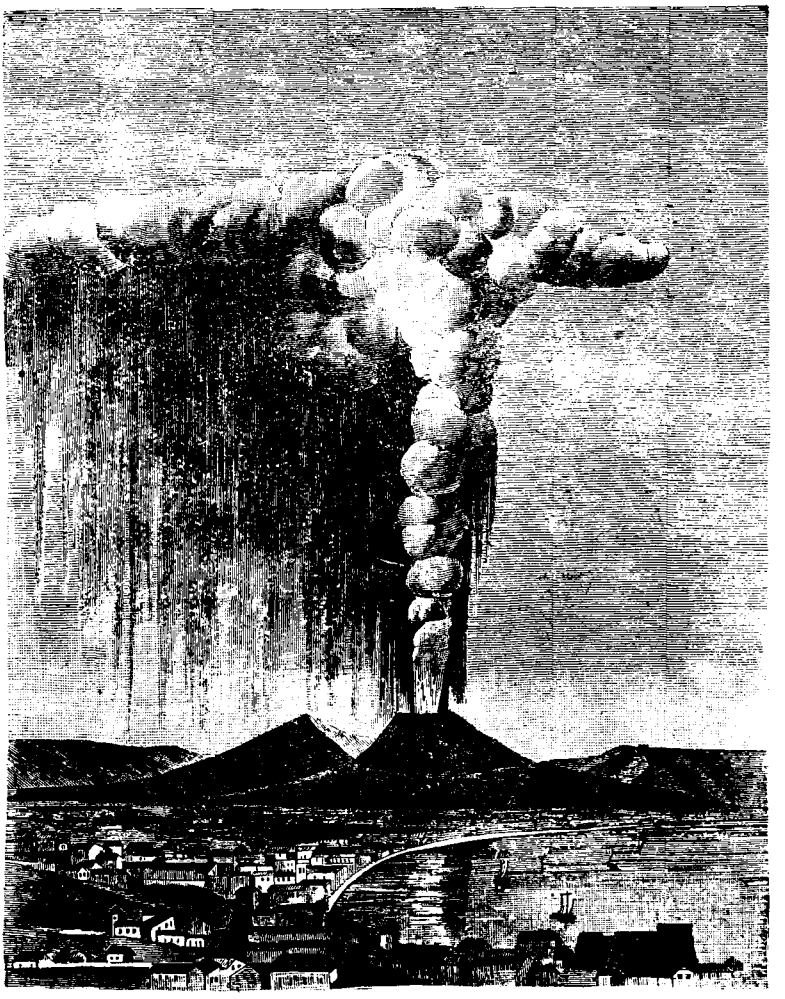


Рис. 286. Пиниеобразный столб при извержении Везувия в октябре 1822 г.

образным столбом (рис. 286). Днем он черный от примеси измельченных кусочков лавы, но ночью, вследствие отражения от расплавленной поверхности лавы, он кажется огненным столбом, величественный покой которого представляет замечательный контраст с гулом, шипением, ударами и конвульсивным дрожанием окрестностей вулкана. Даже самые сильные бури не в состоянии отклонить или поколебать этот столб; только яркая молния несколько нарушает его однообразие. Высота его различна и зависит от силы извержения. На Везувии дымовой столб нередко достигал до 1 000, а иногда до 5 000 *м* высоты, например в 1872 г.; на Этне 8 декабря 1868 г. — до 2 000 *м;* на Кракатау 20 мая 1883 г. — до 11 000 *м*, а 26 августа даже до 30 000 *м*, т. е. поистине исполинской высоты. В то же время вокруг

центра извержения начинает падать каменный дождь из пепла, лапиллей и бомб, в воздухе распространяется удушливый запах паров серы и сернистого газа, которые выделяются в огромном количестве и отравляют растения и животных. Птицы и насекомые падают мертвыми, даже рыбы погибают и всплывают на поверхность воды. Мелкий пепел ниспадает густыми массами, делает атмосферу удушливой, покрывает толстым слоем окрестности вул-



Рис. 287. Извержение паров и газов из кратера Килауэа, Гавайя.

кана, заполняет все пустоты, не исключая мельчайших трещин. Вследствие своей необыкновенной легкости пепел уносится в громадных количествах на расстояния нескольких тысяч километров от центра извержения; вблизи же вулкана им засыпаются иногда целые города.

По мере возрастания дымового столба раскаты подземного грома, шипение выделяющихся паров, газов и рыхлых продуктов все более и более усиливаются. В темной массе столба появляются многочисленные светлые

полосы, прорезывающие его подобно молнии: они производятся раскаленными кусками лавы, которые выбрасываются с чрезвычайною скоростью и, описав дугу, с треском падают на склоны горы. Это *первый период* извержения.

Второй период характеризуется тем, что масса паров, достигнув верхних холодных слоев атмосферы, сгущается и образует густые тучи (рис. 287), которые разрешаются страшным ливнем, сопровождаемым сильной грозой. По мнению Пальмиери, грозы представляют непременное следствие извержения; помимо того что электричество развивается у центра извержения, пары пиниеобразного столба обладают положительным, а пепел — отрицательным электричеством; следовательно имеются все условия, необходимые для воспроизведения грозы. Вследствие трения паров воды о бесчисленные твердые частицы, происходящего одновременно во всех точках атмосферы, куда проникают пепел и пары, молния сверкает по всем направлениям, небо освещено не только отражением раскаленных лав, но также огненными линиями, рассекающими облака. Без сомнения встреча двух противополож-

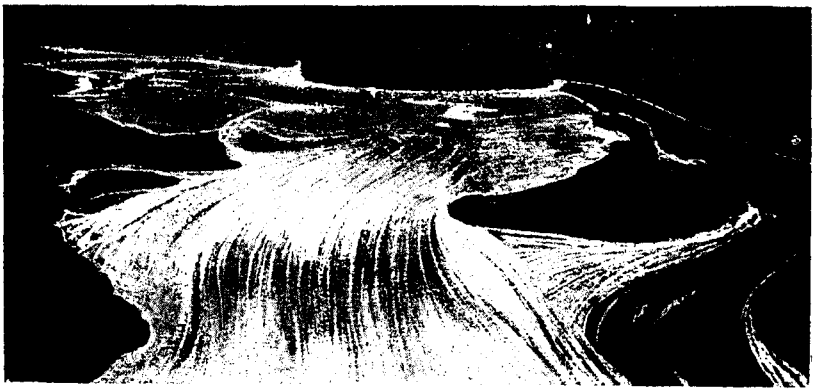


Рис. 288. Огненный поток жидкой лавы, текущей из вулкана.

ных течений тоже может способствовать образованию молний, но все-таки, когда примесь пепла незначительна, редко происходит сильная гроза.

Раскаты грома, страшные молнии еще более увеличивают и без того уже громадный шум и придают извержению хаотический вид, особенно когда густые тучи опускаются вниз и облекают верхушку вулкана. Страшный ливень, смешиваясь с вулканическим пеплом, образует громадные потоки грязи, которые, низвергаясь с необыкновенной быстротой по склонам вулкана, заполняют окрестности его и разрушают все, что попадается на пути. Вследствие своей легкой подвижности эти потоки гораздо опаснее потоков лавы; высыхая, они образуют вулканический туф.

Третий период извержения заключается в том, что все предыдущие явления, постепенно усиливаясь, заканчиваются наисильнейшим взрывом, за которым следует излияние огненных потоков лавы, завершающих, так сказать, величие извержения. Лава или выливается спокойно через края кратера (рис. 288), или выходит из многочисленных трещин на склонах вулкана, или же наконец выбрасывается в виде исполинского огненного фонтана. При извержении Мауна-Лоа на Сандвичевых о-вах в 1880 г. на восточном склоне его, почти на половине высоты вулкана, образовался лавовый фонтан в 300 *м* высотою и 30 *м* в диаметре, отблеск от которого виден был за 360 *км*.

Лава всегда пропитана большим количеством газов и водяных паров, поэтому, как только она выступит из недр горы, поверхность ее покрывается густым облаком выделяющихся паров и газов. Пока поток еще жидкий,

газы выделяются по всей его поверхности, но как только образуется твердая корка, то они концентрируются в известных местах, пробивают корку, и если их много, то на поверхности потока повторяется в малом виде извержение. Газы и пары, пробивающие корку, отрывают куски ее и подбрасывают вверх; обломки эти, падая вниз, нагромождают вокруг места выхода газов небольшие конусы, называемые *фумароллами*, или *горнитос* (рис. 289). Бесчисленное множество таких горнитос или маленьких вулканов-паразитов покрывает поверхность лавы еще долгое время после ее остывания; например фумароллы, или горнитос Хорулло еще дымились через 40 лет после извержения.

После извержения лавы сила вулкана как бы истощается. Подземный гул и сотрясения быстро ослабевают, количество рыхлых продуктов уменьшается, дождь пепла прекращается, дымовой столб понижается, гроза зати-

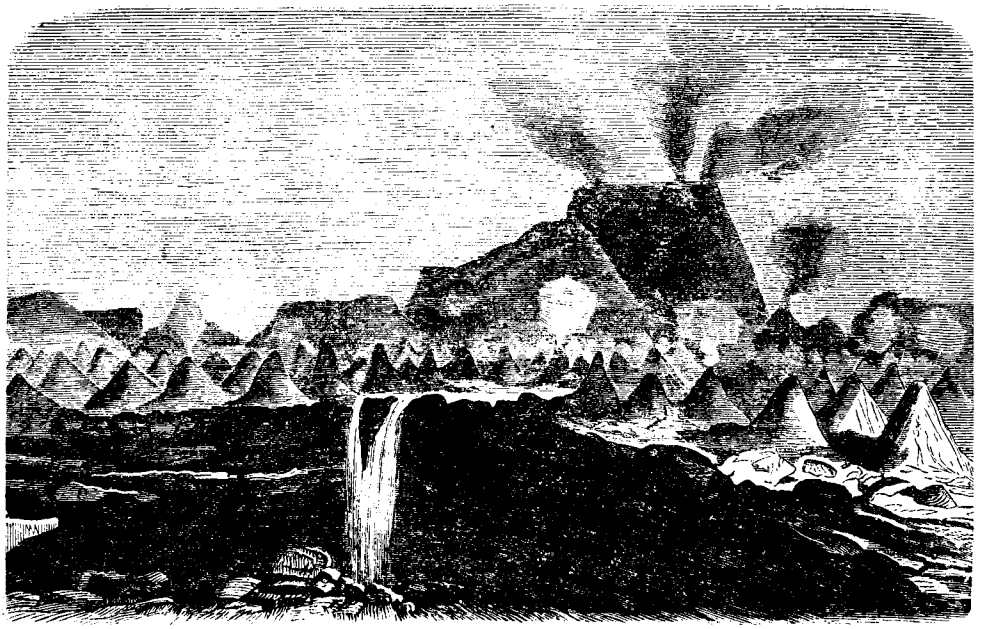


Рис. 289. Вулкан Хорулло с многочисленными горнитос или фумароллами.

хает; только лава продолжает еще спокойно вытекать, сдвигая массы остывшей лавы, лежащей впереди, или переливаясь через них лавопадами. Постепенно ослабевают и все другие явления, свойственные извержениям, и вулкан переходит в состояние спокойной деятельности, которая может или снова смениться катастрофическим извержением, или продолжаться неопределенно долгое время, или же совершенно затихнет. Тогда вулкан выделяет только небольшое количество газообразных продуктов (рис. 290), или наконец совершенно успокаивается и кажется потухшим.

Вследствие вышеописанных извержений, как уже упомянуто, вокруг выходного отверстия образуется небольшой конус, посредине которого проходит канал, оканчивающийся на вершине кратером. При одном кратковременном, хотя бы и очень сильном, извержении возникает только простой вулканический конус, редко достигающий значительной высоты. Но если извержения повторяются, то продукты их, располагаясь чередующимися слоями, постепенно превращают первоначальный небольшой конус в более или менее высокую гору, состоящую из перемежающихся слоев туфа, рыхлых продуктов и лавы. Так как продукты извержения имеют различную консистенцию, то очевидно вулканические конусы будут иметь раз-

личный характер в зависимости от качества и формы залегания преобладающих продуктов. Наиболее типичная коническая форма свойственна небольшим вулканам, представляющим результат одного извержения: напри-



Рис. 290. Выделение дыма из подковообразного кратера Туила в 1932 г. Камчатка. Фот. В. С. Кулакова.

мер Монте-Нуово близ Поццуоли в Италии высотою 128 *м*, образовавшийся одним извержением в 1538 г. (рис. 291); потухшие конусы Оверни в центральной Франции (рис. 390 и 391), вулканы окрестностей Окленда в Новой

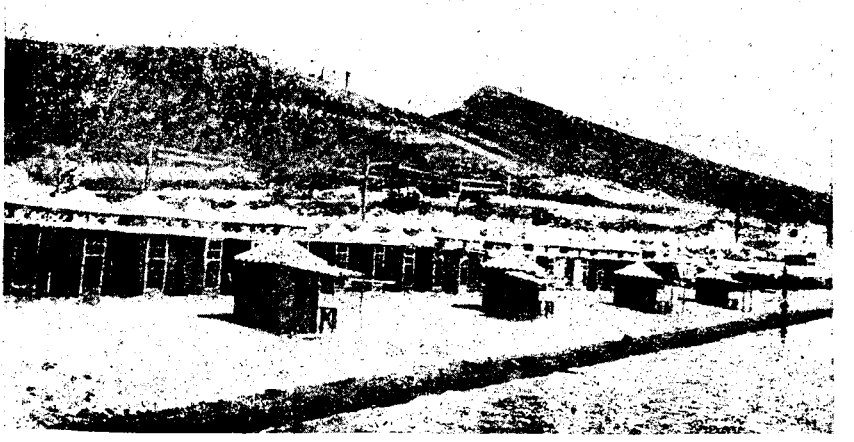


Рис. 291. Вулкан Монте-Нуово около Неаполя. Конус из пепла. Фот. Д. Мушкетова.

Зеландии, где на пространстве в 20 $км^2$ находится до 60 конусов высотою от 100 до 200 *м*, и только один из них, Рангитото, возвышается почти на 300 *м*. Не менее характерны в этом отношении до 40 небольших потухших вулка-

нов Лаахерской области и до 30 — в области Эйфеля, где большая часть рудиментарных вулканов, воспроизведенных вероятно одним извержением, располагается по поперечным трещинам сдвигов в крутопадающих девонских отложениях.

Чем чаще, продолжительнее и спокойнее извержение из одного и того же центра, тем быстрее и больше возрастает вулкан и достигает громадных размеров в горизонтальном и вертикальном направлениях. Если рудиментарные вулканы представляют только небольшие холмы, то старые, давно действующие вулканы принадлежат к самым высоким горам земной поверхности. Поэтому-то высота и объем вулкана до некоторой степени могут служить мерилом продолжительности и напряженности его деятельности, но для этой цели необходимо принимать во внимание только относительную высоту вулканического конуса над его основанием, которое может быть или невулканического происхождения или же вулканического, но не относящегося к эпохе образования данного вулкана. Сравнение абсолютных высот в этом отношении не может привести ни к каким определенным заключениям или дает противоречивые результаты; так например при сравнении итальянского Везувия в 1 140 *м* абсолютной высоты с мексиканским Хорулло в 1 224 *м* абсолютной высоты можно принять на основании вышеприведенного соотношения между продолжительностью действия и высотою вулкана, что Хорулло старше Везувия; на самом деле наоборот, деятельность Везувия гораздо продолжительнее. Если даже не принимать в расчет его подводную часть, то и без того относительная высота его в 1 100 *м* почти вдвое больше относительной высоты Хорулло — 450 *м*. Точно так же Котопахи в 5 384 *м* абсолютной высоты или Эльбрус в 5 500 *м* можно ири-

Таблица 30

Название вулканов	Абсолютная высота	Относительная высота	Диаметр кратера	Глубина главного кратера
	в метрах			
Лаго д'Аньяно	5	—	—	—
Монте-Нуово	130	130	360	113
Вулкане (Липарск. о-ва)	380	—	912	182
Стромболи	836	—	608	—
Везувий	1 140	—	568	—
Хорулло	1 224	450	—	—
Пюи-де-Дом	1 267	276	—	—
Сарычев	1 285	1 285	239	—
Чеборуко	1 529	466	—	—
Тангкубан-Прау	1 833	1 216	1 824	243
Гунтур	1 854	1 195	—	—
Гунунг-Идьен (Ява)	2 208	—	456	91
Гунунг-Тенгер	2 152	—	6 080	532
Гунунг-Раон	2 918	—	3 040	684
Гунунг-Сендоро	2 943	—	91	60
Этна	4 100	2 918	450	—
Тенерифский пик	3 468	—	506	40
Мауна-Лоа	3 925	—	4 560	—
Толюко	4 323	—	912	349
Ключевская сопка	4 850	4 572	675	—
Попокатепетль	5 077	—	1 520	243
Котопахи	5 384	2 644	—	—
Гвалатьери	6 375	1 308	—	—
Катмай (Аляска)	—	—	14 896	912
Ринггит (Ява)	—	—	20 672	—
Игоронгоро (В. Африка)	2 371	—	21 888	—
Лулаелако (Чили)	6 581	1 884	—	—

пять за самые высокие вулканы: на самом же деле высота их вулканических конусов не более 2 500 *м*, и следовательно они гораздо меньше, нежели Этна, имеющая почти 3 000 *м* над уровнем моря без подводной части ее: большая же абсолютная высота их объясняется расположением на высоких невулканических плоскогорьях. С точки зрения относительной высоты самым высоким вулканом на Земле считается Ключевская сопка (см. рис. 285 и 405) в Камчатке, возвышающаяся над уровнем моря на 4 850 *м*. По абсолютной же высоте самый высокий вулкан — Лулаелако в Южной Америке, имеющий более 6 500 *м*, а относительную высоту — только 1 800 *м*.

Наряду с изменением объема и высоты вулкана размеры кратера его также подвержены изменению, хотя между величиною кратера и вулкана не существует никакой определенной связи: часто большие вулканы имеют сравнительно маленький кратер, и наоборот.

В таблице 30 показаны абсолютная и относительная высота некоторых вулканов, а также диаметр и глубина их кратера.

Если рассматривать древние кратеры, много раз извергавшие и обрушавшиеся, то величина их гораздо больше: например у Везувия действующий кратер в 560 *м* диаметром

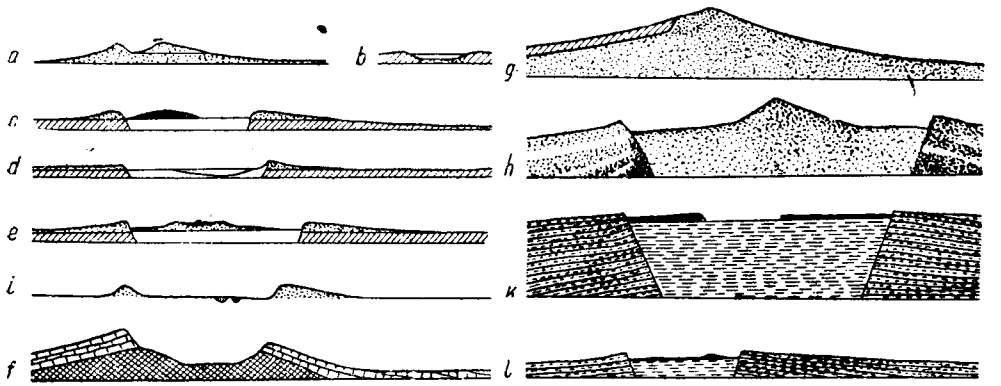


Рис. 292. Профили различных кратеров.

a—Везувий; *b*—Лахерское озеро; *c*—Монфина; *d*—Браччиано; *e*—Альбано; *i*—Кракатау; *f*—Пальма; *g*—Этна; *h*—Тенериф; *k*—Мауна-Лоа; *l*—Килауэа.

помещается в средине древнего разрушенного, остатки которого сохранились в долине Сомма (диаметр его до 4 000 *м*); такой же старый кратер Сангорина по длинной оси имеет 3 300 *м*; у Больсены, Тенерифа и др. — до 20 000 *м*. На рис. 292 представлены, согласно Рейеру, несколько известных старых кратеров, в средине которых помещаются новые, производящие собственно извержения, а в таблице Рейера (табл. 31) приведены размеры их, т. е. ширина, глубина, высота центральной вершины и высота наружного вала.

Все, даже самые большие, вулканы, если они постоянно извергают из одного и того же центра и преимущественно рыхлые продукты, обладают замечательно правильной конической формой, и кратер их по совершенству своих очертаний вполне заслуживает данное ему греками название — *чаши*. Правильность формы конуса у таких далеко нерудиментарных вулканов сохранилась настолько характерною, что уже издали можно признать их вулканическую природу. Например вулканы Котопахи, Сангай (рис. 293), Пичинча, Оризаба (рис. 294) в Америке, Стромболи (рис. 295 и 296), этот исполинский маяк на Средиземном море, Фузи-Яма в Японии, Семеру, посвященный Шиве — богу разрушения на Яве, Сумбинг (рис. 297), считающийся «гвоздем, которым Ява прикреплена к земле», многие камчатские вулканы, Тонгариро в Новой Зеландии и многие другие представляют такую правильную форму, что возбуждали всегда удивление туземцев, которые нередко,

Таблица 31

Название	Ширина	Глубина	Высота вала	Высота центральной вершины
	в километрах			
Сомма Везувия	4,1—3,5	0,4	1,15	1,2
Килауэа	5,6—4	0,2	1,2	1,0
Рокка-Монфина	6,6—5,4	0,57	1,1	1,0
Фого (о-ва Зелен. мыса)	7,4—5,6	1,0	2,8	2,8
Пальма	7,1—5,9	1,8	2,3	?
Кракатау	7,5	0,2	0,8	0
Альбано	10	0,4	1,0	1,0
Мауна-Лоа	10—13	0,2	4,1	3,9
Санторин	11—7,4	0,75	0,36	0,1
Браччиано	15	0,7	0,6	0,1
Тенериф	12—20	0,7	2,7	3,7
Больсена	18—20	—	—	—

например на Яве, в Мексике, окружая их легендами, почитают как божества, требующие не только простых, но даже человеческих жертв. Тонгариро считается единственным местом, достойным принимать тела прославившихся предводителей, которых бросают по смерти в кратер, где «они почиют на лоне богов».

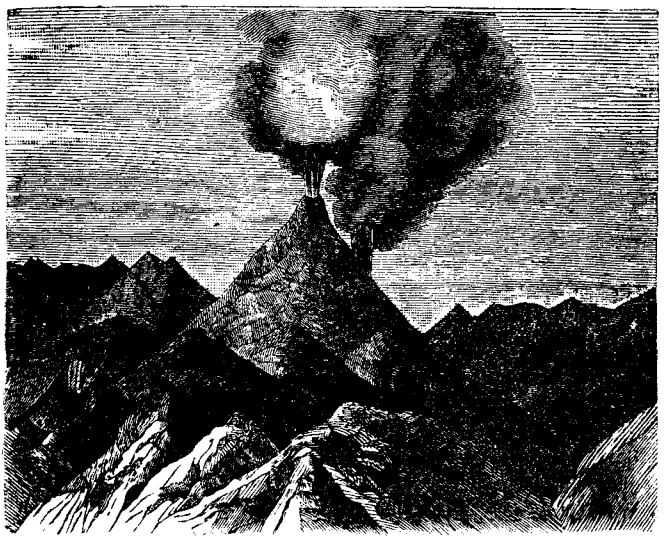


Рис. 293. Вулкан Сангай в Ю. Америке.

Однако такая правильная форма конуса и кратера у больших действующих со значительными периодами покоя или потухших вулканов сохраняется сравнительно редко; большая часть их утрачивает правильную коническую форму; равным образом и высота вулканов не остается постоянною. Причина этих изменений заключается, во-первых, в денудационных процессах, которые оказывают сильное влияние на потухшие вулканы или находящиеся в течение долгого времени в состоянии покоя; во-вторых, в разрушительных извержениях, которые обыкновенно следуют за длинным периодом покоя и нередко вместо увеличения взрывают или уничтожают большую или меньшую часть горы, а иногда и весь вулкан разбивают на мелкие части, покрывая ими окрестности на далекое пространство. В-третьих, эти изменения зависят от характера и способа залегания вулканических продуктов, а также от перемещения центра извержения.

Изменение формы вулкана обыкновенно начинается с кратера. Под влиянием *выветривания*, производимого воздухом и водою, стенки кратера у потухшего вулкана постепенно осыпаются; края его неравномерно понижаются, а диаметр увеличивается. Даже воздушные токи изменяют края кратера, понижая их со стороны преобладающего ветра и возвышая с проти-

воположной; например на Этне, где господствуют западные ветры, восточные края кратера выше; то же на Оризабе, на многих вулканах Чили, где юго-восточный пассат обусловливает возвышение северо-западных краев кратера.

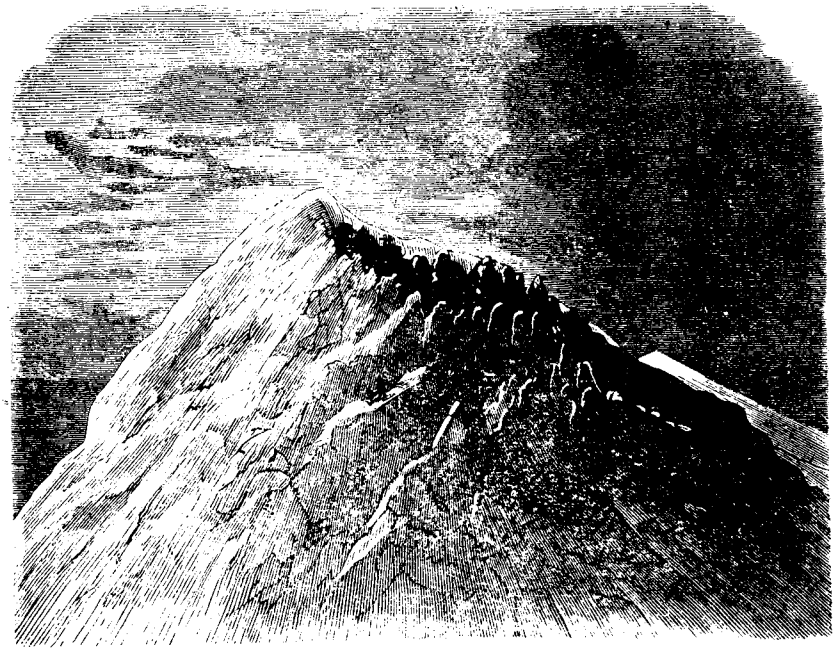


Рис. 294. Скошенная вершина вулкана Оризаба.

Словом, под влиянием ветра кратер, а значит и вершина вулкана получают форму косоусеченного конуса (см. рис. 294).

Атмосферная вода разрушает гораздо сильнее как внутренние, так и внешние стены кратера (рис. 298). Диаметр кратера под влиянием размытия настолько увеличивается, что конус последующего извержения является концентрическим с краями или остатками краев старого кратера, отделяясь от них глубокой кольцевой долиной, образуя *кальдеры*. Такое преобразование наблюдалось например на кратере Этны в период 1804—1805 и 1805—1809 гг. Если это повторяется много раз, то получается целый ряд кольцевых долин, разделенных остатками краев старых кратеров различных периодов извержения. Иногда старые кратеры, заполняясь атмосферною водою, превращаются в озера: например оз. Неми, Альбано, Гокча (Севан) и др. принадлежат к такому типу кратерных озер.

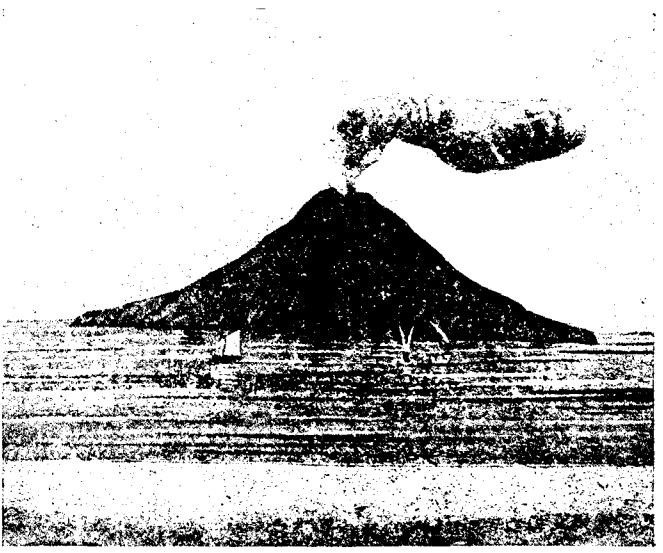


Рис. 295. Вулкан Стромболи.

Некоторые из них отличаются замечательной красотой, а размытые берега весьма поучительны для познания внутреннего строения вулкана. Кратерные

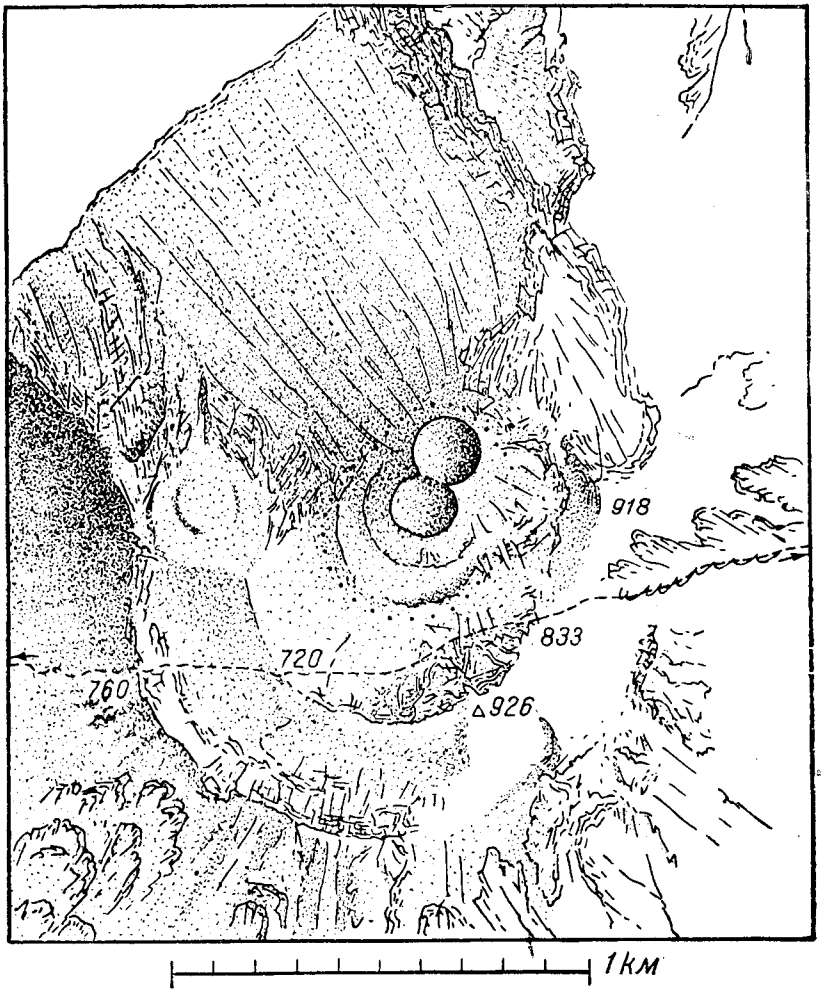


Рис. 296. План вулкана Стромболи, по А. Гейму.

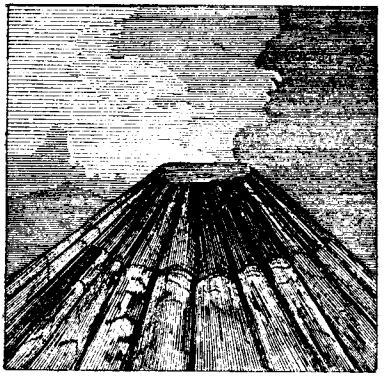


Рис. 297. Правильные барранкосы вулкана Сумбинг на Яве.

озера (рис. 299), действуя разрушительно на края кратера, прорывают более слабые из них и придают кратеру подковообразную форму: например оз. Павен на горе Шальма в Оверни (рис. 300). Но еще типичнее в этом отношении кальдеры о-ва Пальмы и о-ва св. Павла (рис. 301); первая представляет собой старый кратер, углубленный и расширенный размывом, и имеет вид громадного циркообразного углубления, диаметром почти в 17 *км*, глубиною около 1 800 *м*; почти отвесные стены ее представляют великолепные обнажения не только новых вулканических продуктов — слоев лавы, пепла и пр., мощность которых около 600 *м*, но в нижней части — и древних диабазовых пород, служивших основанием

вулкану; мощность их около 1 200 *м*. Стены кальдеры изборождены множеством рытвин, ущелий, одно из которых, называемое Барранкос-де-лас-Ангу-

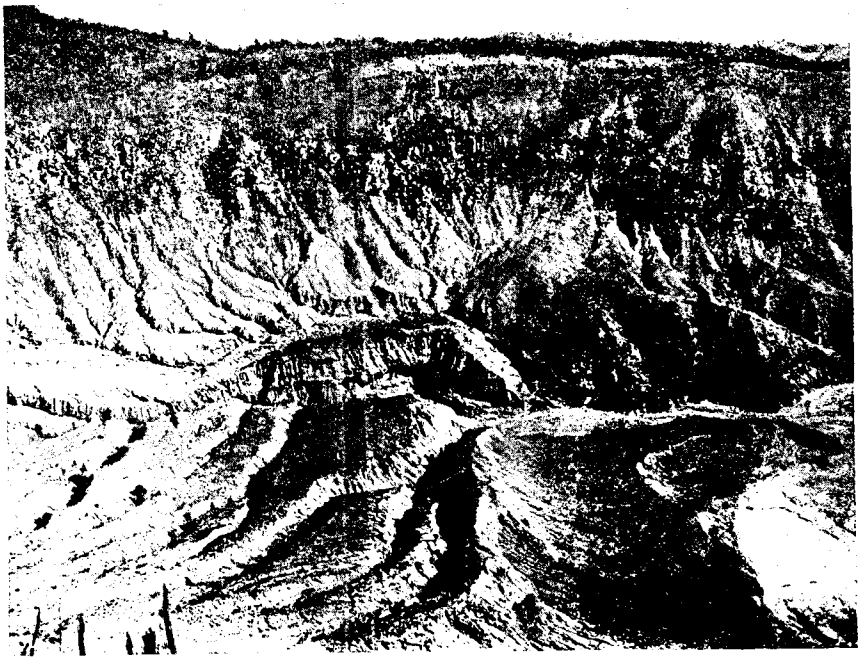


Рис. 298. Эрозия внутренних частей кратера Танг-кубен, Ява.
Фот. Беммелена.

стиас прорезывает во всю толщину стены кальдеры и сообщает внутренность ее с морем. Такие же кальдеры известны и в других местах, например Куррал на Мадере, на Тенерифе, Корво (рис. 302), Тенгер (рис. 303) и пр.

Одновременно с внутренними наружные склоны вулкана тоже размываются и покрываются рытвинами, оврагами и глубокими ущельями, называемыми *барранкосами*. Чем правильнее форма вулкана и чем равномернее расположены в нем радиальные жилы застывшей лавы, прорезывающей слоистые туфы, тем правильнее расходятся барранкосы. Некоторые вулканы Явы отличаются замечательною правильностью в расположении барранкосов, например Мэрбабу и Сумбинг

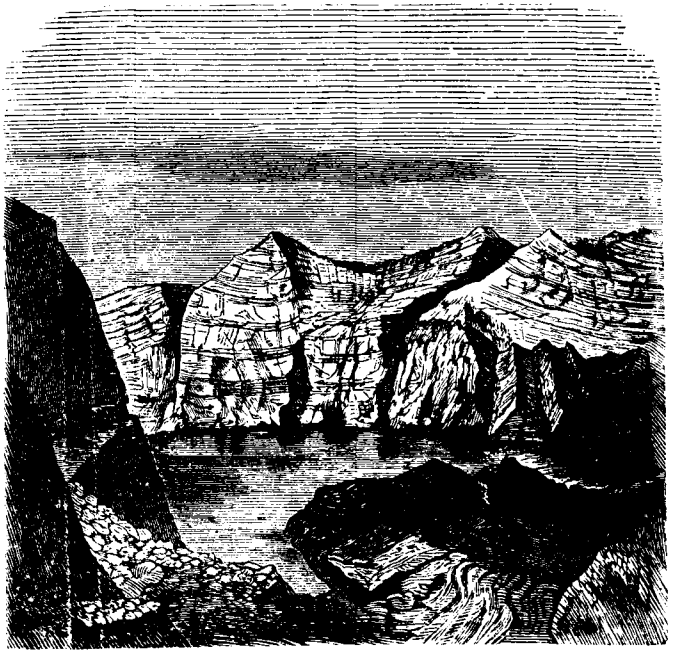


Рис. 299. Кратерное оз. Видодарин на Яве

(рис. 297). Если размытие продолжается долгое время, то обыкновенно рыхлый остов вулкана, состоящий из слоистых туфов, совершенно уничтожается, и остаются только наиболее твердые части его, т. е. жилы и частью потоки лавы. Примером таких размытых вулканов могут служить древние вулканы Венда в Падуа в северной Италии (рис. 304). Очевидно, что высота их значительно уменьшилась против первоначальной, как это видно на рис. 305, где показан общий вид вулканов Венда и где верхняя пунктирная линия означает их прежнюю высоту.

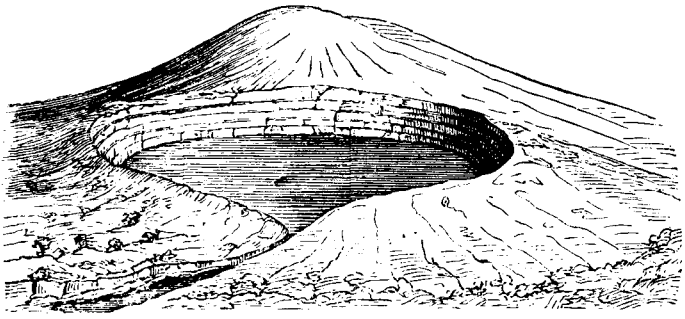


Рис. 300. Кратерное оз. Павен на горе Шальма в Оверни.

Под сильным давлением извергающихся больших масс газов места выхода их на поверхность приобретают вид воронок с очень крутыми стенками (рис. 306), дальнейшее осыпание которых уве-

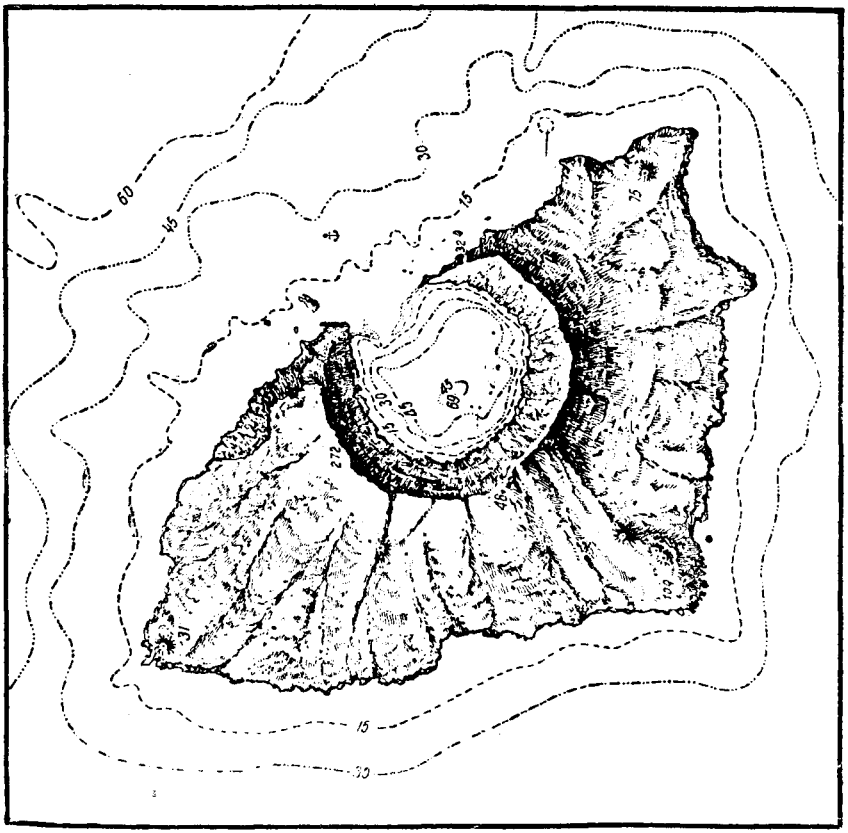


Рис. 301. Кальдера о-ва св. Павла.

личивает диаметр воронок. Их очертания в плане правильные — круглые или овальные и не находятся ни в какой связи с геологическим строением данного места, но исключительно обусловлены явлением взрыва. Являясь

отрицательными формами рельефа, эти воронки однако не созданы процессами эрозии (льда или воды), хотя часто и заполнены водой. Поэтому они получили местное нижнерейнское название *маар*, перенесенное затем геологами на все подобные образования и других мест. Впервые были описаны



Рис. 302. Кальдера Корво на Азорских о-вах.



Рис. 303. Море облаков в Тенгер-кальдере с вулканами Бромо (дым), Батене и Смеру (сзади), Ява. Фот. Беммелена.

и изучены маары вулканической области Эйфеля (рис. 307 и 308) в средней Франции, в Альбанских горах близ Рима, но особенно много их на Яве, в Новой Зеландии и на Канарских о-вах. Маары окружены обычно невысо-

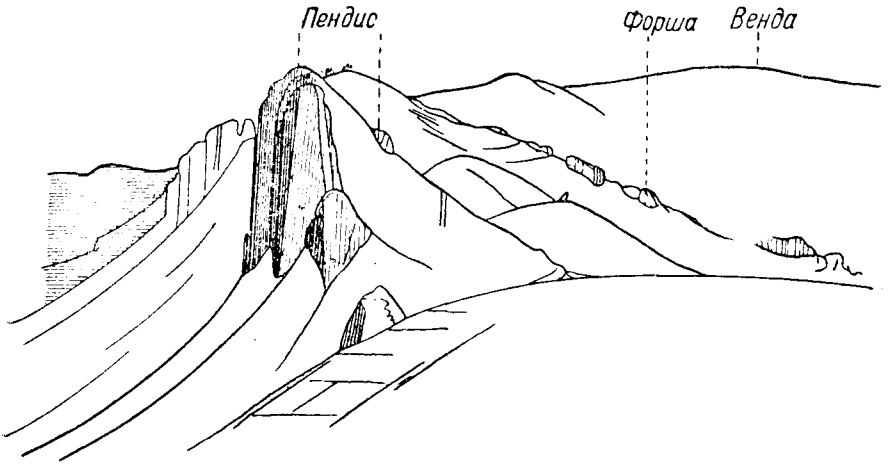


Рис. 304. Размытые вулканы в Падуа.

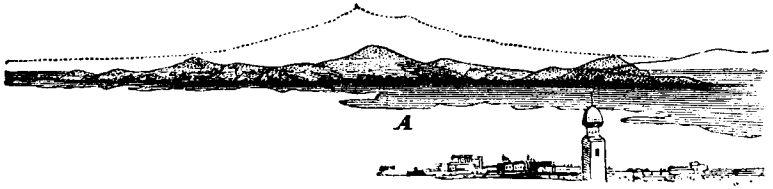


Рис. 305. Размытые вулканы Венда в Падуа. Пунктирная линия обозначает прежний контур их.

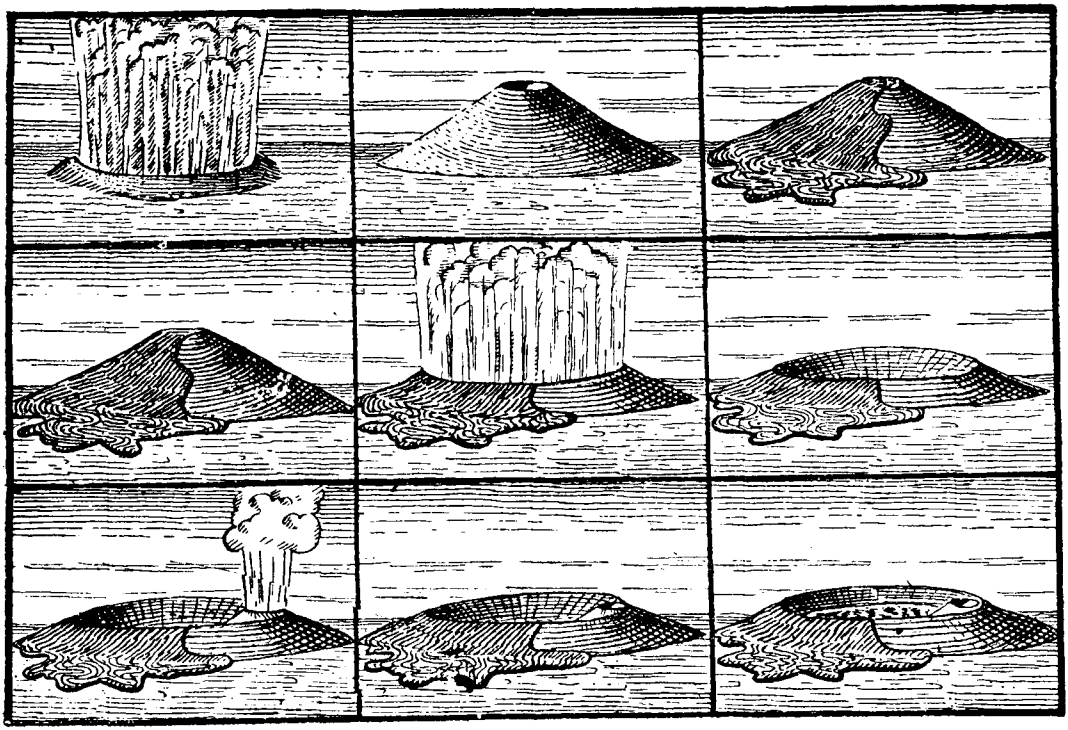


Рис. 306. Образование кратеров взрыва — „маар" Лудин в Исландии, по Кнебелю.

ким валом из изверженного материала и представляют собой самый первоначальный тип кратера и вулкана. Так как после образования воронкообразного углубления маара обычно следуют другие извержения, которые иосте-

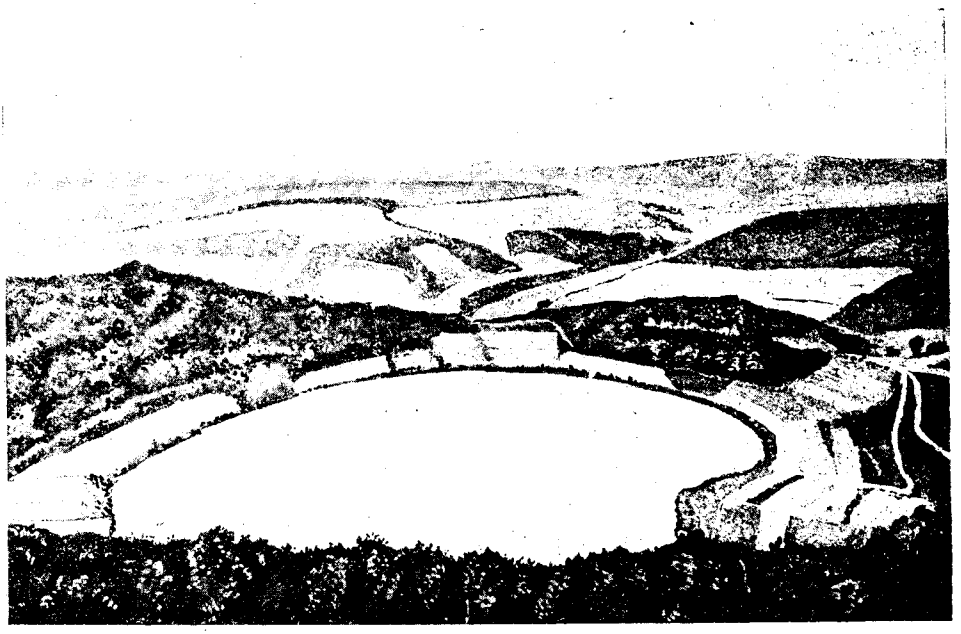


Рис. 307. Одно из кратерных озер-„маар" Эйфеля у г. Даун

пенно насыпают конус вокруг воронки, то большинство вулканов представляет собой уже не углубление, а возвышение, конус типа Везувия. Помимо давления важную роль в процессе извержения играет вероятно и высокая температура вырывающихся газов, расплавляющая прорываемые породы.

В таблицах 32 и 33 даны размеры некоторых маар и кальдер (по Вольфу).

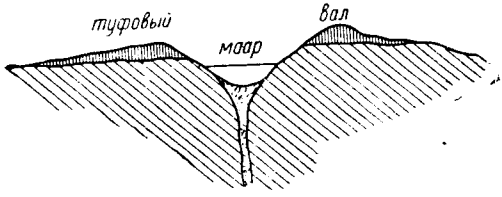


Рис. 308. Идеальный разрез маара.

Изучение изменений формы вулканов под влиянием денудации дает возможность восстановить форму древних вулканов. В этом отношении очень интересны указания Гики, который делит вулканы на три типа и изображает формы размытия их так: 1) тип Везувия, состоящий из одного главного кратера и нескольких паразитических; 2) тип Пюи, состоящий из нескольких более или менее одинаковых кратеров; 3) тип вулканического плато (см. ниже § 30).

Таблица 32

Маары	Диаметр кратера *м*	Глубина *м*
Хольцмаар	300	—
Лаахерское оз. в Эйфеле	1 500 и 2 000	—
Апойя в Никарагуа .	15 000 и 28 000	150
Салтпен у Претории .	1 036	122

Таблица 33

Кальдеры	Поперечник кратера *км*
Асосан (Япония) . . .	14 : 23
Циркус (Т . . .	20 : 12
Санторин	11,1 : 17,4
Валь-дель-Бове (Этна) .	7,6 : 5,2
Сомма Везувия	3,7 : 3,7
Тамбора	6

Сильные взрывы при извержениях также изменяют форму и высоту вулканов; известны примеры, когда вследствие взрывов взлетали на воздух целые горы, например небольшой вулкан Козегина у залива Фонсэка высотою 152 *м*, так сказать, рассыпался при извержении в 1835 г.; точно так же вулкан на о-ве Тиморе в 1838 г. был совершенно разрушен, и на месте его осталось только озеро. Гора Бекэр в Калифорнии и вулкан Унзен в Японии повысили таким образом соседние равнины за счет собственной массы. Вулкан Темборо на о-ве Сумбаве при извержении в 1815 г. понизился на 1 200 *м*; Гекла при извержении в 1845 г. понизилась на 150 *м*. В 1772 г. вулкан Панандаянг на Яве, имевший 2 700 *м* высоты, в одну ночь выбросил 850 млн. $м^3$ и понизился на 1 300 *м*. Вообще нужно заметить, что сильные и редкие извержения всегда действуют разрушительно, тогда как спокойная деятельность способствует возрастанию вулкана; поэтому высота вулкана изменяется в различные периоды. Такая изменчивость формы и высоты лучше всего прослежена на Везувии, как наиболее известном и подробно изученном вулкане. Форма Везувия до извержения 79 г. представляла довольно правильный усеченный конус с обширным кратером на вершине. Извержение 79 г. разрушило почти всю южную половину краев старого кратера, образовав в нем новый конус извержения, окаймленный концентрически северным краем прежнего кратера, называемым Соммою. Долина между ними называется Атрио-дель-Кавалло.

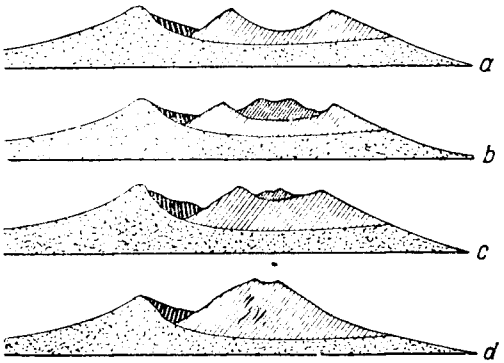


Рис. **309**. Профиль Везувия и Соммы в разное время.

В 1774 г. кратер Везувия имел более сложную форму, а в 1822 г. он получил форму, близкую к современной. В дальнейшем он продолжал изменяться, так что в 1822 г. (рис. 309, *a*), в 1828 г. (рис. 309, *b*), в 1845 г. (рис. 309, *c*) и в 1869 г. (рис. 309, *d*) он имел различные формы, как видно на прилагаемых рисунках. Высота Соммы была 1 200 *м*, долины Атрио — 800 *м*, высота же конуса изменялась: так в начале нынешнего столетия он имел наименьшую высоту — около 1 050 *м*, а в 1867 *г.* достиг 1 410 *м*, т. е. почти на 200 *м* выше Соммы, но затем опять понизился.

Японский вулкан Бандай-сан, находившийся в покое более 1 000 лет, в 1888 г. неожиданно происшедшим громадным взрывом был сильно разрушен: исчезла большая часть андезитового конуса в 670 *м* высоты; давлением воздуха при этом вырывались деревья, а с людей срывало платье; лавы не было, а лишь сухие мелкие продукты, затемнившие атмосферу на 8 часов.

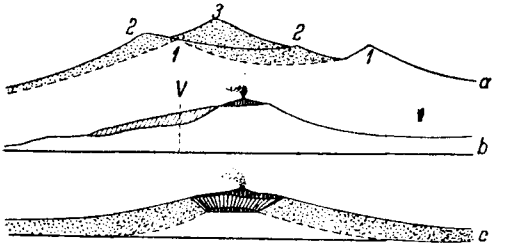


Рис. **310**. Перемещение кратера Этны.

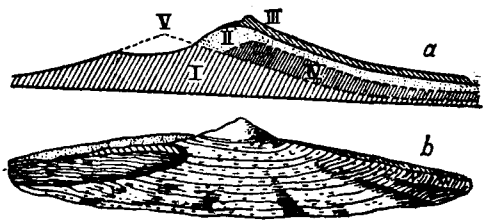


Рис. **311**. Схематическое изображение Этны.

В нескольких районах Северной Америки — в штатах Теннесси, Огайо, Кентукки, Индиана, Миссури и Юта — описаны крипто- (т. е. скрыто) вулканические структуры (Бухер). Для них характерна почти округлая форма, центральное поднятие с сильными нарушениями и кольцевая депрессия с неправильными небольшими местными сбросами. Доказательством вулканического действия являются сильно нарушенные, местами брекчиевидные образования в центральной поднятой части. Эти криптовулканические структуры предполагаются обычно в результате внезапных бурных выделений вулканических газов, скопившихся сравнительно близко к земной поверхности, но вместе с тем бывших слишком слабыми, чтобы дать кратеры взрывов, подобные образованиям маар.

Перемещение центра извержения маскирует иногда коническую форму вулкана и придает ему вид вытянутой гряды с многочисленными конусами на вершине: например Гекла в Исландии, Шивелюч на Камчатке, Тенгер и др. Более полно изучено изменение формы в зависимости от перемещения центра извержения на Этне, возвышающейся на

3 300 *м* над уровнем моря. На восточном склоне Этны, где в настоящее время лежит котловинообразная долина Валь-Бове (1 700 *м*), находился древний кратер и конус извержения Валь-Бове, около 2 500 *м* высоты; затем он передвинулся к северо-западу, частью засыпал Валь-Бове и возвысился до 3 000 *м*; наконец при большом извержении 1669 г. он еще передвинулся в том же направлении и достиг современной высоты. На рис. 310 показано отношение кратеров различных периодов: *1* — старый эллиптической формы кратер; *2* — новый эксцентрически лежащий круглый кратер; *3* — новейший кратер, образовавшийся в последние два столетия. Старые кратеры большею частью засыпаны продуктами извержений. На рис. 311 показаны, согласно Рейеру, отдельные фазы изменения формы Этны: *I* — старая Этна Валь-Бове, *V* — восстановленная вершина Валь-Бове, *II* — последующие накопления, *III* — новейшая вершина. Подобное же перемещение центра извержения наблюдалось также на Стромболи, кратер которого перемещается к северо-западу и отстоит от первоначального на 500 *м* (см. рис. 296). Кроме постепенного перемещения центра извержения в одном направлении, нередко случаются так называемые неправильные перемещения, т. е. когда извержение происходит не из главного кратера, а из какого-нибудь побочного, образующегося на склонах вулкана или же при подошве его, как это часто наблюдается на Этне, Сангае, Везувии и др. Чем больше образуется таких побочных или паразитических конусов на склонах вулкана, тем сильнее изменяется форма его и тем больше уклоняется она от формы правильного конуса.

Что касается влияния свойств и расположения продуктов извержения на форму вулканов, то оно выражается главным образом в характере склона вулканов; так например жидкие лавы образуют склоны не более 5—10°; густые же лавы и туфы дают склоны до 30 и 40°, так что, вообще говоря, склоны вулканов круче, нежели склоны невулканических гор. Расположение продуктов также имеет весьма существенное значение для формы вулкана, но для выяснения его необходимо рассмотреть продукты извержения.

§ 28. ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Вулканические извержения доставляют на земную поверхность различные продукты: *газообразные, жидкие* и *твердые*, от количества и распределения которых зависят форма, строение, а также быстрота возрастания вулкана. В порядке выделения их существует как бы некоторая последовательность: прежде всего появляются газообразные продукты, за ними измельченные рыхлые, образующие слоистые вулканические *туфы*, и после того уже жидкие потоки *лавы*, дающие после затвердевания различные вулканические породы. Все роды продуктов появляются в огромном количестве только при сильных извержениях, тогда как при спокойной деятельности вулкана преобладают только газообразные и жидкие, а при потухании вулкана —почти исключительно газообразные.

1. Газообразные продукты

Выделение газообразных продуктов происходит не только из центра извержения, но также из массы изливающейся лавы и из всех трещин вулкана и ближайших окрестностей его. Газообразные продукты играют главную роль в жизни вулкана с самого начала появления его до последних следов потухания; они же производят псевдовулканические явления, которые по форме проявления имеют большое сходство с настоящими вулканическими явлениями. Сложность и разнообразие газообразных продуктов находятся в прямой и тесной связи с напряженностью и температурою извержения. В настоящее время хотя известно уже много газообразных веществ, выделяющихся при вулканических извержениях, но число их увеличивается с каждым новым исследованием.

Чрезвычайная затруднительность улавливания выделяющихся во время извержения из кратера вулканов газов обусловливает неполноту наших сведений о них и наличие противоречащих взглядов и гипотез. Наблюдения такого рода в сущности производятся поэтому лишь над *фумаролламы*, выходами газов в боках вулканов, и над самими кратерами лишь по завершении самого извержения и не отражают следовательно всей совокупности процесса. Главные работы по изучению вулканических газов произведены Сен-Клер-Девиллем, Брюном [*12*], Шефердом и Дэй [*13*]; последними по-видимому наиболее совершенно.

Анализ газов Килауэа (по Шеферду): CO_2 от 29,8 до 73,9%, CO от 3,5 до 5,6%, H_2 от 7,0 до 10,2%, N_2 от 11,8 до 63,3%.

Главными газами при извержениях являются H_2S, SO_2, CO_2, CO, HCl, H, O, N, A и H_2O (вода). Установлено, что газы, извергавшиеся Везувием в 1906 г., содержали столько аммония и хлористого водорода, что раскаленные лавы были закрыты облаками хлористого аммония, и желтоватое пиниеобразное облако, стоявшее над вулканом во время извержения, состояло преимущественно из аммония; в этом облаке отражался свет раскаленной докрасна лавы кратера, создавая впечатление горящей горы.

Состав газов зависит от стадии активности вулкана: хлористые выделения присущи энергичным фазам, тогда как сернистые и углекислые связаны с угасанием деятельности вулкана.

Наиболее спорным вопросом является количество водяных паров, выделяемых вулканами. Первоначально их количество определялось до 99% всего объема газов (Девилль), затем роль их была сведена почти к нулю [Брюн, *12*], против чего в последнее время снова высказаны решительные возражения [*13*, *14*]. В результате в настоящее время можно считать установленным, что водяные пары составляют часть вулканических выделений, однако гораздо меньшую, чем это предполагалось раньше. Последнее мнение основывается на следующих фактах: 1) количество пара уменьшается к центру кратера; 2) белое облако, стоящее над вулканом во время его извержения, представляет собой смесь газов с твердыми частицами, а не один пар, как это кажется издали; 3) вулканический пепел чаще белого цвета, чем и создается ложное впечатление чистого пара в облаке; 4) вулканические облака не дают радуги или сияний. Тем не менее количество пара, выделяемое паразитическими конусами и лавой, иногда огромно; так например было подсчитано, что количество пара, выделенное одним из паразитических конусов Этны в течение ста дней, при конденсации дало бы до 2 000 млн. *л* воды, т. е. до 20 млн. *л* в день или до 245 *л* в секунду. Происхождение этих паров все же склонны считать в большей мере за поверхностное, т. е. метеорное, в противоположность прежним взглядам (Зюсса и др.), хотя наблюдения 1912 г. на кратере Килауэа [*13*] определенно доказали наличие ювенильной воды (т. е. происходящей из недр) в лаве до соприкосновения последней с воздухом. Кроме того опыты Готье (1906) доказали, что при накаливании самых различных изверженных пород в числе других выделявшихся при этом газов первое место по объему занимали водяные пары. Однако следует еще раз повторить, что вопрос еще далек от окончательного разрешения.

Наличие CO, H_2S, H и других горючих газов в выделениях вулканов интересно тем, что оно легко объясняет часто указываемое, но спорное явление выбрасывания огня из кратера. Обращает внимание присутствие $SiCl_4$ и SiF_4 в газах разных вулканов, объясняющее образование силикатов возгоном (на Везувии и др.). Что касается происхождения газов, то большинство геологов (начиная с Зюсса, Чермака и др.) приписывают его самой магме. Иные взгляды зиждутся на опытах Готье, показавших, что при красном калении массивных пород (гранит, кварц, порфир, диабаз и др.) помимо больших количеств H_2O и CO_2 выделялись CO, H и N, реже немного H_2S и NH_3; при этом объем выделяемых газов иногда в 6—7 раз превосходил объем накаливаемой породы; замечалось увеличение содержания газов в породах соответственно их древности.

Чемберленом установлено следующее объемное содержание газов в породах различного возраста (в 1 $см^3$ породы):

В современных лавах	0,6
„ третичных „	1,98
„ палеозойских „	4,47
„ докембрийских „	5,31
„ архейских породах	11,89

Содержание газов больше в породах основных; в каменных метеоритах оно вдвое больше, чем в метеорном железе.

Химический состав газообразных вулканических выделений изменяется во времени и пространстве. Так на Везувии замечалось преимущественно выделение HCl и меньшее количество сернистых соединений, а при извержении Пеле в 1902 г. — обратно; характерные для кратера Вулкано большие количества борной кислоты теперь видимо уменьшаются и т. п.

Особенно сильными выделениями газов известен старый кратер Сольфатара около Поццуоли (у Неаполя), деятельность которого в течение 2 000 лет (кроме небольшого извержения 1198 г.) только и ограничивалась выходом сернистых паров, подверженным однако сильным колебаниям. Лишь в 1930 г., в связи с сильным землетрясением в южной Италии, Сольфатара оживилась, и на дне старого кратера образовался небольшой новый, изда-

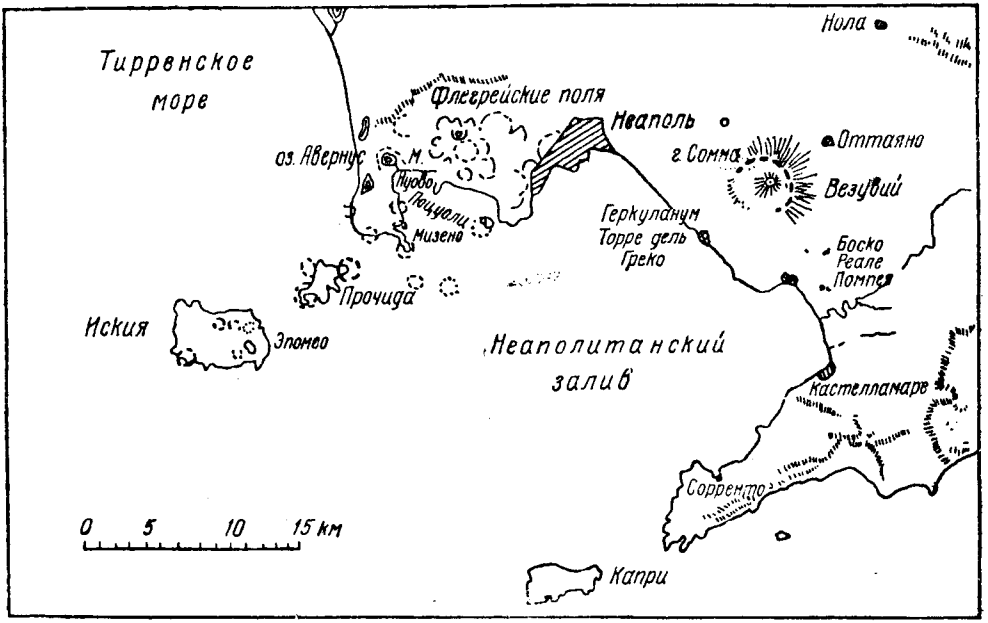


Рис. 312. Карта Флегрейских полей и Везувия.

вавший гул и выкидывавший раскаленную жидкую грязь. По имени этого кратера принято называть вулканы, выделяющие лишь газы, находящимися в *сольфатарной стадии*, слабейшей из всех и характеризующей угасание вулканической деятельности, временное или полное (рис. 312).

Среди газообразных продуктов наиболее положительно определены в виде газов или сублиматов, т. е. продуктов возгона, следующие вещества: водяные пары, хлористый водород и различные хлористые соединения — калия, натрия, аммония, железа, кремния, меди, марганца, свинца (котуннит), цинка и даже никеля, преимущественно на Вулкано и Стромболи; также хлористый магний и кальций попадаются как примесь к хлористому натрию в налетах фумаролл; иод, бром и фтор открыты при некоторых извержениях — на Ланцероте, Стромболи, Везувии и др. Водород, которому приписывают возникновение пламени, замечаемого иногда в дымовом столбе, впервые констатирован Бунзеном в 1846 г. на вулканах Исландии, но затем найден Фуке при извержении в 1866 г. на Санторине, в 1878—1879 г. — на Этне и пр.

Вместе с водородом определено присутствие углеводородов и углекислоты. В 1861 г. Сен-Клер-Девилль и Фуке доказали, что на Везувии с удалением от центра извержения количество водорода уменьшается, а углеводорода C_2H_4 увеличивается; он образуется вероятно от разложения водяного пара. Сера, сероводород, сернистая кислота, а также сернистые соединения аммония и натрия также составляют частые продукты извержения; реже попадаются селен, мышьяк (реальгар, аурипигмент), фосфор, углекислота и угле-

кислые соединения натрия, калия и аммония, также различные углеводороды и борная кислота. Впрочем углекислый натрий и борная кислота выделяются в некоторых вулканах (на Стромболи, Этне) в таком значительном количестве, что служат предметом эксплоатации. Карбонат натрия, по предположению Веленя, получается под влиянием углекислоты на разлагающийся силикат натрия, находящийся в лаве. Несравненно в больших массах появляется при извержении хлористый натрий; он появляется после некоторых извержений в таком количестве, что покрывает белыми налетами обширные пространства. По словам Реклю, исландцы после каждого извержения Геклы ходят собирать соль на склонах ее. Установлено также присутствие азота (N_2) и его соединений и аргона (Ar). Лавы, вылившиеся из Монте-Фрументо в 1867 г., содержали, по анализам Фуке, около 0,0013 поваренной соли.

Работы Бунзена в 1846 г., но в особенности исследования Сен-Клер-Девилля на Везувии и Липарских вулканах в 1855 и 1861 гг. и Фуке — на Этне выяснили связь, которая существует между качеством газообразных продуктов, расположением фумаролл относительно вулканического очага, временем их образования и температурою их. Сен-Клер-Девилль все фумароллы одного и того же извержения разделяет на шесть групп, отличающихся температурой, качеством газов, временем появления и расстоянием от центра извержения.

1. Сухие фумароллы отличаются высокой температурой, равной температуре плавления цинка, т. е. около 500° С, и почти совершенно не содержат водяных паров, почему и получили название сухих. Они выделяют главным образом хлористый натрий, составляющий иногда, например при извержениях Везувия, 94,30% всех других газов, и хлористый калий; кроме того выделяются, но в меньшем количестве, хлористые: железо, марганец, медь и немного фтора. Сухие фумароллы нередко выделяют расплавленную лаву.

2. Кислые фумароллы отличаются выделением хлористо-водородной и сернистой кислот в смеси с водяными парами. Температура их ниже предыдущих и равна температуре плавления меди, т. е. от 300 до 400° С. Они производят красивые налеты красной окиси железа, также желтые налеты самородной серы. Благодаря преобладанию вышеупомянутых кислот фумароллы эти иначе называются хлористо-водородно-сернистыми фумаролламы.

3. Щелочные фумароллы называются также аммиачными вследствие преобладания хлористого аммония, который, разлагаясь, дает свободный аммиак. Фуке наблюдал в них также углекислый аммоний. Пары воды находятся в большом количестве и иногда в смеси с сернистым водородом, разложение которого дает налеты серы, часто в октаэдрических кристаллах. Температура их только немного выше 100° С.

4. Холодные фумароллы имеют температуру ниже 100° и выделяют почти исключительно водяные пары с небольшим количеством углекислоты и сероводорода.

5. Сернистые фумароллы.

6. Углекислые фумароллы, или *мофетты*, выделяют только угольную кислоту и означают всегда конец извержения и переход вулкана к потуханию; температура их почти всегда равняется температуре воздуха. На Везувии они никогда не восходят выше 400 *м* высоты и действуют иногда в течение месяцев после извержения Везувия.

Все фумароллы содержат то или другое количество атмосферного воздуха, о присутствии которого заключают по нахождению свободного кислорода и азота; в сухих фумароллах отношение кислорода и азота нормальное, в кислых, щелочных и холодных кислорода мало сравнительно с азотом, а в мофеттах кислорода только 19,4% и азота 80,06%.

Распределение различных фумаролл во времени и пространстве представляет весьма существенный интерес и следует некоторому закону, открытому Сен-Клер-Девиллем. Сухие фумароллы концентрируются главным образом вблизи вулканического очага, где происходит наисильнейшее извержение. По мере того как поток лавы удаляется от центра извержения, на нем появляются последовательно все другие фумароллы, так что на значительных потоках лавы все роды фумаролл могут существовать одновременно. Такая же последовательность распределения фумаролл наблюдается и в поперечном разрезе потоков. Фуке доказал, что на лаве Монте-Фрументо в 1865 г. (на Этне) сухие фумароллы находились в средине потока, ближе к краям — кислые, а у самых краев — щелочные; расстояние между ними было около 50 *м*. То же самое он подтвердил в 1866 г. на лаве Санторина при образовании кратера Георгия.

Что касается распределения во времени, то доказано также преобразование одних фумаролл в другие, т. е. по мере ослабления вулканической деятельности и остывания лавовых потоков сухие фумароллы превращаются в кислые, а затем кислые переходят в аммиачные и наконец в холодные. Наблюдения в Торре-дель-Греко в 1865 г., а также на Этне в 1879 г. показали, что углеводороды исчезают последними; например на Этне они выделялись еще девять месяцев после извержения. Отсюда Лапиаран заключает, что появление углеводородов, происходящее всегда вдали от центра извержения, может служить признаком начала и конца извержения.

Фуке на основании своих исследований на Санторине в 1866 г. объясняет преобразование фумаролл таким образом: продукты низших фумаролл, т. е. холодных, кислых и пр., находятся в высших фумароллах, но они замаскированы другими продуктами, которые по мере охлаждения выступают на место первых; следовательно в период высшего напряжения вулканического извержения все газообразные продукты проявляются совместно, но хлористые щелочи, испаряющиеся только при температуре красного каления, не могут встречаться в фумаролах с низшей температурой и потому характеризуют собою сухие фумароллы или первого порядка; хлористое железо, хлористо-водородная и сернистая кислота точно так же не могут встречаться в фумаролах с температурой ниже 300° и потому характеризуют кислые или второго порядка фумароллы и т. д. На Санторине из расплавленной лавы, но под водою моря, выделялись одновременно водород, углеводород и соли щелочей со всеми другими продуктами.

Вопреки утверждению Гумбольдта, что вулканы Южной Америки не выделяют ни хлора, ни хлористо-водородной кислоты, уже в 1872 г. Рейсс на вершине Котопахи констатировал фумароллы с температурой 68° С, выделявшие хлор и сернистую кислоту. Но еще полнее доказал это Вольф, исследовавший вершину Котопахи через семь недель после извержения в 1877 г.: при восхождении на вулкан на высоте 4 600—5 000 *м* он определил выделение сернистого водорода и сернистой кислоты, на вершине у кратера запах этих газов исчез и появились фумароллы с хлористо-водородной кислотой и температурой от 96 до 160°, а в 400 *м* от кратера — свободный хлор. Тильман, бывший на вершине Котопахи уже в январе 1878 г., когда вершина снова покрылась снегом, не нашел даже следов хлора, а только фумароллы водяного пара и сернистого водорода.

Таковы газообразные продукты и порядок выделения их при сильных вулканических извержениях. Но когда вулкан потухает и фумароллы охлаждаются, разнообразие газов также значительно уменьшается, и в конце концов даже из главного центра извержения выделяются только сернистый водород, углекислота и пары воды. В таком состоянии вулканы, как замечено выше, называются сольфатарами. Прекрасный пример такого состояния представляет древний кратер Вулкано на Липарских островах, в воронкообразном углублении которого собирают ежегодно до 12 *т* серы и борной кислоты. Вулкано сделался сольфатарой после сильного извержения в 1786 г., и хотя обыкновенно выделяет пары воды с сернистым водородом, тем не менее иногда образует фумароллы с более высокой температурой — до 360° С; например в 1866 г. в связи с извержением Этны фумароллы в Вулкано выделяли хлористо-водородную и сернистую кислоту, т. е. превратились в кислые фумароллы второго порядка, как доказал Фуке непосредственными анализами. В таком же состоянии находятся Папандаянг на Яве после извержения 1773 г., Попокатепетль, Суфриер (Гваделупа), св. Винцент (Вест-Индия), Кризурвик (Исландия), Демавенд (Иран) и др. вулканы.

Последние проявления деятельности потухающих вулканических областей обнаруживаются горячими минеральными источниками, из которых многие, производящие периодические извержения, называются *гейзерами* (см. главу IV, т. II). Наконец окончательная фаза потухания обнаруживается *мофеттами*, выделяющими только углекислоту и углеводороды: Овернь, Флегрейские поля у Неаполя, «Собачий грот» и др. Вместе с углеводородами и углекислотой иногда выделяются холодные потоки грязи; в таком случае образования эти называются *сальзами*, или *грязевыми* вулканами. Сальзы хотя представляют последнюю фазу развития вулканов, но часто образуются самостоятельно, без всякой связи с настоящими вулканами, и составляют так называемые *псевдовулканические явления*. Две категории грязевых вулканов только и связаны подобием явлений и как нельзя лучше доказывают ту истину, что сходные явления могут происходить от совершенно различных причин; мы возвратимся к ним ниже.

При возобновлении деятельности вулкана серия описанных стадий фумаролл повторяется в обратной последовательности.

Таким образом газообразные продукты, выделяющиеся при вулканических извержениях, отличаясь сложностью и разнообразием, видоизменяются с ходом извержения и служат указателями начала и конца деятель-

ности вулкана. Но кроме того участие их обусловливает происхождение рыхлых продуктов и придает некоторые характерные особенности лавам.

2. Рыхлые продукты и вулканические туфы

Твердые, но измельченные продукты, или клазматические (Шнейдер), или пирокластические, образующиеся в больших масштабах при сильных вулканических извержениях, появляются вслед за газообразными и своим образованием исключительно обязаны газам. Когда спертые пары и газы вырываются из кратера, они увлекают за собою различной величины куски лавы и основных пород, которые, описав в пространстве параболу, попадают обратно на склоны вулкана в более или менее значительном расстоянии от жерла, смотря по силе извержения и величине кусков. Куски лавы больших размеров вылетают в виде исполинских огненных снопов, особенно резко обрисовывающихся ночью, и называются *вулканическими бомбами* (или в Неаполе — «слезами Везувия»). Упав на землю, эти бомбы, уже охладившиеся во время полета, скоро затвердевают снаружи, оставаясь внутри еще в жидком или пластическом состоянии. Вследствие вращения во время полета, они обыкновенно получают круглую или овальную форму (рис. 313 и 314), состоящую из ряда концентрических оболочек, которые очевидно располагаются по удельному весу во время движения бомбы в пространстве. Поверхность этих бомб мало растрескивается в отличие от бомб второго рода, имеющих неправильную угловатую или листоватую форму и вид сильно растрескавшейся сухой хлебной корки (рис. 315). Поверхность их стекловатая, а внутренность — пузыристая. Разница между двумя типами бомб объясняется различной вязкостью лавы; капли лавы жидкой (основной), застывая во время полета, скручиваются и округляются, тогда как куски застывающей уже в кратере вязкой (кислой) лавы мало изменяются в воздухе. Наиболее жидкие лавы, долго не застывающие и дающие (см. ниже) на поверхности кипящие озера, потоки, лавопады и фонтаны, как на о-ве Килауэа, распыляясь ветром, дают тонкие нити и мельчайшие стеклянные капли прихотливой вытянутой веретенообразной, заостренной формы, называемые «волосами» и «слезами Пеле» по имени Пеле, богини огня древних канаков. Многообразие вулканических бомб вообще весьма велико и связано с местными особенностями различных вулканических областей (рис. 316) [*15*, *16*]. Изредка наблюдались грязевые бомбы [*17*], как на о-ве Люцоне. Куски тугоплавкой лавы, вследствие расширения находящихся в ней газов, приобретают иногда столь пузыристое сложение, что объем пустот в 8 и 9 раз превышает объем заключающего их стекла, так что такие куски (*пемза*) легко плавают на воде (рис. 317 и 318). После извержения некоторых прибрежных вулканов большие количества плавающих по морю кусков пемзы иногда затрудняют даже судоходство. После извержения одного японского вулкана по такому пловучему слою пемзы можно было итти пешком на 23 мили в море. Вместе с лавовыми бомбами вылетают иногда обломки пород, служащих основанием вулкана, которые были пробиты при образовании его, например обломки гнейса, гранита и глинистого сланца, попадающиеся в туфах эйфельских вулканов, обломки гранита среди вулканических продуктов Оверни, куски диабаза на Канарских о-вах, третичного известняка с окаменелостями из Соммы и пр. На некоторых из этих обломков заметны следы действия высокой температуры в оплавлении, а иногда даже в изменении их химического и минералогического состава. Что касается размеров

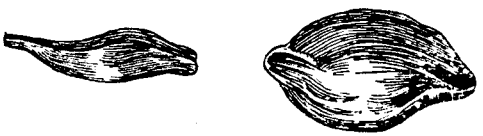


Рис. 313. Вулканические бомбы.

вулканических бомб, то они весьма разнообразны: весом до 20 *кг*, диаметром от 1 *дм* до 3 *м*. Они попадаются часто и отбрасываются на 1 000 и 1 500 *м* от центра извержения, но при исключительных условиях образуются бомбы величиною с железнодорожный вагон и отбрасываются на несколько сот ме-

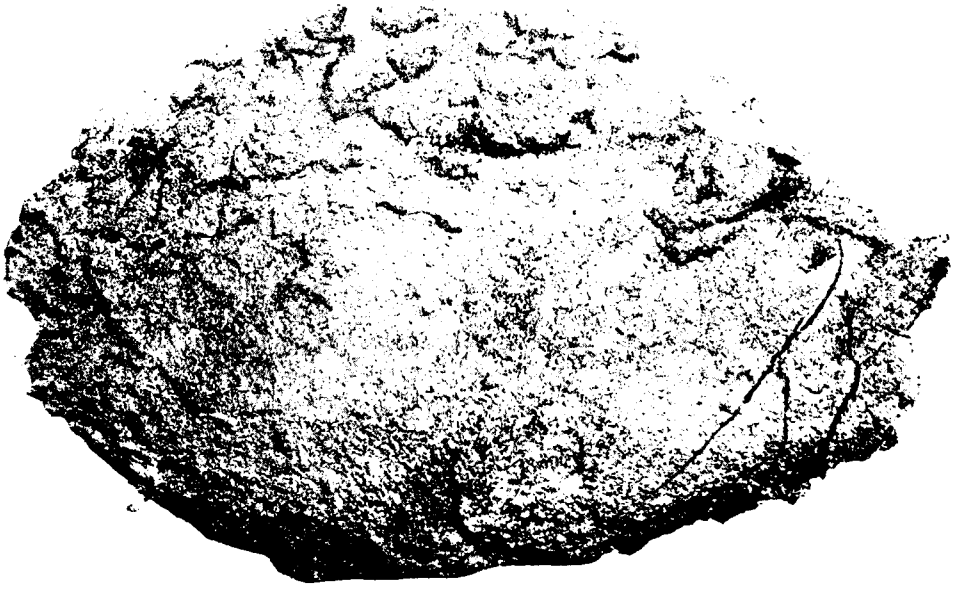


Рис. 314. Овальная бомба из кратера Туила (Камчатка). Фот. В. Кулакова.

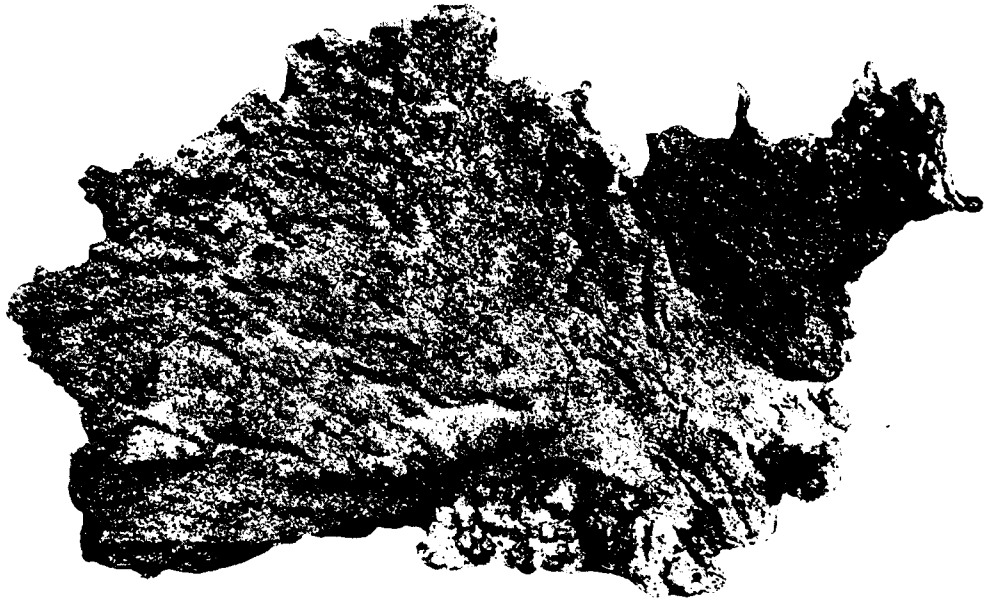


Рис. 315. Листовидная бомба. Камчатка. Фот. В. Кулакова.

тров (рис. 319). Глыба в 200 *т* весом была выброшена из вулкана Котопахи на расстояние 15 *км*, а вулкан Азама выкинул обломок в 28 *м* диаметром. Но гораздо большее количество получается мелких частиц, из которых одни, величиною не более обыкновенного ореха, называются *лапилли* (т. е. ка-

мешки); они, как и бомбы, представляют собой оторванные и застывшие кусочки лавы (рис. 320); другие же, самые мелкие, называются *вулканическим песком* и *пеплом*.

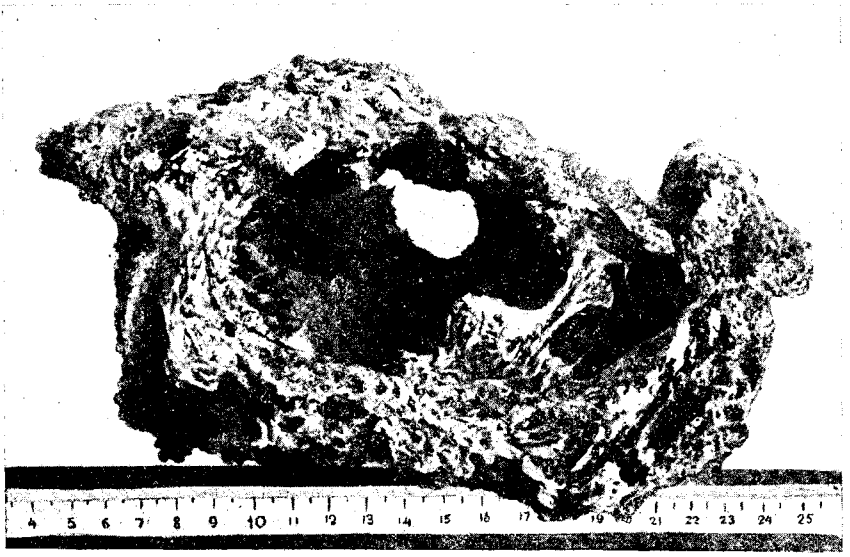


Рис. 316. Шлаковая бомба Стромболи. Фот. Риттмана.

Песок представляет мельчайшие кристаллы различных минералов: полевого шпата, лейцита, авгита, но преимущественно магнитного железняка или же мелкие кусочки лавы и стекла; он обыкновенно черного цвета, похож на мелкий порох.

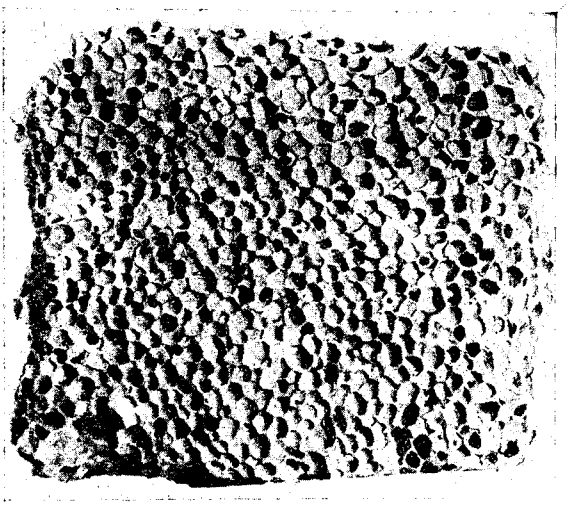


Рис. 317. Вулканическая порода ячеистого сложения (Рейнская область).

Вулканический пепел представляет тонкую белую или серую пыль, состоящую из кусочков стекла или минералов, слагающих лаву. Лапилли и частью песок происходят вероятно при взрывах газовых пузырей, а пепел — из отвердевших частиц, образующихся уже в расплавленной лаве до ее извержения. Главными условиями для образования пепла, по мнению Фуке, являются: 1) совершенно жидкое состояние лавы, 2) содержание в лаве многочисленных не плавящихся при ее температуре частиц и 3) выделение паров с сильными взрывами.

Все эти рыхлые продукты поднимаются на значительную высоту в дымовом столбе и оттуда снова падают на склоны вулкана, где отлагаются послойно, или же увлекаются воздушными течениями и переносятся на громадные расстояния от центра извержения. Даже при небольшом извержении Везувия в 1872 г. улицы Неаполя в течение нескольких дней были покрыты

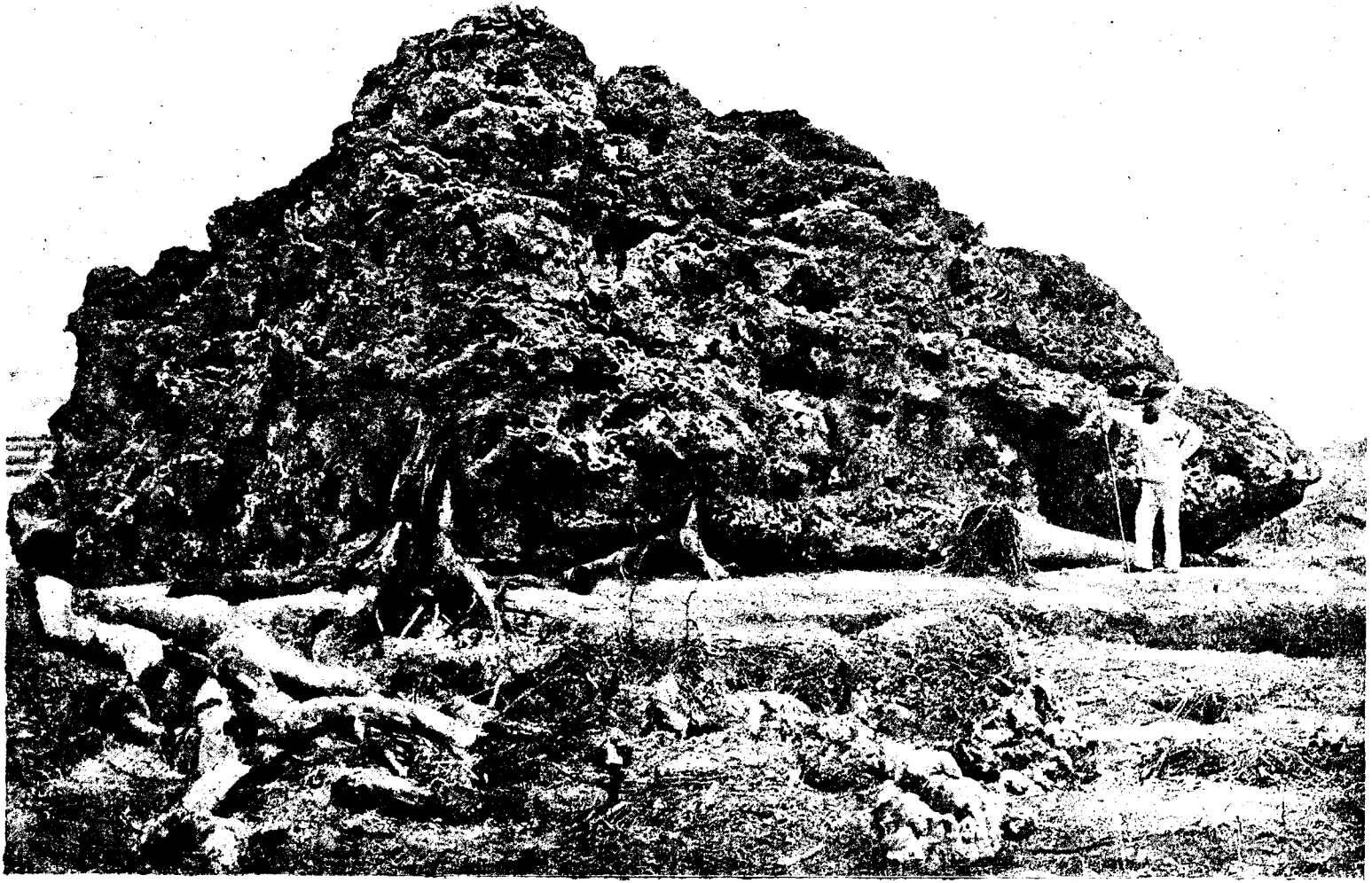


Рис. 318. Глыба пемзы, приплывшая после извержения Кракатау к берегу Явы. Фот. Беммелена.

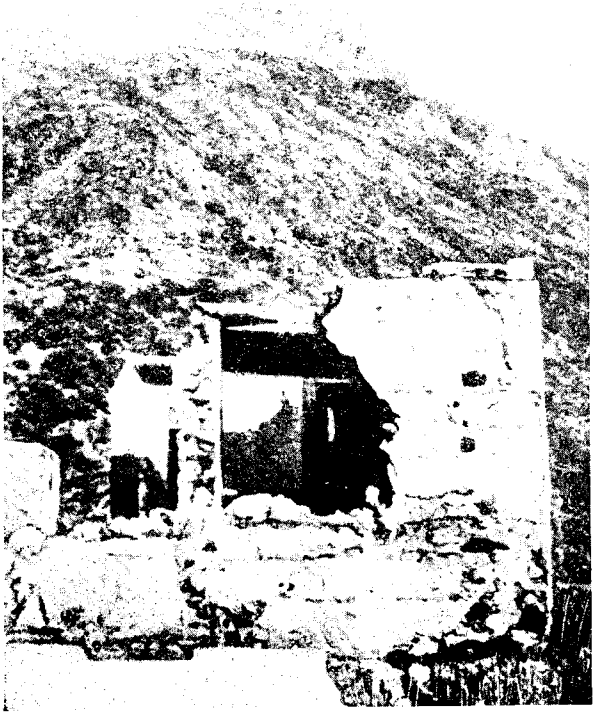


Рис. 319. Дом, разрушенный громадной бомбой, выброшенной Стромболи. Фот. Риттмана.

слоем вулканического пепла, а в 1906 г. его массы были столь велики, что разрушали крыши и засыпали первые этажи зданий. При извержении в 1912 г. Катмая (Аляска) в 45 *км* слой пепла был в 1 *м*, а в 240 *км* — в 20 *см* толщиною; на 150 *км* кругом в течение 60 часов стояла темнота из-за насыщения атмосферы пеплом. При больших извержениях пепел Везувия достигает с одной стороны Константинополя, а с другой — Сицилии; количество его нередко достигает 200 000 $м^3$ и более, так что в 30 извержений Везувий, по словам Рейера, доставил около 1 млрд. $м^3$ пепла, или 1 $км^3$. Пепел Этны попадает на северные берега Африки. Пепел исландских вулканов, например Геклы, в 1875 г. падал в Стокгольме, отстоящем на 1 900 *км* от Исландии, а в 1783 г. — в Шотландии. Пепел Везувия в 1906 г. доносился ветром до Киля, Парижа, Испании и Черногории (рис. 321, 322).

В Гватемале даже в семи днях пути или в 350 *км* от кратера пепел образовал еще такое густое облако, что затемнил солнце; переносился же на 2 000 *км*. Особенно большая масса рыхлых продуктов получилась при замечательном извержении в 1835 г. небольшого вулкана (около 150 *м* высоты) Козегвина, у залива Фонсэка в Центральной Америке. Летевшие вверх обломки расстилались по небу в виде свода в несколько сот километров в ширину и покрыли окрестности вулкана на 40 *км* кругом слоем около 5 *м* толщиною. Мыс, на котором стоит вулкан, выдвинулся на 230 *м* в залив Фонсэка, а в нескольких километрах от берега образовались два острова из пепла и камней, выброшенных вулканом. Густые тучи из пепла закрывали солнце, и мрак продолжался в течение 43 часов, освещаемый только блеском молнии. Гроза, мрак и страшный ливень привели в смятение не только жителей, но даже диких животных. Пепел этого извержения распространился на громадные расстояния, более чем на 20° долготы к западу и востоку. На полях Санта-Анпа, на о. Ямайке, в 1 400 *км* пепел падал еще в значительном количестве, на поверхности моря местами пепел образовал такой слой, что корабли едва могли пробираться. К северу пепел достигал до Гондураса и Чиала в Мексике, на юг — до Картагены и Санта-Марты. Общая площадь падения пепла составляет свыше 4 млн. $км^2$, а количество выброшенных продуктов оценивают в 48 млрд. $м^3$.

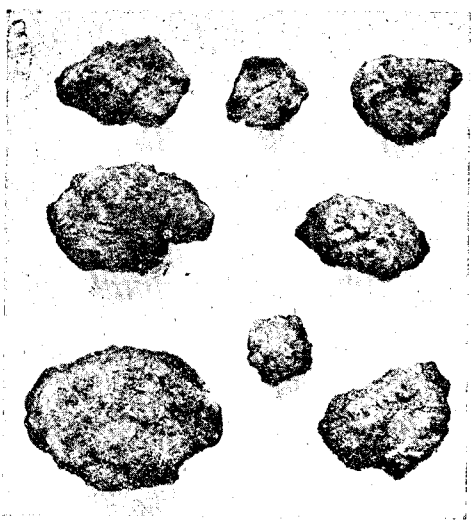


Рис. 320. Лапилли с Камчатки. Образцы Горного музея Ленингр. горного института.

Не менее обширная область распростране-

ния пепла и не менее мощная масса его наблюдалась при извержении Тамборо на о. Сумбаве в 1815 г., когда взрывы были слышны на Суматре, т. е. в 200 км к западу, а на пространстве 470 км. Кругом вулкана густые тучи пепла превратили день в глубокую

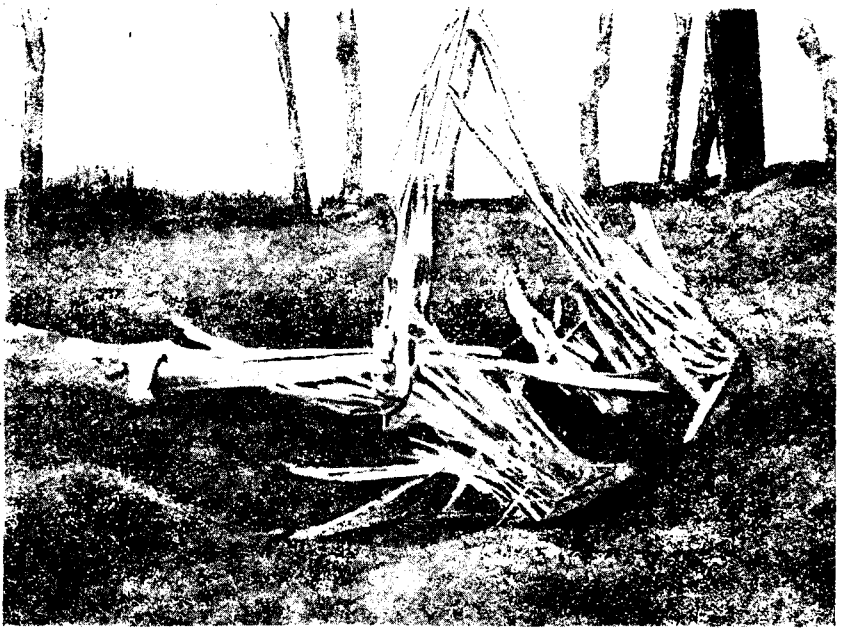


Рис. 321. Лес, засыпанный пеплом извержения Киргурича, 1932 г., Камчатка. Фот. В. Кулакова.

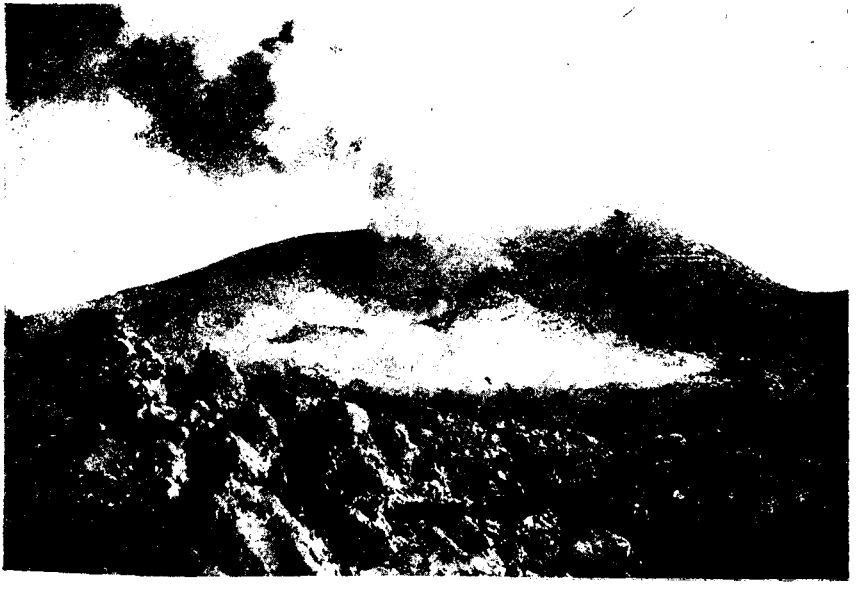


Рис. 322. Пепловый конус вулкана Тунла на Камчатке. Фот. В. Кулакова.

ночь; в расстоянии 430 км слой пепла имел 0,2 м толщины, а в 470 км — 0,6 м; в еще более близком расстоянии море покрылось таким толстым слоем пепла, что корабли пробивали себе путь только с величайшим трудом. Еще на Борнео, в 1 500 км к югу, падение

пепла было настолько сильно, что местные жители, пораженные этим явлением, стали вести свое летоисчисление «от большого падения пепла». Площадь распространения пепла обширнее, нежели вся Германия, а масса его оценивается в 150 *км*³, т. е. почти в три раза превосходит объем Монблана.

Более точные данные о распространении и быстроте перенесения пепла получены при последнем большом извержении Кракатау в 1883 г., когда темнота от падающего пепла была так сильна, что пароход «Loudun», застигнутый извержением в заливе Ламноиг, должен был остановиться. Обильный дождь пепла, жидкой грязи с кусками пемзы, низвергаясь на судно, покрыл все предметы на нем толстым слоем. В то же время атмосфера была пропитана запахом серы, затруднявшим дыхание; неправильное и сильное волнение бросало судно во все стороны, а молнии, быстро следуя одна за другой, прорезывали окутывавшую судно темноту. Извержение 26—27 августа сопровождалось такими сильными взрывами и ударами наподобие выстрелов, что очевидцы не находят сравнения для них. Взрывы эти были слышны на Цейлоне, в Ост-Индии, Маниле, в Новой Гвинее, в Перте (Австралия). Если о-в Кракатау принять за центр и описать из него круг диаметром в 30°, то окружность его представит границу распространения звука. Поверхность, ограниченная этим кругом, составляет более $^1/_{12}$ части поверхности Земли. Если для наглядности проведем такой же круг в нашем полушарии, приняв за центр г. Амстердам, то его окружность, касаясь на севере параллели 82° с. ш., на юге пересечет тропик Рака в Сахаре, на востоке пройдет по Уралу, а на западе, захватив Канарские и Азорские о-ва, отрежет большую часть Гренландии. Ленденфельд доказывает, что звук распространялся до Родригеца, т. е. на 4 800 *км* от центра извержения.

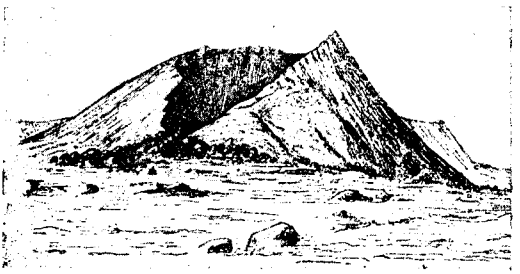


Рис. 323. Шлаковый кратер в Исландии. Рис. Сарториуса фон-Вальтерсгаузена.

Кроме этих звуковых волн в то же время образовались воздушные волны, которые концентрическими кругами распространились вокруг всего земного шара и обошли его по крайней мере три раза. Эти воздушные волны в ближайших местах — в Батавии, Буитензорге, отстоящих в 150 *км* от Кракатау, и даже в г. Пассёрёне (в 850 *км* от Кракатау) произвели сильное сотрясение зданий: окна и двери дрожали, предметы, висевшие на стенах, попадали и разбились, хотя собственно землетрясения при этом извержении нигде не наблюдалось; в отдаленных же местах те же воздушные волны произвели сильные и ненормальные колебания барометра, определенные с особою отчетливостью на тех станциях, которые обладали самопишущим барографом. По исследованию М. А. Рыкачева, подробно изучившего эти волны, скорость распространения их равна 327,8 *м/сек*, что соответствует скорости звука в атмосфере при —10° С.

Не менее замечательно появление громадных волн на море, произведенное извержением Кракатау. Волны эти, затопив низменные берега Зондского пролива, во многих местах произвели разрушительные наводнения и, распространяясь поперек океанов, достигли весьма отдаленных пунктов, где и выразились неправильными колебаниями уровня океана. Вербек полагает, что образование наибольшей волны причинено в 10 час. утра 27 августа громадным провалом северной части о-ва Кракатау. Высота волны местами была до 21 *м*, например у Телек-Бетонга, 24 *м* — у г. Колианда на Суматре, а в самой узкой части Зондского пролива она достигла 34 *м* высоты, например у г. Мерака, и 35 *м* — у Анжера. Местами она далеко проникла внутрь страны и произвела большие опустошения: на о-ве Себези ею смыто 4 деревни, а всего жертвою ее сделались около 35 000 человек. Кроме берегов Зондского пролива волна распространилась до берегов Индии, Цейлона, о-ва Маврикия, Сейшельских, мыса Доброй Надежды, мыса Горна. В Атлантическом океане влияние ее распространилось до Панамского перешейка, а в Тихом океане — до Сан-Франциско и Аляски.

При этом замечательном извержении, отличавшемся такими разнообразными явлениями, не только мелкий пепел, но даже куски с голову величиною относились за 20 *км*, а с кулак величиною падали дальше 40 *км* от вулкана, причем начальная скорость их должна была быть от 600 до 2 000 *м/сек*, т. е. больше скорости пушечного ядра. Распространение пепла было чрезвычайно обширно. В расстоянии 1 000 и даже 3 000 *км* от центра извержения было еще заметно падение пепла, так что вся площадь распространения его — больше площади Европы. Обломки летели со скоростью курьерского поезда, т. е. от 80 до 130 *км/час*. Даже в Иокогаме, отстоящей на 3 150 *км*, 29, 30 и 31 августа пепел затемнял солнце; синеватое окрашивание солнца и луны, приписываемое той же пыли, наблюдалось в Африке, Центральной Америке и в Тихом океане; той же пыли приписывают появление замечательных зорь красного цвета, наблюдавшихся повсеместно в конце 1883 и начале 1884 г. В окрестностях Кракатау слой пепла имел толщину от 1 до 16 *м*, даже на берегах Суматры слой пепла достигал толщины от 0,1 до 1 *м*. Вербек

рассчитывает, что на площади, равной Средней Европе, отложилось пепла около 18 *км*³, т. е. по объему больше Монблана.

При извержении Гелунгунга на Яве пепел засыпал 114 деревень и в окрестностях вулкана образовал слой до 30 *м* толщиною. Вулкан Гунтур в 1843 г. в течение трех часов выбросил около 330 млн. центнеров пепла.

После большой вулканической катастрофы в чилийско-аргентинских Андах 1861 г., при которой пеплом был засыпан громадный район, а город Мендоза разрушен землетрясением, те же явления в еще большей степени проявились 10 апреля 1932 г. на пространстве 800 *км* южноамериканских Кордильер (от Сант-Яго до Консепсион). 25 вулканов почти одновременно пришли в действие. Первыми внезапно начали извергаться большие вулканы Дескабезадо (4 200 *м*), Лас-Негас, Тингиририка (4 500 *м*) и Домойо. Извергался почти исключительно пепел в колоссальных количествах; поднятый восходящими из кратера газами на большую высоту пепел по высоким горизонтам атмосферы разносился чрезвычайно далеко, вплоть до атлантического побережья, т. е. почти на 1 500 *км*. В Буэнос-Айресе и Монтевидео люди должны были на улицах раскрывать зонтики и завязывать рот и нос платками, чтобы предохранять себя от падавшего пепла; в Буэнос-Айресе в первый же день выпало около 4 000 *т* пепла. Телеграфная и телефонная связь была нарушена, железные дороги и автомобили в районе катастрофы не могли двигаться из-за слоя пепла, достигавшего толщины 1 *м*, а во многих городах приходилось днем освещать улицы из-за темноты, созданной падавшим пеплом. Много людей и скота было задушено сернистыми газами, а поля и пастбища на большом расстоянии были надолго погребены. При этой грандиознейшей за историческое время вулканической катастрофе в особенности интересны явления, связанные с насыщением атмосферы массами пепла еще бóльшими, чем при катастрофе Кракатау 1883 г., когда он поднялся до 30 000 *м*. Также в 1919 г. через три месяца после извержения на Яве вулкана Клоэта, во время которого прорвавшееся и вскипевшее кратерное озеро сварило 10 000 человек, в Германии наблюдались необычные сильно окрашенные зори. На этот раз в 1932 г. еще через три месяца обсерватория в Монтецуме в северном Чили, специально изучающая солнечную радиацию, не могла нормально вести своей работы из-за запыленности высоких слоев атмосферы; там также наблюдались красные зори. Эти же явления описывались из Алжира после извержения Катмая в Аляске в 1912 г., когда в самой Северной Америке в течение всего лета почти не было видно солнца; последствия катмайского извержения пепла исчезли только через год. При изучении появившихся тогда же в Северной Америке кругом солнца сияний («халó») была найдена величина пылинок, их образовавших, — около 1,85 микрона диаметром. Метеорологами неоднократно, и также в 1932 г., указывалось на вероятность изменения временно климата от запыления атмосферы, а также на то, что если бы оно случалось регулярно, ежегодно и довело уменьшение солнечной радиации на 20%, то произошло бы новое оледенение Земли. Извержение Катмая (1912 г.) превратило все окрестности его в пустыню, и лишь много времени спустя появились простейшие лишайники, вероятно таких видов, которые могли поглощать азот из атмосферы.

В декабре 1931 г. происходило сильное извержение вулкана Мерапи на Яве, начавшееся пепловым дождем. Через четыре часа после него при ужасном грохоте началось извержение холодных грязевых масс на сотню метров над кратером, сменившееся раскаленным лавовым дождем. Полосы огня до 500 *м* высотой окаймляли кратер, край которого скоро со страшным шумом обвалился, после чего миллионы тонн раскаленного докрасна песка тучей опустились на окрестности вулкана. Извержение погубило более 300 человек, в том числе гамбургского профессора Борхардта, который перед самым извержением с ассистентом спустился в соседний кратер для измерения температуры его газов. Вулкан Мерапи — самый активный из яванских — при извержениях 1664, 1678 и 1768 гг. уничтожил несколько десятков тысяч людей. За последнее столетие наибольшие его извержения были в 1822, 1849, 1872 и 1920 гг. Перед извержением в течение нескольких минут был виден раскаленный добела конус («пробка»), выпиравший из кратера над его краем.

Выше было сказано, что облака, клубящиеся над вулканами во время извержения, состоят из различных газов и паров, насыщенных измельченным твердым материалом и поэтому кажущихся густыми и очень темными. Извержение в 1902 г. горы Пеле на о-ве Мартинике познакомило нас с совершенно особым типом выделений в виде раскаленных туч газов и паров, увлекавших громадное количество пепла и камней при спуске по склону вулкана.

Эти тучи не выбрасывались из кратера вертикально, как обычно, а вследствие перегруженности пеплом катились вниз лавиной с возрастающей скоростью сильного урагана, имея высоту до 4 000 *м;* температура их даже около берега моря, т. е. в 8 *км* от кратера, достигала 200°. Город Сен-Пьер был сожжен и снесен; люди и животные сжигались горячими парами и задыхались, хотя платье не воспламенялось; почти мгновенно погибло та-

ким образом до 30 000 человек. Возможно, что так же были уничтожены Помпея и Геркуланум в 79 г., когда погибли 25 000 человек. Давление тучи Пеле было столь велико, что была отброшена на несколько метров в сторону статуя в несколько тонн весом.

Отложения вулканического пепла слоями в несколько метров мощностью покрывают среднюю часть северного острова Новой Зеландии и происходят из кратеров вулканической зоны Роторуа-Таупо-Тонгариро, слагая весь почвенный покров, за исключением линий крутых склонов. Неплодородие некоторых из этих почв, малая питательность растущих на них кормов, вызывающая даже особую болезнь скота («болезнь майора»), потребовали весьма тщательного изучения этих вулканических отложений, производимого в последнее время новозеландским геологическим учреждением [18].

Таким образом громадные массы рыхлых продуктов отлагаются не только вокруг центра извержения, увеличивая размеры вулкана, но и на значительных расстояниях от него: это обстоятельство объясняет нахождение древних вулканических образований далеко за пределами собственно вулканических областей. Где бы ни отлагались эти продукты, они всегда образуют правильные пласты, тем более однородные, чем дальше от вулкана, тогда как вблизи, где осаждающиеся продукты различной величины, образуются перемежающиеся пласты, состоящие то из крупных, то из мелких частиц; при этом крупные куски вдавливают рыхлые слои, и в них замечается соответственная изогнутость вниз. Слоистые выбросы, уплотняясь вследствие давления или цементируясь каким-либо веществом, принесенным водою или происшедшим от выветривания их самих, образуют слоистую, иногда даже плотную массу, называемую *вулканическим туфом*.

Очевидно, что при отложении слоев туфа в них могут попадать и различные посторонние тела, в том числе органические: растительные и животные остатки, особенно при подводных извержениях морских вулканов, где туфы, под влиянием воды, уплотняются быстрее и нередко содержат морские раковины.

Что касается разновидностей вулканического туфа, то само собою понятно, что они весьма разнообразны и не представляют породы какого-либо определенного химического или минералогического состава, а изменяются в зависимости от качества лавы и относительного количества различных выбросов.

Туфы называются в зависимости от породы, из которой они произошли, — базальтовыми, трахитовыми, порфиритовыми и т. п. К туфам же относится известная с древних времен и употребляемая в качестве лучшего гидравлического цемента *пуццолана* (в долине Анио в Сабинских горах Италии, а также в Крыму). Сильно измененные, слоистые и неслоистые с вторичной сланцеватостью диабазовые туфы называются *шальштейнами*: последние содержат иногда беспорядочно заключенные угловатые обломки разных пород и называются тогда *туфовыми брекчиями*. Собственно же вулканическими брекчиями, или агломератами, занимающими промежуточное положение между рыхлыми продуктами и лавами, являются массы, состоящие из угловатых кусков лавы, раздробленной взрывами, промежутки между которыми заполнены иногда известковым цементом.

Обыкновенный вулканический туф представляет собой тонкозернистую и даже плотную массу грязнобелого, желтоватого, красноватого, буроватого и даже черного цвета, большею частью землистого, но иногда раковистого излома, и настолько тверд, что его смешивают с лавою. По составу он разнообразен; например на Липарских о-вах он состоит из обломков обсидиана и пемзы, в Флегрейских полях — из трахитов, в Рокка Монфина — из лейцитовой лавы. Туф этот местами содержит включения посторонних тел: например туфы Эйфеля богаты кристаллами авгита, оливина, роговой обманки, слюды и пр., в туфах Патагонии, о-вов Вознесения находятся фораминиферы; в мощных залежах туфа (до 242 *м* толщиною) Парма, Сен-Жюльена Эренберг нашел 30 разновидностей фораминифер. При отложении под водою он сильно изменяется и часто содержит морских животных. Пра-

зильные пласты его имеют различную толщину, от нескольких миллиметров до метра.

Позилипповый туф состоит из кусочков трахита и представляет грязно-желтовато-белую мягкую массу; он содержит некоторые кристаллы, например мелилита, санидина, магнитного железняка, а также остатки растений и раковины ныне живущих родов Ostrea, Cardium, Patella и др. По словам Фукса, пласты его на Искии и у Позилиппо близ Неаполя, откуда он получил свое название, наклонены под углом 15°; мощность его на Эпомео — до 300 *м*; он находится в тех вулканах, которые извергают трахитовую лаву.

Пеперин — пепельно-серого, реже желтовато-серого цвета туф, землистого вида; состоит из отдельных кристаллов лейцита, авгита, слюды, гаюина и кусочков лейцитовой лавы, базальта и известняка. Полагают, что он образовался из грязевого потока. Главное месторождение — в Албанских горах, близ Рима, где он образует юго-западный склон Монте-Кавo и береговые высоты оз. Неми и Альбано.

Налагонитовый туф отличается составом из желтого или бурого аморфного налагонита со стеклянным или жирным блеском; обладает раковистым или занозистым изломом и твердостью от 3 до 6. Сарториус фон-Вальтерсгаузен различает три сорта налагонита ($3R\,\dot{S}i + 2\,\dot{R}\,3\,\dot{S}i + 6\,\dot{H}$, 9 $\dot{H}$, 12 $\dot{H}$) с 6, 9 и 12 частями воды; кроме налагонита в нем находятся кусочки различных лав, кристаллы авгита и оливина; впервые он открыт у Налагонии, в Валь-де-Ното, и Сицилии. Огромное распространение он имеет в Исландии, где из него сложены целые горы, например Ватлафель, Вольфель, Лауфафель и др. У Гузавика, в Исландии, в нем находится много фораминифер и целые залежи Venus islandica. Полагают, что налагонитовый туф образовался под водой и значительно изменен.

Трасс представляет мягкую нечистую пористую массу желтого, серого или бурого цвета; он состоит из кусочков лавы, пемзы, глинистого сланца и граувакки, кристаллов: авгита, санидина, магнетита, лейцита и гаюина; часто находятся в нем листочки и даже обуглившиеся стволы деревьев. Полагают, что трасс образовался также из грязевого потока, как и пеперин. С трассом тождествен так называемый тёска, развитый на Тенерифе и других Канарских островах.

В таблице 34 приведен анализ туфов.

Таблица 34

Составные части	Желтый позилипп. туф	Туф Эпомео на Искии	Туф из кратера Монте-Нуово	Налагонит. туф из Валь-де-Ното	Туф из Кризувика в Исландии
SiO_2	52,80	54,57	56,31	34,99	40,30
Al_2O_3	15,83	17,93	15,33	6,02	14,45
Fe_2O_3	7,57	5,49	7,11	20,50	14,60
CaO	3,13	0,77	1,74	6,08	6,89
MgO	0,84	0,77	1,36	11,02	7,57
K_2O	7,66	5,23	6,54	0,93	0,44
Na_2O	2,90	6,40	4,84	0,92	1,82
H_2O	9,26	8,19	—	19,54	—
Cl	0,15				
	100,14	99,35	100,22	100,00	

Что касается органических остатков, находимых в вулканических новейших туфах, то кроме уже упомянутых стволов деревьев, инфузорий, Venus islandica и др. Фукс приводит еще следующие формы, преимущественно ныне живущие: Buccinum mutabile (Монте-Нуово), Cardium edule (Сомма, Монте-Нуово), Cardium ciliare (Сомма), Cerithium lima (известковый туф Устика), Cerithium alucoides (Позилиппо), Cerithium vulgatum (Камальдоли), Corbula gibba (Сомма), Echinoneus subglobosus (Сомма), Lima squamosa (Устика), Murex brandaris (Позилиппо), Ostraea edulis (Позилиппо), Pecten opercularis (Монте-Нуово), Pecten purpuratus (Кокимбо), Pectunculus glycimeris (Позилиппо), Rostellaria pespelicani (Позилиппо), Trochus militaris (Устика), Trochus crenulatus (Устика), Turritella cingulata (Кокимбо), Turritella communis (Позилиппо), Venus decussata (Позилиппо), Venus opaca (Кокимбо), Patella, Helix. В туфе Тэра, на о-ве Санторине, Фуке собрал несколько верхнеплиоценовых видов, залегавших на высоте от 50 до 174 *м* над уровнем моря, а именно: Carcharius sulcidens, Turritella subangulata, Scalaria pseudoscalaris, Lucina borealis, Thracia convexa, Pecten opercularis, P. jacobeus, P. polymorphus, Ostraea lamellosa, O. cochlear, Terebratula ampula, Brissopsis lyrifera, Schizaster canaliculatus, Cidaris militensis, Echinus, Psammechinus, Cidaris и др. Все эти остатки свидетельствуют о древности происхождения санторинских туфов. В туфах Поццуоли нередко находятся отпе-

чатки растений, например Chamerops humilis, а в туфах Фазано, на Этне — Laurus nobilis, Myrtus communis и Pistacia lentiscus.

Из окрестностей Владивостока из туфов пермского возраста описана большая фауна брахиопод.

Как указано выше, туфы отлагаются правильными пластами и вдали от центра извержения залегают горизонтально, так же как и на дне моря, но вокруг центра они располагаются наклонно, перемежающимися слоями из крупных и мелких веществ. Вулканические конусы, образованные туфами, имеют склоны с падением от 15 до 40°, смотря по крупности выбросов, и кратер в виде узкого жерла (рис. 324). Конусы эти представляют самые правильные и красивые вулканические формы; типом их могут служить вулкан Сангай в Южной Америке, Стромболи на Липарских о-вах (см. рис. 295), Вулкано, Монте-Нуово и др. со склонами до 30—40°.

При расширении кратера рыхлые продукты слагают пласты с обратным уклоном на внутренних стенках кратера, и тогда вулканическая гора представляет как бы две антиклинальные складки, разделяющиеся синклинальным углублением, с каналом посредине. Такое залегание пластов туфа называется *периклинальным*. Вулканические конусы из слоистых туфов, при большой массе их, образуются иногда весьма быстро; при извержении Этны в 1669 г. на склоне ее поднялся конус в 250 *м* высотою в течение трех месяцев; в 1865 г.— другой конус в 100 *м* высотою: в 1874 г. образовалось 35 конусов до 25 *м* высотою каждый. Вулкан Изалько появился в 1793 г., а в 1866 г., по исследованию Зеебаха, он имел 225 *м* высоты со склонами в 35°. При постоянных взрывах, повторявшихся через 2—8 или 10 мин., он выбросил общую массу обломков до 1866 г. 27 млн. $м^3$, следовательно приращение горы составляет 370 тыс. $м^3$ в год или 42 $м^3$ в час. Словом туфовый конус представляет типичный слоистый вулкан правильной конической формы; по с другой стороны форма эта редко сохраняется надолго, так как рыхлые туфы быстро размываются или выветриваются, и конусы утрачивают свою правильную форму.

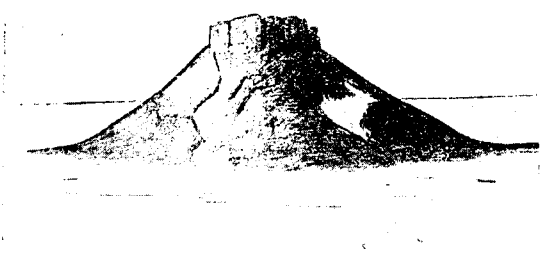


Рис. 324. Руина туфового кратера в Исландии, по Кнебель-Рекк.

Некоторые слоистые туфы, как пеперин, трасс и др., повидимому образовались из грязевых потоков и отличаются обильным содержанием частиц невулканических пород, каковы: известняки, глинистые сланцы и пр.

3. Расплавленно-жидкие продукты, или лавы

Расплавленные массы составляют главный продукт вулканических извержений как по количеству и разнообразию пород, образующихся из них, так и по зависимости от них вулканических туфов. Все они известны под общим названием *лавы*, которая следовательно, как и туф, означает только известное физическое состояние вещества, а не какую-либо породу с определенными химическими и петрографическими свойствами; напротив, смотря по условиям излияния и особенно затвердевания лавы она образует весьма разнообразные породы, отличающиеся друг от друга сложением, плотностью, внешним видом и составом, хотя с другой стороны все эти породы имеют некоторые общие признаки, свидетельствующие о происхождении их из расплавленного состояния.

Все лавы без исключения после затвердевания образуют *породы силикатовые*, в составе которых кроме авгитов, роговых обманок, полевых шпатов или их заместителей — нефелина и лейцита, различных минеральных примесей постоянное участие принимает аморфное кремнеземистое вещество, или так называемое *вулканическое стекло;* оно не только находится во всех лавах, но иногда является преобладающей и даже исключительной составной частью их. Порфировое сложение, залегание в форме потоков, куполов и жил, а также столбчатая или пластинчатая отдельность, вызываемая условиями охлаждения, также составляют характерные особенности вулканических пород (см. § 31).

Как указано выше, все минеральные элементы лавы по времени образования можно разделить на две категории: одни выделяются еще во время нахождения лавы в жерле вулкана, другие же — после излияния ее из кратера во время общего затвердевания лавы. Первые, частью еще до излияния лавы, выносятся парами и служат для образования пепла и песка, а частью выносятся лавою; в затвердевшей лаве они резко отличаются по тем изменениям, которые претерпевают под влиянием высокой температуры и движения жидкого потока. Вторые же, образовавшиеся во время остывания лавы, обыкновенно меньшие по величине, часто представляют недоразвившиеся кристаллы или так называемые кристаллиты, белониты и пр., словом эмбрионы кристаллов и не обнаруживают никаких изменений; под влиянием движения жидкого потока лавы они располагаются наподобие дров, сплавляемых по реке. Это расположение остается по затвердевании лавы и обусловливает так называемую *флюидальную структуру* (Fluidalstruktur, Fluktuationstruktur), весьма характерную для эффузивных вулканических пород.

Состояние жидкой лавы в момент извержения зависит от многих условий; поэтому-то и наблюдается большое разнообразие в составе и строении ее. Иногда в жидкой лаве содержится незначительное количество кристаллов, иногда же напротив они преобладают, или же наконец совершенно отсутствуют; в этом последнем случае лавы вытекают из вулкана вполне жидкими и при быстром остывании не диференцируются на составные части, а образуют однородную стекловатую массу, называемую *обсидианом, смоляным камнем* (нехштейном) и пр. С момента извержения до полного отвердевания лавы в ней происходят также различные изменения, и потому в разные периоды остывания лавы из нее могут выделяться различные элементы. Таким образом свойства твердой лавы обусловливаются не только степенью плавления ее в жерле вулкана, первоначальным составом ее, но также целым рядом сложных химических процессов, происходящих в жидкой лаве после ее излияния.

Однако, несмотря на разнообразие этих продуктов, все лавы как породы силикатовые, в которых кремнезем играет роль кислоты, разделяются на несколько групп в зависимости от количества кремнезема (см. выше таблицу пород в главе IV). Отметим из них две главные: 1) лавы кислые, легкие с содержанием кремнезема до 76% и 2) лавы основные, тяжелые с содержанием кремнезема до 50%. Первые содержат ортоклаз и богаты силикатами калия и натрия, но бедны силикатами кальция, магния и окислами железа; они большею частью светлых цветов, особенно светлосерого, тугоплавки и образуют густые, вязкие потоки, не разливающиеся на большие площади. Вторые содержат преимущественно основные силикаты, больше силикатов магния, кальция, чем калия, натрия и окислов железа; они темного и даже черного цвета с плотностью от 2,95 до 3,10, более легкоплавки и образуют жидкие потоки, которые могут при благоприятных условиях разливаться на значительные площади; вследствие обилия окислов железа они обладают магнитными свойствами: например, по наблюдениям Фуке, лавы, излившиеся при извержении Этны в 1865 г., в различных местах отклоняли магнитную стрелку от 1 до 18°.

Те и другие лавы прежде отождествляли с трахитами и базальтами, которые представляют только крайние члены; между ними находится много

промежуточных, связующих их постепенными переходами. Бунзен на основании своих исследований вулканических образований Исландии вывел следующий состав для нормального трахита A и нормального базальта B (в процентах):

	A	B
Кремнекислота	76,67	48,47
Глинозем и закиси железа	14,23	30,16
Известь	1,44	11,87
Магнезия	0,28	6,89
Калий	3,20	0,65
Натрий	4,18	1,96
	100,00	100,00

Все остальные вулканические породы, по мнению Бунзена, представляют только разнообразные смеси двух крайних нормальных — трахита и базальта, изливающихся из отдельных бассейнов.

Вулканы не всегда выделяют одну и ту же лаву; большинство изливает оба типа, т. е. трахиты и базальты, но в разное время, причем трахитовые легкие лавы нередко находятся на вершине вулкана, тяжелые базальтовые — у основания: например на Везувии и Тенерифе, где вершина состоит из легких лав с удельным весом 2,35 и с содержанием SiO_2 58—54%; ниже по склону, у Портилло, лавы с SiO_2 — 52% и удельным весом 2,945, а у основания близ уровня моря лавы имеют только 47% SiO_2 и удельный вес 3,01. Такой же тройной состав лавы с колебаниями кремнезема от 45 до 57% наблюдается в Гваделупе. Резкая разница в кислотности лав древних и современных установлена исследованиями на Аляске [*19*] (вулкан Катмай), в Малайском архипелаге [*20*] и других местах. Процесс извержения и затвердевания лав происходит при таких сложных и разнообразных физико-химических условиях, что одна и та же магма может диференцироваться или расщепляться на самые различные породы: возможность этого допускали еще Нулет-Скрон, Дарвин, Дэна и др.[1]

Излияние лавы, как указано выше, происходит или из главного кратера, или из трещин, образующихся на склонах вулкана; в том и другом случае потоки ее имеют различную скорость в зависимости от температуры, состава, вязкости лавы и крутизны склонов. Основные жидкие лавы на крутых склонах дают узкие и мелкие потоки, но на пологих склонах или равнинах они расплываются на обширное пространство, производя так называемые *покровы*, т. е. пластообразные залежи лавы, располагающиеся более или менее горизонтально. Кислые же вязкие лавы дают толстые и короткие потоки, удерживающиеся даже на склонах от 20 до 40°, или же, выступая, затвердевают в виде более или менее плоских куполов.

Скорость движения тяжелой лавы обыкновенно около 1—2 *м/сек*, редко 4 *м* и только в исключительных случаях 8 *м/сек;* чаще же скорость эта не превышает 5 *км/час*. Потоки Везувия и Этны сохраняют начальную скорость в 2 *м/сек* или около 7,2 *км/час* только на первых двух километрах, а дальше скорость эта уменьшается вдвое и даже более, так что от наступающего потока лавы окрестные жители почти всегда успевают спастись. Главный поток лавы Везувия в 1906 г. спускался по крутым склонам вулкана со скоростью 3 *км* в час. В некоторых случаях например жидкие и мощные потоки Мауна-Лоа проходили по 20 и даже 30 *км/час* и в расстоянии 15 *км* не обнаруживали еще значительного затвердевания. Замедление движения идет вслед за охлаждением, которое наступает, вообще говоря, очень быстро (см. § 27).

[1] Подробнее о диференциации магмы см. § 29.

В течение последних двух с половиной столетий зарегистрировано около 100 извержений Этны, которые однако, несмотря на свою силу, дали сравнительно мало человеческих жертв, только благодаря тому что сравнительно с другими (Везувий, Пеле и др.) извержения Этны происходят медленно, и население успевает спастись от сползающих на него потоков лавы, поверхность которой быстро твердеет. При большом извержении 1865 г. главный поток лавы в первые сутки прошел 5 *км*, в следующие 1½ суток — лишь 2 *км* и затем в течение 136 часов — еще только 0,5 *км*. Сильнейшее извержение Этны было в 1669 г.; оно продолжалось с 8 марта до половины июля, когда 26 марта рухнула при ужасном сотрясении вся вершина Этны и 6 селений, а 12 было залито лавой (погибло 20 000 чел.). Общая масса извергнутой лавы определялась в 1 000 $м^3$. При этом интересна попытка жителей Катаньи, пробив твердую поверхность лавового потока сбоку, направить его в сторону от Катаньи к Патерно. Жители последнего однако, напав на Катанью, прекратили эти попытки. Наибольшей скоростью лава Этны обладала в 1865 г. — 25 *м/мин*, когда она в течение нескольких часов залила долину Колы. 2 ноября 1928 г. началось последнее большое извержение Этны оживлением одного из боковых паразитических конусов (1910 г.), а затем прорывом большого потока лавы на высоте 1 800 *м*, после пятилетнего покоя. Ширина потока вначале была 6 *м* при 4 *м* высоты, а затем дошла до 10 *м*. Расширяясь вниз по склону, поток лавы на глазах беженцев уничтожал дома, лес, рощи лимонов и апельсинов, полотно железной дороги и станции и лишь 1.5 *км* не дошел до берега моря у Катаньи.

Температура лавы в момент излияния из вулкана весьма высокая, доказательством чего служат ее добела раскаленное состояние, ее текучесть и способность давать такую же жидкую струю, как вода, а между тем материал ее весьма тугоплавок. В момент излияния температуру лавы измерить невозможно; все определения производились уже по прошествии некоторого времени после излияния — при посредстве металлических проволок (серебряных, железных и медных) различного диаметра. Погружая проволоки в лаву, по степени и быстроте плавления их заключали о температуре. Секки, Сен-Клер-Девилль и др. находили этим способом температуру лавы около 700°. Поток лавы Везувия, разрушивший в 1794 г. Торре-дель-Греко, через 6 часов по выходе из кратера имел температуру не менее 1 000°, судя по действию его на металлические вещи, находившиеся в домах. Измерения Н. Скрона в 1820 г. и М. Коана в 1868 г. лавы Стромболи и в кратере Килауэа дают температуру более 1 000°. Температура лавового озера кратера Килауэа в 1913 г. была установлена Шефердом в 1 050—1 275°. Лава Везувия дала температуры от 1 150 до 1 180°.

Но какова бы ни была начальная скорость и температура потока, на поверхности его весьма скоро образуется твердая шлаковая кора, которая вследствие продолжающегося движения ломается с металлическим звоном, разрывается на отдельные куски, число которых постоянно возрастает, и в конце концов они образуют весьма неровную поверхность настолько толстой коры, что лишь немногие трещины в ней доходят до огненного потока.

Лава охлаждается на поверхности до такой степени быстро, что часто весьма скоро после излияния, когда она еще находится в движении, по ней уже можно ходить, как по льду замерзшей реки. Местами, особенно в нижней части потока, лава пробивает застывшую оболочку и выливается наружу, выбрасывая звенящие шлаки и медленно надуваясь в виде пузыря; затем она в свою очередь тоже покрывается твердой корой, которую ломает новый напор лавы.

Твердая кора на поверхности потока является весьма дурным проводником теплоты и потому предохраняет внутреннюю часть от охлаждения. Вследствие этой слабой теплопроводности коры температура воздуха над потоком повышается весьма мало; на Этне деревья продолжают расти и цвести в нескольких метрах от отдушин в коре, и нередко группы их стоят на островке земли, окаймленном рукавами свежего огненного потока. При вступлении потока например в море вследствие той же коры можно было бы ожидать сильнейшего взрыва, а на самом деле происходит только небольшое шипение. Маленькие же бассейны воды производят сильный взрыв; в 1843 г. на Этне такой взрыв произошел от небольшой цистерны, в которую проникла

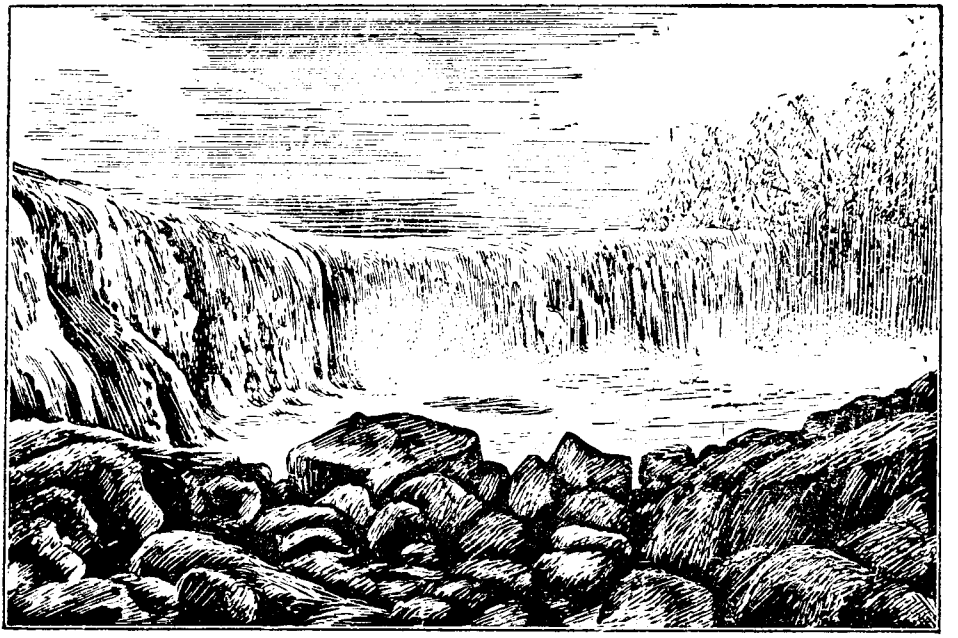


Рис. 325. Лавопад, извергавшийся в озеро около Гило при извержении Мауна-Лоа 1880—1881 г.г.



Рис. 326. Застывший лавопад на Гавайских о-вах.

лава. На высоких вулканах слои снега и льда, по которым проходят потоки лавы, не всегда расплавляются и уничтожаются; напротив, вследствие слабой теплопроводности лавовой коры они иногда сохраняются под лавою в течение многих столетий: например лед наблюдался под лавою Этны, Геклы, под потоками вулкана Невадо-де-Чиллан (Чили), где в 1861 г. извержение происходило через ледник. В 1860 г. из кратера Кетлугья в Исландии выбрасывались одновременно куски лавы и льда. На некоторых вулканах слои снега покрываются слоями лавы, так что разрез вулканических продуктов представляет ряд перемежающихся слоев: белых из снега и черных

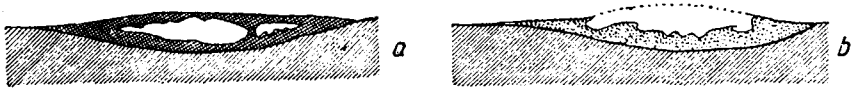


Рис. 327. Тоннель в потоке лавы и его разрушение.

из вулканических продуктов. В Исландии повидимому существуют ледяные гроты под потоками лавы.

Если лучеиспускание лав до такой степени слабо, что не в состоянии растопить лед или сжечь стволы деревьев, то с другой стороны в центральной части потока лава сохраняет теплоту и даже жидкое состояние в продолжение многих лет; например лава, выливпаяся из Хорулло в 1759 г., видимо двигалась еще по прошествии 65 лет, и даже в 1846 г., т. е. через 87 лет, обнаруживала следы тепла; лава Везувия 1858 г. имела еще через семь лет температуру 72°.

В потоках лавы наблюдаются разнообразные пустоты, которые происходят от различных причин. Одни происходят до образования наружной коры:



Рис. 328. Громадный пузырь в застывшем потоке лавы. Исландия. Фот. Кнебеля.

поток жидкой лавы при переходе через пороги ниспадает огненным водопадом или лавопадом, как например при извержении Мауна-Лоа на Сандвичевых о-вах в ноябре 1880—1881 гг., когда мощный поток лавы ниспадал великолепным лавопадом, заливая бывшее озеро (рис. 325 и 326); очевидно, если лавопад застынет, то под ним останется пустота. Другие пустоты образуются после образования твердой коры: например поток, переходя углубление на склонах, нередко образует свод или род тоннеля из коры, как видно на рис. 327, *a*, а на рис. 327, *b* показано, что свод этот уже разрушился. Тоннель лавы г. Шаста в Калифорнии, до 20 *м* высотой и от 6 до 20 *м* ши-

риной, был прослежен на 1,5 *км* в длину, и конец его не был обнаружен. Третьи разнообразной величины пустоты, свойственные в большей или меньшей степени всем лавам, образуются вследствие выделения из них массы паров и газов. Пористое или пещеристое сложение лавы представляет почти общее явление и служит одной из характерных особенностей вулканических пород. Дэна в лаве Килауэа определил 98% воздуха и лишь 2% твердого стекла, а Дэли высчитал до 200 пузырьков в 1 *см*³. Но иногда пещерки при изобилии газов достигают значительной величины: например Гумбольдт в 1803 г. наблюдал в свежем потоке пещерки до 2 *м* длиною и 1 *м* высотою: грот Шевр на Этне принадлежит кажется к тому же роду образований.

Кроме того на поверхности лавы после образования коры газы, пробиваясь наружу, производят извержения и выбрасывают куски шлаков, строя из них фумаролы. Иногда такие конусы достигают значительных размеров

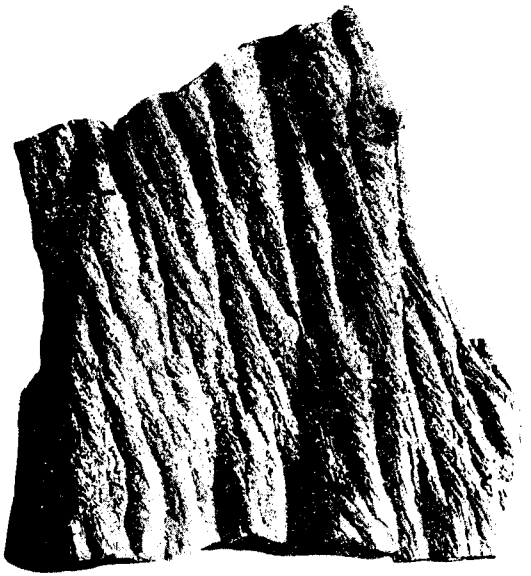


Рис. 329. Волнистая поверхность лавы Везувия. Образец Горного музея Ленингр. горного института, дост. Д. Мушкетовым.



Рис. 330. Лавовый поток на склоне Стромболи. Фот. Риттмана.

и еще более увеличивают неровности на поверхности лавы. По застывании потока они отчасти разрушаются и образуют также тоннели и гроты на поверхности лавы (рис. 328). Один из замечательнейших гротов этого рода находится на о-ве Соединения (Réunion) и известен под именем *пещеры Розе-мона*, которая имеет от 18 до 20 *м* в ширину, до 5 *м* в вышину и до 40 *м* в длину. Как свод, так и почва ее усеяны сталактитами из лавы и представляют чрезвычайно дикий, фантастический вид. То или другое количество газов и паров, проникающих лаву, а также отчасти и состав ее обусловливают характер поверхности потоков.

Поверхность потоков весьма разнообразна по внешнему виду: тем не менее различают только два главных типа лав: *глыбовую* (Blocklava) и *волнистую* (Fladenlava) (рис. 329).

Глыбовая поверхность образуется при быстром затвердевании коры, сопровождающемся громадным выделением газообразных продуктов, и присуща лавам кислым. Быстро образующаяся твердая кора вследствие движения но-

тока разрывается на отдельные глыбы, которые надвигаются друг на друга наподобие льдин во время ледохода на быстрой реке, перекидываются, еще

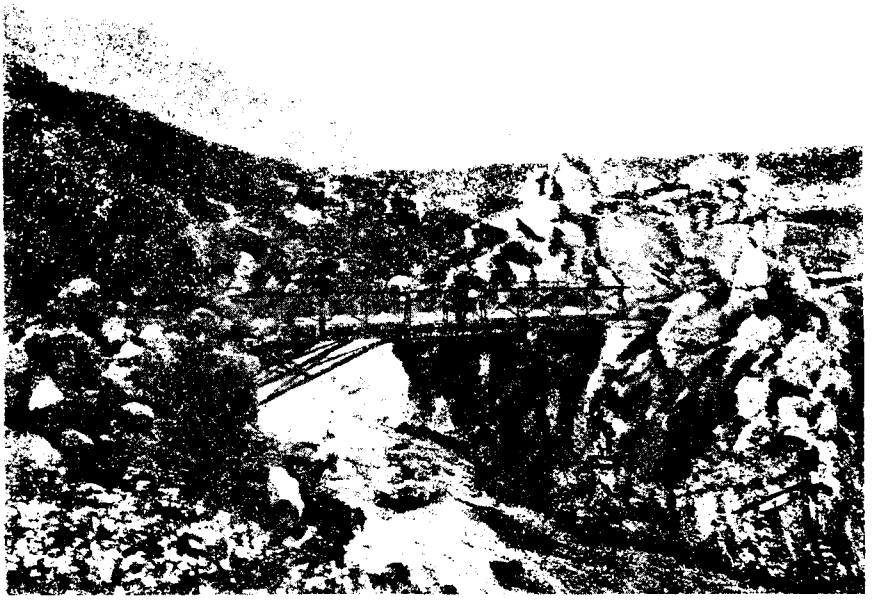


Рис. 331. Лавовый поток, прорванный р. Терек у сел. Снони. Кавказ. Фот. П. Двойченко.



Рис. 332. Поток трахитовой лавы. Азорские о-ва. Фот. Фрндлендера.

более раздробляются или же, соединяясь, образуют неправильные выступы всевозможных форм. Чем больше глыбы, чем крепче они соединяются при дальнейшем остывании, тем сильнее взрывы выделяющихся из лавы газов и

паров, которые еще более увеличивают неровности потока, придавая ему хаотический, дикий вид.

Волнистая лава, напротив, затвердевает медленно, без значительного выделения паров. Кора ее не разбивается на глыбы и поверхность не представляет такого хаотического беспорядка, как глыбовая лава; напротив, отдельные струи, набегая друг на друга или выделяясь из трещин, спокойно передвигаются в виде плоских волн или валиков, которые, застывая, придают всей поверхности спокойно-волнистый характер, без выступов отдельных глыб или их скоплений.

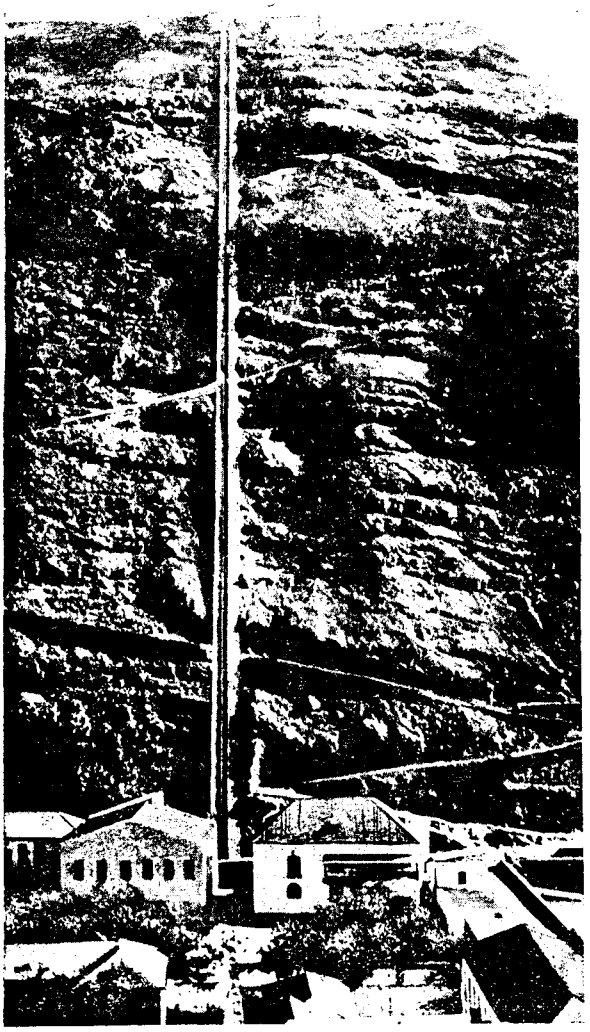


Рис. 333. Громадная слоистая толща древних вулканических продуктов—лав и туфов, слагающая о-в св. Елены в Атлантическом океане (лестница, ведущая наверх скалы, имеет 700 ступеней). Фот. Д. Мушкетова.

Так как разница между тем и другим типом потоков обусловливается главным образом степенью насыщения лавы парами, то очевидно глыбовая лава в длинных и мощных потоках может в конце своего течения, когда из нее выделится большая часть паров, превратиться в волнистую лаву, что действительно и наблюдается на больших потоках, проходящих длинный путь от кратера до подошвы вулкана (рис. 330, 331 и 332).

Рейер заметил, что иногда лава проникнута таким огромным количеством паров, что под влиянием сильного выделения их раздробляется не только на большие глыбы, но даже на мельчайшие частицы, которые образуют поток раскаленной кашеобразной материи, или детритуса (Detritusbrei). Все эти обломки, будучи сцементированы последующими потоками лавы или гидрохимическим путем, производят так называемые *вулканические брекчии* и *микробрекчии*, смотря по величине обломков.

Причинная связь между количеством паров и характером лавы дает возможность по форме потока и свойствам его поверхности заключать об условиях извержения древних лав давно потухших вулканических областей.

Если за выходом одного потока следует другой, более мощный, то он пробивает кору первого потока и производит на поверхности его огненные фонтаны, которые после затвердевания образуют лавовые башни: например на потоке Солимана о-ва Ферро. Несколько потоков, изливающихся в разное время и следующих по одному и тому же направлению, дают целую свиту

нередко разнохарактерных пластов лавы, располагающихся на равнине горизонтально. Такое последовательное накопление слоев лавы наблюдается во многих местах: берега о-ва св. Павла, о-ва св. Елены (рис. 333), Исландия, Кракатау, Декан и др.

Если пары, выделяющиеся из лавы, изменяют характер потоков и обусловливают пористое сложение лавы, то неравномерное охлаждение лавы придает ей особую правильную и характерную для вулканических пород трещиноватость, от которой зависит так называемая *столбчатая*, или *призматическая*, *отдельность* их. Так как кора образуется быстро, а охлаждение внутренней части потока идет медленно и притом после затвердения коры, то очевидно, остывая и уменьшаясь в объеме, она производит разрывы или трещины, которые с ходом охлаждения все более и более прони-

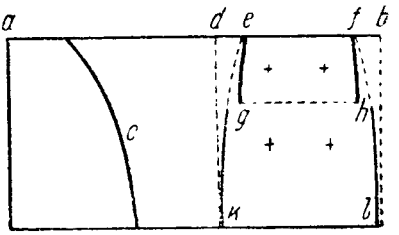


Рис. 334. Схема образования базальтовых столбов.



Рис. 335. Базальтовая отдельность в Бурбуль, Овернь. Франция. Фот. Д. Мушкетова.



Рис. 336. Столбчатая призматическая отдельность базальта.

кают и разделяют всю массу лавы на многогранные столбы, располагающиеся перпендикулярно к поверхности охлаждения.

Как при высыхании глины образуются пяти- или шестигранные столбы, так и при остывании лавы. Если *ab* — поверхность сжимающегося потока

(рис. 334). c — кривая охлаждения, то в некоторый момент тело $dbkl$ займет объем $efkl$. Кривые ek или lf будут зависеть от кривой охлаждения c, т. е. от разницы температуры поверхности и глубоких частей, следовательно чем больше охлаждающееся тело, тем медленнее выделение теплоты, тем больше полиэдры охлаждения; наоборот при очень медленном охлаждении может случиться, что сжатие будет недостаточно для образования трещин. Если расплавленная масса однородна, поверхность ровная и стяжение равномерно, то получаются правильные параллельные пяти- и шестигранные столбы; если масса лавы выступает в виде купола, то столбы располагаются лучеобразно и перпендикулярно к поверхности, сходясь к центру и изгибаясь в сторону наибольшего охлаждения. Резкая граница между столбами разной величины не указывает обязательно на наличие двух потоков, но может возникать и в одном при малой мощности его; следовательно направление столбов или трещин отдельностей в древних потоках дает возможность восстановить первоначальный вид массы, даже если она значительно размыта.

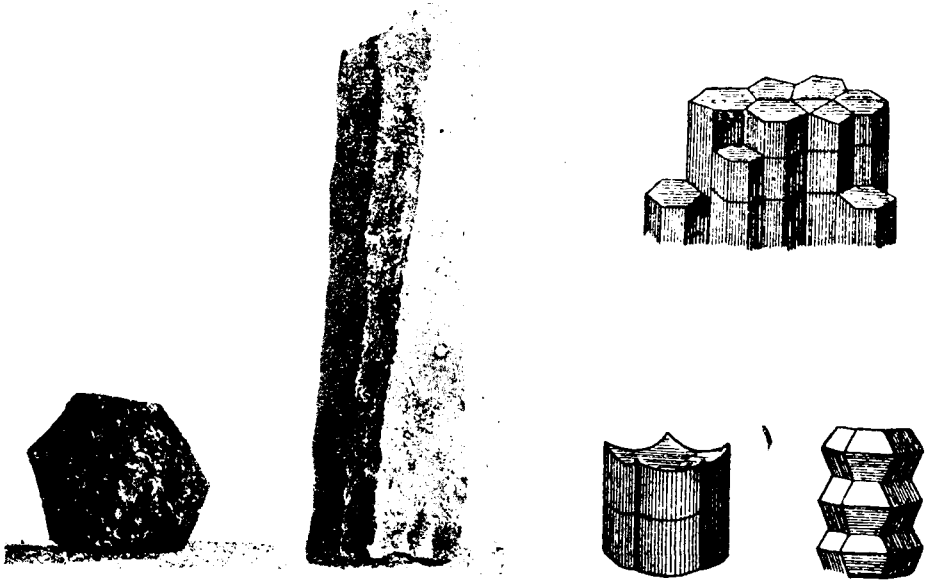


Рис. 337. Форма отдельных столбов базальтовой отдельности.

Призматически столбчатая отдельность (рис. 335, 336 и 337) разбивает породы на правильные многогранные столбы (от 3 до 9 граней), достигающие до 100 *м* и более высоты и разной толщины. Столбы эти располагаются горизонтально (рис. 338), или вертикально (рис. 339), или веерообразно. От выветривания многогранников получается шаровая отдельность: например в так называемом сырном гроте в Эйфеле. Эту отдельность иногда называют базальтическою, но она свойственна кроме базальтов и многим другим породам, даже некоторым осадочным — песчаникам, гипсам и др., в особенности когда они прорваны изверженными породами. Наблюдалась мелкопризматическая отдельность антрацита (Stangenkohle), образовавшаяся из бурого угля в местах прорыва последнего базальтом. Таким же образом иногда растрескиваются футеровочные камни доменных печей после долгой службы, наконец кокс после выжига в печах распадается на такие же призмы.

Эта форма отдельности также вызывается охлаждением: быстрее охлаждающаяся поверхность застывающей массы растрескивается на многоугольники, и при продолжении процесса плоскости, их разграничивающие, про-

ходя вглубь, разбивают и всю массу на призматические столбцы. Из этого ясно, что столбчатость всегда перпендикулярна поверхности охлаждения. т. е. в потоках вертикальна, а в жилах и дайках может быть и горизонтальна, так как перпендикулярна бокам — зальбандам. Столбы базальта достигают иногда чрезвычайной длины — до 30 *м* в Рейнской области и до 60 *м* в Шотландии и Исландии; толщина их колеблется от 1 до 2 *см* и до 1 *м*. Правильные формы кусков базальта весьма удобны для устройства мостовых, а иногда (в Японии) для столбов и колонн. Столбчатая отдельность особенно присуща основным породам.

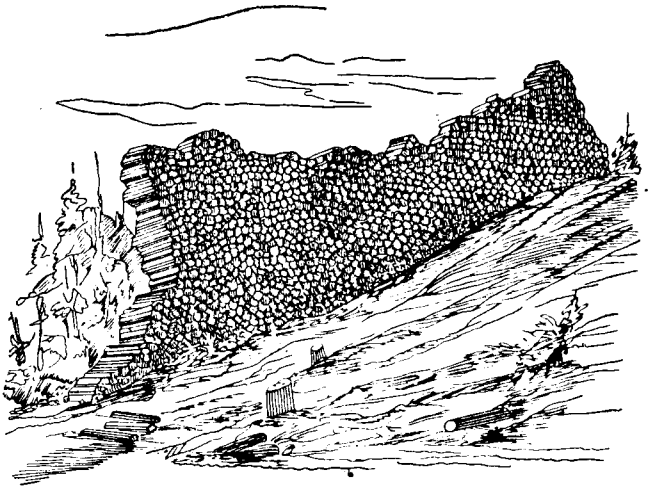


Рис. 338. Базальтовая жила 25 *м* длиною, 2 *м* толщиной, называемая „Чертова стена", Ошиц, Чехословакия.

У некоторых изверженных пород, как например гранитов, благодаря тем же процессам охлаждения развиваются менее отчетливые скрытые плоскости отдельности, вызываемые однообразным параллельным расположением пластинчатых кристаллов, преимущественно слюды, в застывающей магме. Эти плоскости иногда хорошо используются опытными рабочими каменоломен.

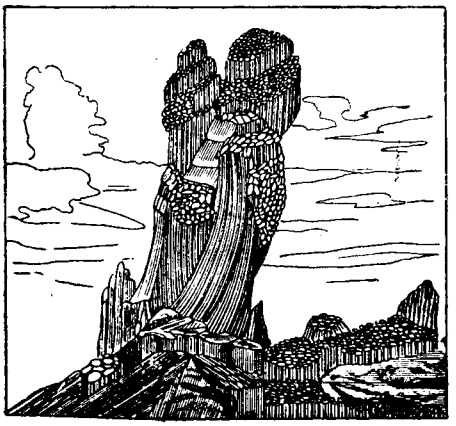


Рис. 339. Столбчатый базальт на о-ве св. Елены.

Со столбчатой отдельностью тесно связана *шаровая* (рис. 340 и 341). Шары, на которые распадается порода, имеют концентрически-скорлуиоватое сложение диаметром от нескольких сантиметров до нескольких метров. Эта форма свойственна породам изверженным, преимущественно стекловатым — базальтам, диабазам, мелафирам, трахитам и порфирам; в скрытом виде она встречается у диоритов, сиенитов и габбро. Среди осадочных пород шаровая отдельность наблюдалась в базальтовых туфах, в нижнетретичных песчаниках Лигурии, в нижнедевонской граувакке (Эренбрейтенштейн у Кобленца), в каменном угле (Силезия — Альтвассер) и др. Очень своеобразная, неправильно-сфероидальная отдельность свойственна иногда диабазам; вся масса породы распадается на искривленные и вытянутые сфероиды, иногда до метра в поперечнике, напоминающие бочки, мешки, кишки и т. д.

Внутри сфероидов, перпендикулярно их поверхности, порода кроме того разбивается призматически. Эти явления хорошо развиты на нижнедевонских диабазах (подводного излияния) области Дилль и Корнваллиса и на нижнесилурийских диабазах в Шотландии (pillow structure). Они могут объясняться тем, что слабое течение лавы происходило еще после распадения ее на сфероиды.

Реже предыдущих встречается отдельность *цилиндрическая*, на которую бывает разбит например андезит (Штенцельберг).

Некоторые из древних базальтовых лав отличаются замечательно правильной столбчатой отдельностью. В Ирландии на Антримском берегу более 40 000 базальтовых колонн выровнены морем наподобие паркета (рис. 343) и прозваны *мостовой гигантов*. В Шотландии знаменитый грот острова Стаффа (рис. 344), пробитый морскими волнами между двумя рядами базальтовых колонн, прославился как произведение полубога Фингала, почему и получил название Фингаловой пещеры. О-ва Циклопов, или Фаральони, недалеко от подножия Этны, образовались, как гласит предание, из тех камней, которые Полифем бросал в корабли Улисса, и пр.

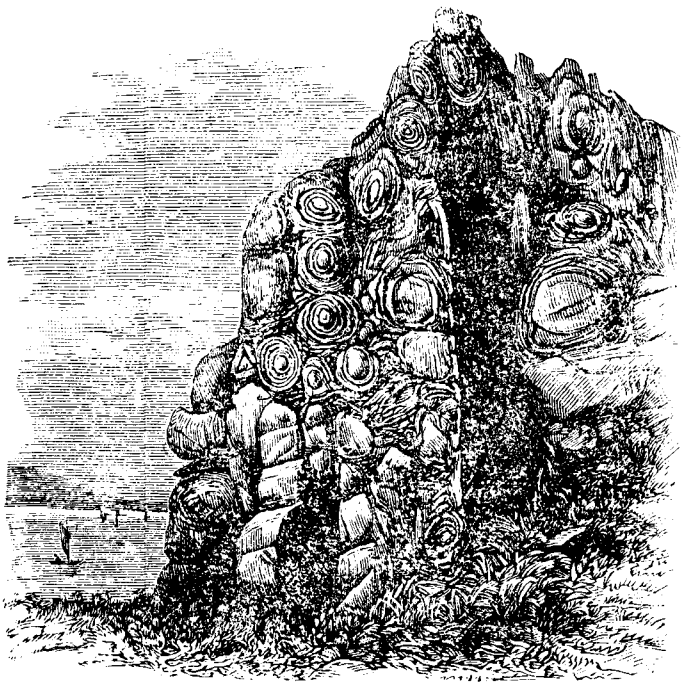


Рис. 340. Шаровая отдельности долерита в Квинсферри. Англия.

Веерообразно расположенные столбы замечательны в Гумбольдтовой скале у Ауссига на Эльбе, в Чехии, в андезитах Казбека на Кавказе, в базальтах Штрейтберга и т. п.

На некоторых частях казбекских потоков, так же как на лавах Армении, наблюдается оригинальная особенность в столбчатой отдельности, а именно: 1) в нижних частях мощных потоков столбы отличаются правильностью и незначительным диаметром; 2) выше столбы толще и короче; 3) наконец еще выше правильность трещин исчезает, и столбчатая отдельность заменяется неправильною многогранною отдельностью с извилистыми трещинами, изогнутыми и часто вытянутыми в направлении движения потока. Эти три пояса отдельности в связи с веерообразным расположением столбов в некоторых потоках, по мнению Левинсон-Лессинга, указывают на влияние охлаждающей поверхности подстилающих пород при происхождении столбчатой отдельности. Кроме того на спуске к ст. Млеты одни и те же андезиты обладают столбчатою и пластинчатою отдельностью. Крупные столбы разбиты поперечными трещинами, которые местами идут не перпендикулярно, а наклонно к оси столбов, разбивают их на пласты и даже тонкие пластины и придают породе пластинчатую отдельность. Таким образом пластинчатая и столбчатая отдельности, встречаясь в одной и той же породе, очевидно генетически связаны между собою.



Рис. 341. Шаровая отдельность (мыс Педро-Кара на Сужарском побережье Онежского озера). Фот. В. Тимофеева.

Хотя столбчатая отдельность свойственна главным образом базальтовым жидким лавам, но она попадается изредка и в трахитовых лавах: например в Моту-Роана Новой Зеландии. Длина столбов или колонн весьма разнообразна: от нескольких сантиметров в базальтах Морвана в Шотландии до



Рис. 342. Выявление выветриванием шаровой отдельности диабаза. Ст. Бер-Чогур. Фот. В. Яворского.

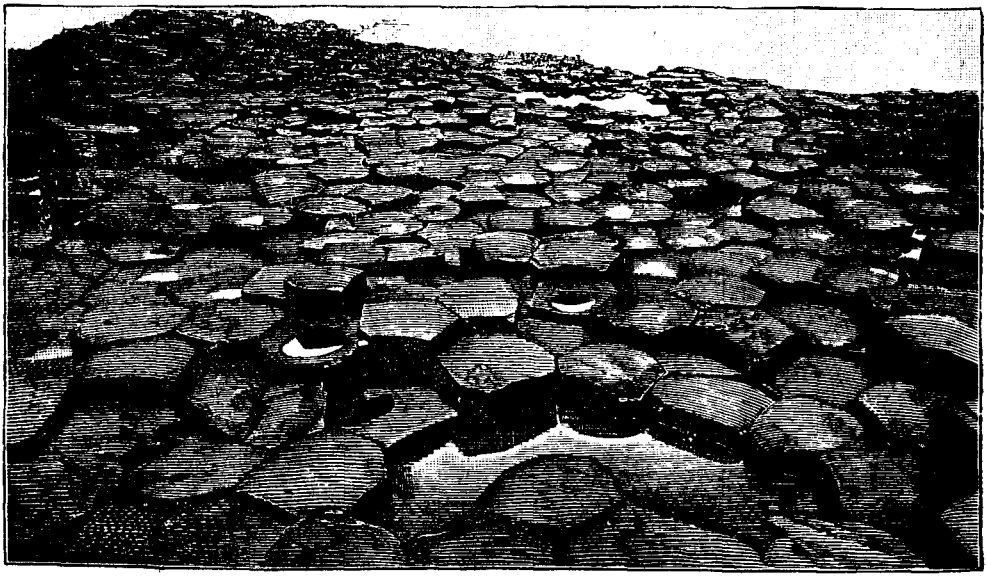


Рис. 343. Столбчатый базальт, так называемая плотина гигантов, на берегу Антрима в Ирландии.

100 *м* и более в Плескине, на Антримском берегу в Ирландии. Базальтовые колонны чаще начинаются на некоторой глубине, сверху же бывают покрыты быстро застывшею корою, состоящею из стекловатых продуктов, как это видно на рис. 344. С другой стороны, они уменьшаются и даже исчезают

с глубиною, как это показал Рейер на некоторых потоках древних вулканов Падуа.

Кроме вертикальных трещин и столбчатой отдельности при остывании лав, особенно неоднородных по сложению и составу, образуются еще гори-

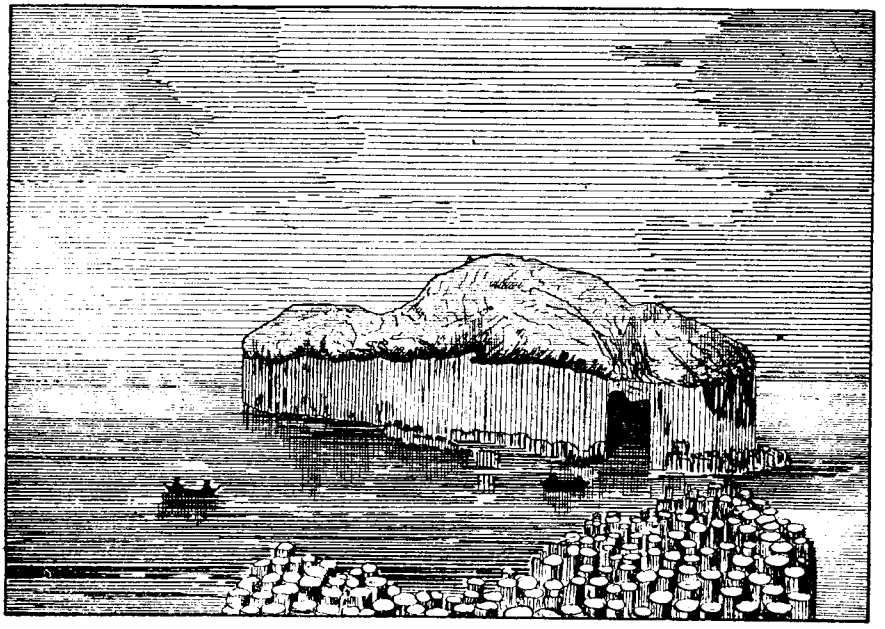


Рис. 344. Фингалова пещера на о-ве Стаффа.



Рис. 345. Матрацевидная отдельность гранита на р. Баскан в Джунгарском Алаотау. Фот. В. Калесника.

зонтальные трещины, т. е. часть *efgh* (см. рис. 334) трещиною *gh* отделяется от нижележащих частей. Нередко трещины эти развиваются в значительном количестве и с большою правильностью, вследствие чего происходит *пластин-*

чатая или *плитняковая отдельность*, которая всегда направляется параллельно поверхности потоков, а в жилах — параллельно бокам жил, т. е. согласно с направлением пятнистости или шлирового сложения лав; следовательно в потоках преобладает горизонтальная пластинчатость, а в жилах— вертикальная. С глубиною пластинчатость уничтожается, как и столбчатость. В куполообразных выходах, например в фонолитах Гельдбургера, пла-



Рис. 316. Матрацевидная отдельность гранита.

стинчатость располагается, как листья артишока или лука; то же в фонолитовом куполе Шлоссберга у Теплица, Шлиднигберга у Билина и пр. Рихтгофен приводит пластинчатую отдельность даже у некоторых гранитов Китая.

Различают еще следующие формы отдельности:

Неправильно-полиэдрическая отдельность. Вся масса породы распадается на куски совершенно неправильной, остроугловатой формы. Эта форма отдельности свойственна как осадочным породам — граувакам,

известнякам, кварцитам, так и изверженным — преимущественно порфирам, диабазам и диоритам.

Плитообразная отдельность. Порода разбивается на плиты ровные и изогнутые. Эта форма присуща только изверженным вулканическим породам, преимущественно кислым, и возникает благодаря различному натяжению, проявляющемуся в остывающей массе на разных расстояниях, перпендикулярно к поверхности охлаждения ее. Чем скорее шло остывание, тем сильнее развивается плитообразная отдельность. Поэтому она особенно характерна для верхних частей лавовых потоков, для краев жил (так называемых зальбаид) и исчезает по направлению к внутренним частям их. Если плиты очень толсты, как у гранитов, то говорят о «матрацевой» отдельности



Рис. 347. Параллелепипедальная отдельность гранита, переходящая от выветривания в матрацевую, в Исполиновых горах.

(рис. 345—347); если же они наоборот очень тонки, то возникает ложносланцеватое сложение, как например у фонолитов, кварцпорфиров, трахитов и андезитов.

Параллелепипедальная или *матрацевая* (рис. 347) отдельность получается тогда, когда три системы трещин разбивают горную породу на отдельные параллелепипеды. Как разновидности ее можно назвать отдельности: *кубическую, ромбоидальную, призматическую, квадратную,* или *квадерную* и др. Отдельности эти особенно часто встречаются в гранитах, квадерных песчаниках, доломитах, когда одна из плоскостей представляет собой плоскость напластования; иногда она присуща и гранитам.

Формы отдельности — стяжения от высыхания — проявляются и в очень малом масштабе в различных отложениях: призматическое растрескивание известняка, периферическое растрескивание глинистых и железистых конкреций, мелкая столбчатость, иногда базальтическая, некоторых глин и т. п.

Пластинчатость обусловливается главным образом неоднородностью расплавленных масс, и пластины образуются в плоскостях наименьшего со-

противления, т. е. параллельно поверхности остывающей массы, как обыкновенно располагаются все составные элементы лавы, не исключая каких-либо включений и даже мельчайших кристаллов, обусловливающих флюидальную структуру вулканических пород. Следовательно образование пластинчатой отдельности находится в зависимости кроме температуры от разновидности сложения, тогда как столбчатая или призматическая отдельность зависит только от неравномерности охлаждения без отношения к сложению породы, хотя обе отдельности могут находиться совместно, как показывают андезиты Млеты на Кавказе. Пластинчатость, так же как и столбчатость, помогает восстановить форму размытых древних вулканических образований и кроме того позволяет определять сдвиги, сбросы или вообще перемещения в вулканических породах.

Величина потоков и масса лав, выделяющихся в течение одного извержения, колеблется в широких пределах. Обыкновенная толщина потоков основных лав — около 10 *м*, но в углублениях, встречаемых на пути, они достигают 20 и даже 50 *м*. Поток лавы Этны при извержении в июне 1923 г. достигал 700 *м* в ширину и 8 *м* в глубину; площадь обыкновенных потоков — около 1 *км*^{2}, но больших доходит до 10 *км*^{2} при ширине в 1 *км*, длине в 10 *км*, толщине 10 *м*. Исполинские потоки доставляют до 1 *км*^{3} лавы.

Для наглядного представления о массе лав Рейер принимает за единицу сравнения средний дом в 10 *м* в стороне, т. е. в 1 000 *м*^{3} объемом, и разделяет потоки следующим образом:

Маленькие потоки	10 000 000 *м*^{3} или	10 000 домов или	0,01 *км*^{3}
Большие „	100 000 000 „ „	100 000 „ „	0,1 „
Исполинские „	1 000 000 000 „ „	1 000 000 „ „	1 „

Большая часть потоков по объему не превышает 0,1 и даже 0,01 *км*^{3}, но исполинские доставляют несколько кубических километров расплавленного вещества. Скаптар-Иокуль в Исландии в 1783 г. излил громадную массу лавы; первый поток заполнил долину ручья в 70 *м* шириною и от 100 до 200 *м* глубиною; последующий низвергался исполинским каскадом, а за ним следовал третий поток. Потоки имели от 60 до 80 *км* длины и от 10 до 24 *км* ширины, мощность их на склонах доходила до 10—20 *м*, но на равнине до 30 *м*, объем —до 10 *км*^{3}, т. е. в 10 раз больше самого громадного потока Этны 1669 г., составлявшего 1 *км*^{3}. Полагают, что трещина, рассекшая надвое Исландию, была по всей длине, в 160 *км*, наполнена лавою, так как в разных пунктах на ней образовались конусы извержения; общее количество лавы равнялось по объему Монблану, т. е. было достаточно, чтобы покрыть весь земной шар слоем лавы около миллиметра толщиной. Самый поразительный кратер во всем мире — Килауэа на одном из Сандвичевых островов Гавайи (рис. 348), он нередко изливал громадные потоки и представляет обширное огненное озеро (5 *км* длины, 2,5 *км* ширины и до 11 *км* окружностью, на высоте 1 200 *м*), в котором лава то подымается, то опускается, постоянно клокочет и время от времени изливается исполинскими потоками. В 1540 г. кратер Килауэа наполнился до самых краев, и из трещины ниже его вылился поток в 60 *км* длины и 25 *км* ширины, который изменил очертание морского берега и погубил массу рыбы около него; по словам Дэна, общая масса потока в 17 раз превосходила количество земли, вынутой при прорытии Суэцкого канала, т. е. около 6 млрд. *м*^{3}. Не менее мощные потоки доставлял Килауэа и впоследствии, как видно на прилагаемой карточке Дэна о-ва Гавайи (рис. 348). В 1855 г. образовался поток в 40 *км* длиной, 5 *км* средней ширины (максимум 10 *км*); потоки 1859 и 1881 гг. имели до 50 *км* длины и до 2,5 *км* средней ширины, мощность их не превышала 10 *м*, объем же первых двух — около 1 *км*^{3}, а последнего — до 2 *км*^{3}.

История вулкана Килауэа, известная с 1823 г., показывает чередование циклов, состоящих из следующих фаз: 1) поднятие уровня жидкой лавы в кратере; 2) излияние лавы; 3) опускание поверхности над местом истечения лавы и т. д. В некоторых случаях это поднятие, предшествовавшее излиянию, достигало, как в 1832 г., 200 *м*. Изучение гавайских вулканов за последнее десятилетие сделало большие успехи благодаря организованной там специальной вулканологической обсерватории с проф. Джаггаром во главе, ведущей тщательные наблюдения как над составом выделений вулканов, так и над количеством их, характером и сопровождающими извержения колебаниями поверхности и помещающей все эти данные в еженедельных бюллетенях. Нередко они дают уже возможность предсказывать извержения, как осенью 1929 г. Часть поднимающейся лавы всасывается иногда обратно в жерло; так в период с 1925 по 1929 г. ушло обратно около 30%. В июле 1927 г. осталось около 2 500 0000 *м*^{3} извергнувшейся лавы, а в феврале 1929 г. — около 1 500 000 *м*^{3}. 6 сентября 1934 г. в 2 часа 44 мин. дня началось новое

излияние из кратера Килауэа, сначала большими фонтанами лавы, а затем огненным каскадом ее, вырвавшимся из расселины западной стены кратера; отдельные струи лавы, длиной до 270 *м*, падали в расплавленное озеро, которое через 20 мин. после начала извержения покрывало уже площадь в 36 *га*. В 6 час. дня каскад прекратился, но фонтаны продолжались, а к полуночи глубина озера лавы достигла 20 *м*. С 3 час. ночи извержение стало быстро ослабевать. Оно походило на многие другие последнего времени, продолжавшиеся однако от одной до трех недель. Вместе с тем Килауэа — безопасный вулкан, не губящий людей именно благодаря отсутствию в нем взрывов и никогда не прекращающемуся свободному кипению лавы в его кратере Халемаумау. После значительного извержения Халемаумау 6 сентября 1934 г. он стал показывать признаки нового оживления летом 1935 г.

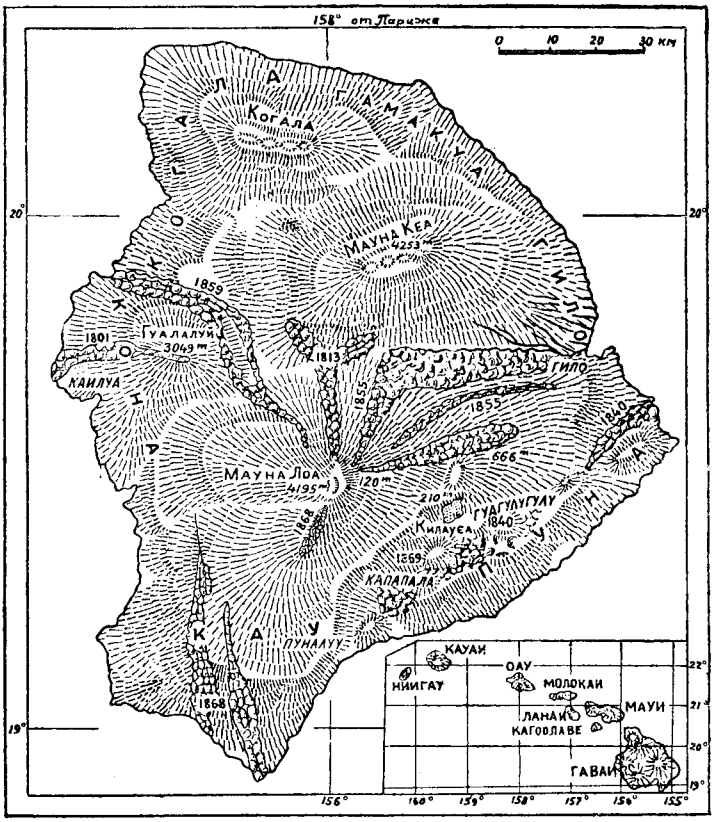


Рис. 348. Карта о-ва Гавайи.

При извержении на Санторине в 1866 г. в течение 52 дней из кратера Георгиоса вылилось 6 634 000 $м^3$, что дает 132 000 $м^3$ в день. По сравнению с этими исполинскими потоками излияния Этны, Везувия и др. считаются небольшими, так как объемы их обыкновенно менее 1 $км^3$; только в 1669 г. Этна доставила 1 $км^3$, потоки же 1865 г. — 0,1 $км^3$, 1879 г. — 0,6 $км^3$ и т. д., потоки Везувия еще меньше, но общая масса конуса извержения Везувия содержит 2 $км^3$.

Заппером [*1e*] сделана сводка данных о количестве извергнутых в последнее время вулканами масс. Из нее мы видим, что наибольшее количество их доставлено не вулканами, извергающими часто, но наоборот — редко, с большим промежутками, или однажды (в историческую эпоху). Заппер относит к первой категории (гигантских извержений) вулканы, дававшие более 1 000 млн. $м^3$(1 $км^3$) вещества, ко второй — от 100 до 1 000 млн. $м^3$, и разделяет те и другие на две группы.

1. Извергавшие лавы:

Ляки (Исландия)	1783 г.	12,5 $км^3$
Эльджья	950 г.	9 „
Ланцерот (Канарские о-ва)	1730—1736 гг.	1,5 „
Ключевская (Камчатка)	1829 г.	3,5 „
Савай (о-ва Самоа)	1905—1906 гг.	1 „

Наряду с этими Дэли дает следующие цифры меньших извержений:

Семеру (Ява)	1885 г.	0,3 $км^3$	Мауна-Лоа (Гавайи)	1852 г.	0,3 $км^3$
Этна	1669 „	0,98 „	„	1880 „	0,45 „
„	1852 „	0,42 „	„	1864 „	0,41 „
„	1879 „	0,57 „	„	1907 „	0,15 „

2. Извергавшие преимущественно рыхлые продукты:

Тамбора (о-ва Сумбава)	1815 г.	150 км³
Козегвина (Никарагуа)	1835 „	50 „
Кракатау (Зунд. прол.)	1833 „	18 „
Ляки (Исландия)	1783 „	2—3 „
Аскпа	1875 „	3—4 „
С. Мария (Гватемала)	1902 „	более 4 „
Таравера (И. Зеландия)	1886 „	1,5 „

Первое место с 1500 г. принадлежит вулкану Тамбора по массе извергнутого материала, превышающего совокупность всех рыхлых продуктов, извергнутых где-либо за эти 400 лет.

Область преобладания рыхлых продуктов извержения — Индонезия (Тамбора, Кракатау, Бандай-сан и др.), а лавовых — Исландия и о-ва Гавайские, Канарские, Самоа.

Общая масса извергнутых с 1500 г. рыхлых масс — до 300 км³, тогда как лавы — лишь 50 км³.

Распределение потоков лавы имеет существенное значение как для возрастания и формы вулканов, так особенно для внутреннего строения их. Большею частью потоки лавы, выходя из кратера извержения, распределя-

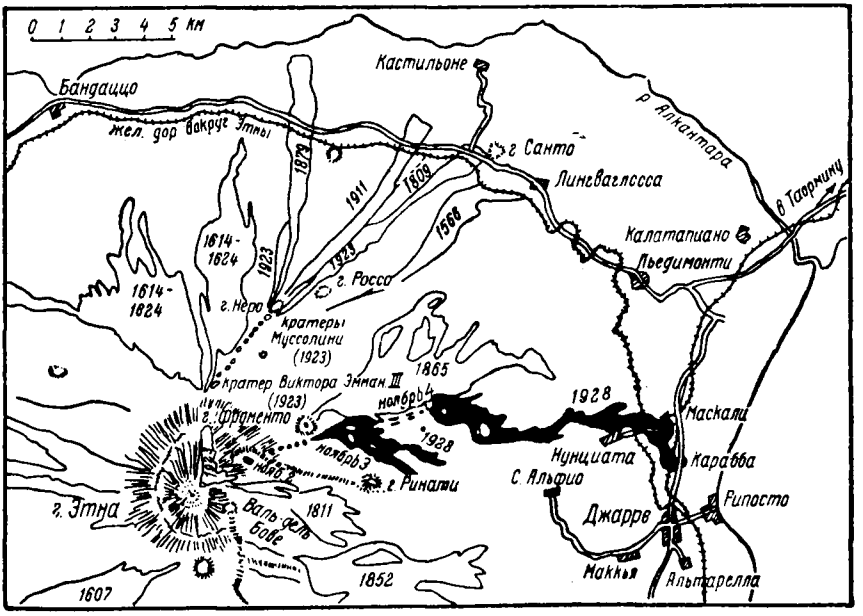


Рис. 349. Карта северо-восточного квадранта Этны по проф. С. дн Франко и И. Фридлянду.

Лавы отмечены датами их извержений. Лава 1928 г.—сплошным черным.

ются весьма неправильно в зависимости от степени и неравномерности разрушения краев древнего кратера, в центре которого происходит извержение, а также от расположения трещин на склонах вулкана, через которые, как выше уже замечено, происходят часто излияния лавы. Если кратер извержения окружен кольцевой долиной, то очевидно произойдет кольцевой поток лавы, если же края кратера разрушены с какой-либо одной стороны, то потоки лавы будут устремляться по тем склонам, со стороны которых находится брешь в кратере. Например на Везувии Сомма только с северной стороны окаймляет кратер извержения, с южной же он открыт, вследствие этого все новые потоки лавы стекают только по южной половине склонов вулкана;

северная же половина склонов, защищенная Соммою, совсем не получает потоков лавы и сложена преимущественно из пластов туфа. Этот пример наглядно показывает, что рост вулканов, в данном случае Везувия, происходит неправильно, а потому и состав их может быть неравномерным или неодинаковым на разных склонах.

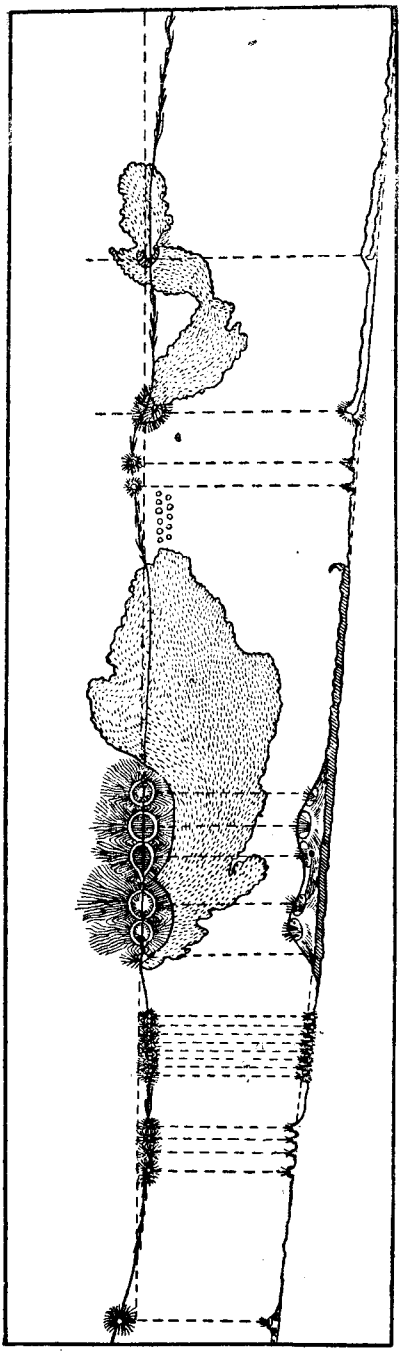


Рис. 350. Паразитические кратеры Этны.

Само собою разумеется, что всякое изменение кратера и в особенности перемещение, точно так же присутствие на склонах какой-либо обширной котловины вроде Валь-Бове ведет за собою новое распределение потоков лавы, как это наблюдается например на Этне (рис. 349). Но особенно существенное влияние на распределение потоков оказывают характер и расположение трещин, через которые, извержения, особенно в высоких вулканах, происходят чаще, нежели от главного кратера, и по которым располагаются второстепенные или так называемые *паразитические* кратеры (рис. 350). В каждом вулкане следует различать главные и радиальные трещины.

Главные трещины относятся не только к вулкану, но также и к основным породам, служащим пьедесталом вулкана; это трещины сбросов в земной коре или линии направления дизъюнктивной дислокации, которые служат не только путем выхода лавы в отдельных вулканах, но также определяют группирование вулканов правильными рядами. Идея о зависимости рядового расположения вулканов от главных трещин в земной коре высказана Л. Бухом, П. Скропом, Зюссом, Рейером и др. Прекрасными примерами этой связи могут служить многие области Исландии, например Гекла и особенно Ляки (см. рис. 281), где на расстоянии 24 *км* находится 34 больших и до 60 маленьких кратеров, составляющих один длинный ряд вулканов. На о-ве Ланцероте по трещине, образовавшейся в 1730 г., сформировалось уже 25 конусов, из которых самый большой имеет около 300 *м* высоты (рис. 351). Та же связь прослежена Науманом для вулканов Японии, Зюссом для вулканов Италии, Центральной и Северной Америки и пр. (рис. 352).

На главной трещине может образоваться или один вулкан, или вулканический гребень, или же целый ряд вулканов, смотря по форме трещины: если она равномерной ширины на значительном протяжении, то получится гребень; если же она со многими расширениями, разделенными сужениями, то образуется ряд вулканов, причем каждый вулкан будет соответствовать расширению трещины; если же она короткая и значительно расширена только в одном месте, то получится только один вулкан. Нередко вместе с главной трещиной образуются несколько параллельных с ней, на которых вулканы будут рассеяны, так сказать, спорадически; тогда, очевидно, рядовое расположение их замаскируется, но детальное исследование всегда откроет его. Наконец маскировка рядового расположения вулканов может обусловливаться еще и тем обстоятельством, что главные трещины бывают двух родов: продольные и поперечные по отношению к господствующему рельефу данной

местности; следовательно, если вулканы располагаются по тем и другим трещинам, то в местах пересечения их ряды вулканов должны заменяться группами. На расположение вулканов вдоль поперечных трещин указывают разные исследователи; например вулканы Центральной Америки стоят на поперечных трещинах, также Папандаянг, некоторые вулканы Тенерифа. Рейер, указывая, что Этна стоит как раз в углу пересечения продольной и поперечной трещин, выводит на основании наблюдений над перемещением главного кратера к СЗ, что поперечные трещины для тектоники вулкана имеют несравненно бо́льшее значение, чем продольные. Длина главных трещин, судя по длине жил древних вулканических пород, достигает значительной величины: например в Дургаме (северо-восток Англии) долеритовая жила прослежена на 100 *км*, в Новой Шотландии — до 200 *км*, средняя же толщина — около 20 *м*; во всяком случае размеры их таковы, что указывают на огромную массу вулканических пород, принимающих участие в строении земной коры. Эта зависимость распределения вулканов от трещин дислокации выступит еще рельефнее, когда мы рассмотрим географическое распространение вулканов на земной поверхности.

Радиальные трещины принадлежат только самому вулкану и, как объяснял Рейер, происходят от удара, производимого восходящей массой лавы наподобие того, как выстрел производит в стекле отверстие с радиальными трещинами, или как извержение из-под льда сопровождается радиальными расселинами, расходящимися от центра разрушения, или как вертикальные удары при землетрясениях производят в однородных породах лучистые трещины на поверхности и т. д. Само собой понятно, что в вулканах, вследствие неравномерности состава их на разных склонах, радиальные трещины не могут быть такими правильными, какие получаются в однородной среде, например стекле, льде и пр., а потому радиальность вулканических трещин далеко не совершенная, хотя и распознаваемая.

Прекрасным примером радиального расположения потоков лавы в зависимости от радиальных трещин служит Этна (рис. 350), где направление трещин определяется расположением второстепенных конусов извержения. После извержения из Монте-Фрументо на Этне 31 января 1864 г. Сильвестри 2 февраля наблюдал радиальные трещины по склонам Этны у центра извержения: на них образовались семь новых конусов из туфа с кратерами от 10 до 90 *м* в диаметре. Вначале из них вытекала лава, но через несколько дней лава выделялась только из наибольших конусов. Поток лавы двигался по склону сначала со скоростью 25 *м/мин*, но при приближении к равнине он замедлялся и расширялся, так что в первые 60 часов он прошел 6 *км*, а в следующие дни он главным образом расширялся и утолщался за счет вновь прибывающих масс лавы и почти не удлинялся. Поток этот имел среднюю толщину около 10 *м*, хотя местами достигал 50 *м* и содержал около 20 млн. $м^3$ лавы.

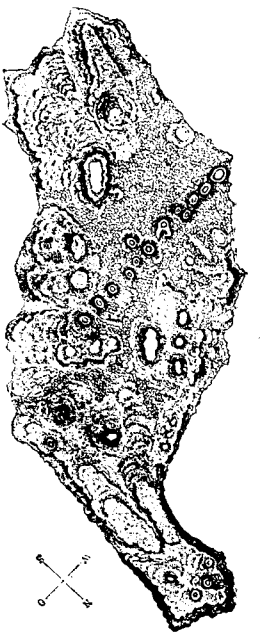


Рис. 351. О-в Ланцерот с правильными рядами вулканов.

Такие же радиальные трещины наблюдались при извержении 29 августа 1874 г., когда образовалось до 35 небольших конусов извержения. На рис. 350 показан, согласно Сильвестри, план и профиль второстепенных конусов извержения на склонах Этны, происшедших по радиальным трещинам. Образование радиальных трещин и излияние по ним лавы, которая, застывая, дает радиально расположенные жилы, прорезывающие слои туфа, наблюдались много раз в различных действующих и потухших вулканах: например Спаланцани при извержении Этны в 1779 г., Л. фон-Бух на Канарских о-вах, Крутт в Исландии; Саргориус фон-Вальтергаузен определил жилы Валь-дель-Бове, сходящиеся к центру извержения. Зюсс и Рейер нашли радиальное расположение жил в давно потухших и совершенно размытых вулканах Венда в Падуа, по которым возможно восстановить центр бывших извержений. Но особенно много таких примеров приводит А. Гики в своем капитальном сочинении о древних вулканах Великобритании.

Так как с образованием трещин всегда соединяется некоторая дислокация, то очевидно, что они не могут быть совершенно равномерны, и потому-то жилы, образующиеся в них, местами значительно расширены, местами же сужены до выклинивания. Точно так же в потухших размытых вулканах жилы твердой лавы, менее поддающиеся выветриванию, нежели рыхлый туф, выступают не только в виде сплошных стенообразных масс, называемых дайками, но также в виде отдельных скал, так сказать, отрывков или частей жил, соответствующих расширениям, которые однако располагаются рядами, согласными с направлением бывших радиальных трещин. Разумеется, в действующих вулканах обнажения подобных жил встречаются редко, так как постоянное накопление продуктов извержения маскирует формы денудации, но тем не менее они наблюдаются например в Сомме на Везувии. В потухших же вулканах они выступают отчетливо вследствие размытия рыхлых продуктов.

Все вышесказанное относительно потоков и покровов лав относится только к тем из них, которым в большей или меньшей степени присущи

свойства жидкого, хотя бы и очень густого тела. Совершенно иной, довольно редкий, правда, характер имеет появление на поверхности лав в уже застывшем и вместе с тем сплошном, не раздробленном (на бомбы, туфы и пр.) состоянии выступов кислых лав.

Явление это впервые наблюдалось весьма отчетливо при упомянутом уже извержении горы Пеле и детально описано Лакруа. [*1к*] следующим образом. После того как в древнем кратере вулкана, имевшем большую выемку на южном крае, имели место взрывы и когда окончилось выбрасывание из него раскаленных туч, на месте этого кратера образовалось скопление андезитовой лавы, которая почти совершенно заполнила прежнее углубление, в виде купола до 800 *м* диаметром. На нем в начале октября 1902 г. (т. е. через 5 месяцев после начала извержения) начал медленно возвышаться остроконечный обелиск (рис. 353), который к 31 мая следующего года достиг своих максимальных размеров (476 *м* вышины от основания и 1 608 *м* высоты над уровнем моря). По мере выдвигания обелиска на его боках образовывались выступы, а также отрывались глыбы, которые скатывались вниз. По ночам видны были раскаленные полосы, указывавшие на образование трещин. Возвышение обелиска шло неравномерно, часто его высота уменьшалась вследствие обрушивания вершины. Поднятие происходило сначала по вертикальному, а затем наклонному направлению. Образование такого обелиска Лакруа объяснил выпиранием застывшей массы андезитовой лавы, подобно тому как проволока вытягивается протаскиванием металла через отверстие в стальной доске. Снаружи масса затвердевала, а внутри оставалась еще вязкой, производила взрывы газа, выбрасывала горячие тучи, что сопровождалось ее обрушением, быстро сменявшимся повышением.

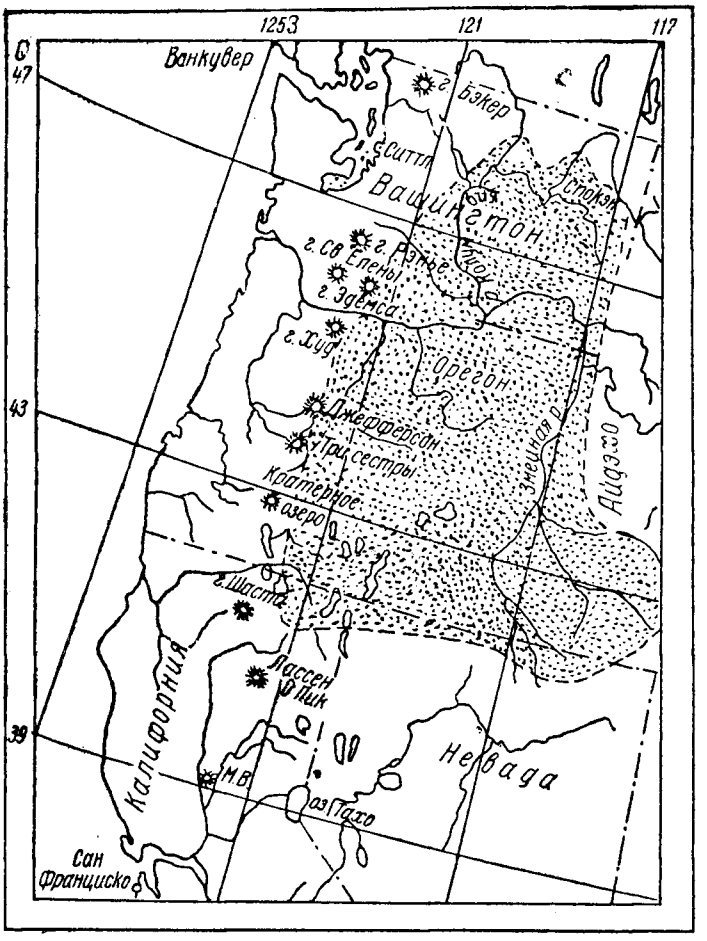


Рис. 352. Карта вулканов Каскадных гор.

Точками обозначена область, покрытая массовыми излияниями базальтов Колумбии. *М. В.* — Мерисвиль Бьюттис.

Лишь кислые, очень вязкие лавы могут образовывать подобные купола и выступы. Но такая вязкость, по мнению Лакруа, может иногда быть присуща и более основным лавам, если они выступают очень медленно, быстро и достаточно охлаждаясь. Таким образом *образование куполов зависит не*

только от химического состава магмы, но и от условий, при которых она выходит на поверхность (рис. 354).

Образование куполов наблюдалось нидерландскими геологами [*29*], в последнее время также на о-ве Яве (вулканы Мерапи, Гелунгунг), Рюанг и около о-ва Махенгетанг (подводный вулкан). При посещении вулкана Гелунгунга 11 августа 1918 г., после последнего его извержения 18 июля

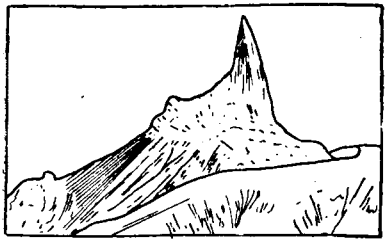


Рис. 353. „Игла", поднявшаяся после извержения горы Пеле в 1902 г.

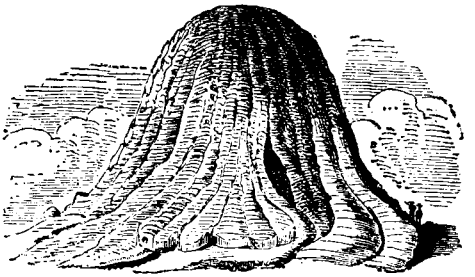


Рис. 354. Колоколообразный лавовый конус на о-ве Бурбон.

того же года, было обнаружено появление в кратере, на месте ранее занимавшего его озера, купола андезитовой лавы в 400 *м* длиной, 300 *м* шириной и 130 *м* высотой.

Из 27 вулканов Явы наибольшее количество жертв уничтожил Гелунгунг. Дно его кратера в 2 *км* диаметром лежит на высоте 1 000 *м* над морем и покрыто роскошной растительностью. С внутренних вертикальных стен кратера падают каскады воды, а в середине лежит прекрасное озерко, изоби-



Рис. 355. Купол, поднявшийся в кратере вулкана Гелунгунг на Яве в июле 1918 г. Фот. Беммелена.

лующее рыбой. В 1918 г. по краю кратера медленно поднялся раскаленный купол в 400 *м* диаметром и 80 *м* высотой (рис. 355), который парит еще и сейчас. Постепенно оседая и разрушаясь, он издает внутри различные звуки, а застывшая шлаковая поверхность при подъеме легко раздавливается ногами. При его поднятии лишь непосредственно окружавшая вода вскипала, в целом же озерко не нагревалось, и рыбы хорошо пережили это событие. Такие купола поднятия, редкие на Земле вообще, на Яве часты (в 1932 г. поднялся в кратере Мерапи). Они отображены в замечательном

архитектурном произведении IX века, стоящем между вулканами Мерапи и Сумбинг, в 40 *м* высотой и 120 *м* диаметром, очень сложном «Боробудур».

Поверхность этих яванских куполов шлаковая, но вслед за тонкой шлаковой корой внутри все сложено массивной сплошной лавой. В случае истекания ее (вулкан Рюанг — апрель 1904 г.) скорость потока не превышала 9 *м* в день, т. е. была ничтожной, еле заметной. Химически эта лава содержала от 54 до 56% SiO_2. После первых сильных взрывов, установивших сообщение по жерлу и прочистивших кратер, в дальнейшем было очевидно достаточно лишь легкого давления, чтобы заставлять лаву выдавливаться наверх, заполняя кратер, вытягиваясь в нем в виде купола и немедленно же застывая. Вместе с тем процесс этот, как и на Пеле, в течение известного периода должен был итти непрерывно, так как иначе выводное отверстие снова закупорилось бы. При последнем извержении того же Рюанга в 1914 г. (через десять лет) однако не происходило образования купола повидимому в силу чрезмерной вязкости лавы, сразу забившей кратер; при этом выбрасывались характерные кислые «хлебные» бомбы, и содержание SiO_2 повысилось до 57,6%.

Все рыхлые или «пирокластические» отложения вулканов можно квалифицировать (по Вольфу) следующим образом (таблица 35).

Таблица 35

Цемент	Обломки, бомбы, шлаки	Лапилли, песок	Пепел
Магма	Брекчии: 1) эвтакситы, атакситы 2) вулкан. брекчии 3) агломерат. лавы. 4) шлаковые агломераты	Агломератовые лавы	Туфо-агломератовые лавы
Пепел	Туфы и конгломераты отложения: 1) восходящих масс извержения 2) нисходящих масс извержения 3) грязевых потоков	Туфы лапиллевые и пепловые	Туфы пепловые
Пепел и осадки	Туффиты	Туффиты	Туффиты

Эвтакситами и атакситами названы (Левинсон-Лессинг) брекчиевидные лавы, захватившие в жидком виде посторонний материал и потому неоднородные — полосчатого и шлирового вида: например лавы (туфовые) Пиперно у Неаполя. Лавы более грубого сложения называются агломератовыми; в них обломки ранее затвердевшей лавы сцементированы более поздними излияниями.

Подводные извержения занимают среднее положение между плутонизмом и поверхностным вулканизмом. На дне океанов давление достигает 10 000 *м* водяного столба, а с другой стороны соприкосновение лав с водой вызывает их быстрое охлаждение. Так как непосредственно подводные извержения не наблюдаются, то о них меньше известно, хотя количество их больше, поскольку $^5/_8$ Земли покрыто морями. Вулканические острова представляют собой часто величайшие вулканы Земли, так как над водой видны лишь вершины их, поднимающиеся с больших глубин. Например группа Гавайских о-вов, вытянутая (в силу тектонических причин) с ЮВ на СЗ, поднимается над дном океана на 4 000 *м*, образовавшись в конце юры или

мела (ларамийская орогения). Над уровнем океана (рис. 348) вулканы Гавайи поднимаются еще до 4 168 *м* (Мауна-Лоа), имея следовательно общую высоту свыше 8 000 *м* и состоя из вулканического материала. Ключевская же сопка на Камчатке, имея высоту над океаном в 4 916 *м*, возвышается над дном его в общем на 12 *км*. Угол подводного склона вулканов невелик — около 5°, но например Стромболи сохраняет коническую форму до глубины в 1 400 *м*. У о-ва св. Елены уклон около 40°, а св. Павла — даже до 62°.

Образование новых вулканических островов всегда привлекало большое внимание. Наиболее известно появление острова между Сицилией и Африкой в 1831 г., получившего сразу полдюжины названий (Фердинандея, Нерита, Изола, Юмея, Грехэм), но быстро исчезнувшего, возбудив лишь напрасные планы одних и опасения других возможностью создания перешейка между Сицилией и Африкой. О появлении острова в трех милях к северо-западу от Сан-Аугустина (Уважима) 5 декабря 1904 г. сообщали японские авторы; к февралю 1905 г. он имел в окружности 5 *км* и высоту в 15 *м*. В июне же того же 1905 г. оставалась лишь небольшая скала, скоро исчезнувшая. Иногда при подводных извержениях выбрасываются бомбы с температурой до 400—800°, красные даже днем.

В северо-западной оконечности вулканического ряда Курильских о-вов, соединяющего Камчатку с Хоккайдо, находится маленький островок Алаид в 15 *км* окружностью с прекрасным конусом Оякоба в 2 334 *м* высотой. Около него в ноябре 1933 г. при сильном извержении возник в море новый кратер, быстро надстроивший небольшой островок, названный потом Такетоми-Сима. Извержению предшествовали и его сопровождали многочисленные сейсмические толчки. Место, на котором возник островок, по промерам 1932 г. имело глубину в 20 *м*.

Типы центральных вулканов. Сравнительное описание и изучение современных вулканов приводит к возможности разбить их на несколько, хотя и не очень строго ограниченных групп по разному типу извержений. Мы видели уже, что различный ход последних зависит главным образом от физического состояния магмы — степени ее вязкости во время извержения. Различными авторами предложено несколько таких группировок. Лакруа различает:

1. *Гавайский тип* — истечение чрезвычайно жидкой (базальтовой) лавы, бедной газами, застывающей почти без всяких явлений взрыва; выбрасывании пепла и лапиллей не происходит.

2. *Тип Стромболи* — магма также жидка (базальтовая), но выделяющиеся газы производят сильные взрывы, вследствие чего извергается много рыхлых продуктов в раскаленном состоянии (крученых бомб, но не пепла).

3. *Тип Вулкано* (Этны и отчасти Везувия) — лава вследствие вязкости часто закупоривает канал; поэтому происходят частые взрывы, измельчающие продукты извержения, чем объясняется обилие пепла, придающего густой и темный вид поднимающемуся из кратера облаку. Бомбы «хлебного» типа. Потоки лавы редкие и не обильные, не растекаются так широко, как гавайские, и при движении издают шум от столкновения твердых глыб. Они двигаются медленно, с поверхности растягиваясь, сморщиваясь и ломаясь, причем из трещин выступает еще жидкая лава.

4. *Тип пелейский* — магма чрезвычайно вязкая, застывая до выхода наружу, закупоривая жерло, и почти не дает лавовых потоков, вытесняясь в виде куполов, обелисков и т. п. Этот тип характеризуется еще таким переполнением выделяющихся облаков мельчайшими твердыми частицами, что возникают раскаленные, катящиеся вниз по склонам, как лавины, тучи.

Ни один из этих типов извержений (за исключением разве гавайского, присущего лишь самым основным магмам) *не приурочен ни к постоянному составу магмы, ни к определенному вулкану;* многим вулканам в разное время присущи были признаки то одного, то другого типа. Так

в последний раз извержения Везувия были сначала типа Стромболи, а затем типа Вулкано.

Классификация Меркальи немного отличается от классификации Лакруа.

1. *Тип гавайский — Стромболи.*

2. *Тип смешанный — Везувия* и др.: продукты извержения частью жидкие, частью твердые.

3. *Тип вулканский.*

4. *Тип ультравулканский — Бандай-сан.* Извергаются исключительно старые массы, т. е. бывшие твердыми уже до начала извержения, тогда как свежая магма вообще не появляется на поверхности.

Рассматривая наконец все возможные при центральных вулканических извержениях процессы, мы видим, что на первом месте стоят явления взрыва, а на втором — появление магмы. Исходя из этого, можно все вулканические формы подразделить следующим образом:

1. *Воронки взрыва* — тип *маар:* диатремы, маары, шлаковые конусы.

2. *Лавовые вулканы* — тип *исландско-гавайский:* плоские массивные щитовидные лавовые купола и покровы, трещинные излияния, лавовые озера.

3. *Смешанные слоистые вулканы* — тип *везувиальный:* простые и сложные вулканические конусы, состоящие из потоков лавы, слоев шлаков, туфов и пепла.

4. *Экструзивные лакколиты* или кучевые вулканы (подъем лавы без всякого взрыва), конусы набухания, вытягивания. Такие образования связаны повидимому с продолжительным выдавливанием из глубины в высшей степени вязкой магмы, в результате чего над отверстием и вырастает постепенно купол (Каймонские о-ва, Санторино).

5. *Интрузивные лакколиты.*

Первый и третий типы — кратерные образования, четвертый и пятый лишены кратеров, а второй может быть кратерным и бескратерным. Между образованиями эффузивными и интрузивными мы имеем ряд переходных звеньев через формы экструзивные.

§ 29. РАСЩЕПЛЕНИЕ МАГМЫ

1. Изверженные горные породы и формы их залегания

Мы уже видели, что процесс затвердевания связан с весьма сложной дифференциацией магмы. В остывающей массе образуются преимущественно пятна темноцветные из основных элементов, представляющие подобие конкреций; они располагаются согласно с течением лавы и иногда бывают окружены светлым кольцом позже выделяющихся элементов, например полевым шпатом. Такое разнородное сложение можно назвать *пятнистым,* или *шлировым* (schlierig). Основные пятна почти всегда имеют вид желваков или конкреций, тогда как кремнеземистые имеют вид пластин или полос, поэтому первые называются *желвакообразною пятнистостью* (Schlieren-Knollen), а вторые — *пластинчатою пятнистостью* (Schlieren-Blätter): например темноцветные желваки и белые кварцевые прожилки в гранитах (рис. 356 и 357), желваки диоритового состава в гранитах, полосы в риолитах, трахитах и липаритах, чечевицеобразные скопления лейцита в лавах Везувия, которые иногда пережимаются или даже разрываются при движении потока, так что лейцитовые пятна *a, c, b* (рис. 357) в авгитовой массе имеют тектоническое значение.

Помимо шлиров одна и та же магма при затвердевании одновременно расщепляется на различные породы и другим образом, например в виде жил гранитов и гранит-порфиров, в которых материал становится все более основным от середины жилы к зальбандам ее. Вследствие этого края больших

выходов или жил часто состоят из мелафира, сиенит-порфира, керсантита, сиенита, диорита, габбро, серпентина и т. п., т. е. пород, бедных кремнекислотой. Иногда последняя даже совершенно отсутствует, и мы имеем лишь окислы металлов, отщепившиеся от первоначально кислой магмы. Этим путем могли произойти например большие месторождения магнетита (шведские, Гелливара, Кирунавара и др., гора Благодать на Урале), стоящие в тесной связи с кварцпорфирами, месторождения хромита, никеля и платины (связанные с оливиновыми породами) и др. Равным образом и в вертикальном направлении застывающая магма расщепляется таким образом, что различным глубинным породам соответствуют поднявшиеся выше и застывшие в меньших объемах жильные, генетически тесно друг с другом связанные. Эти жильные отщепившиеся разновидности иногда называют *шизолитами* (Рише). При поверхностных массовых излияниях расщепление магмы происходит в гораздо меньшем размере и реже, чем при застывании ее интрузивном и жильном.

Причины расщепления магмы сложны и разнообразны. Они приписываются то внешним влияниям — изменению температуры, то изменению состава расплавленного силикатового раствора, вследствие опускания уже

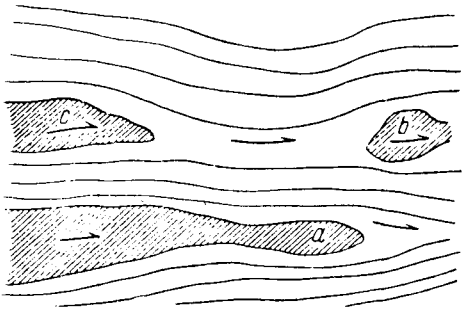


Рис. 356. Шлир в лавах Везувия.

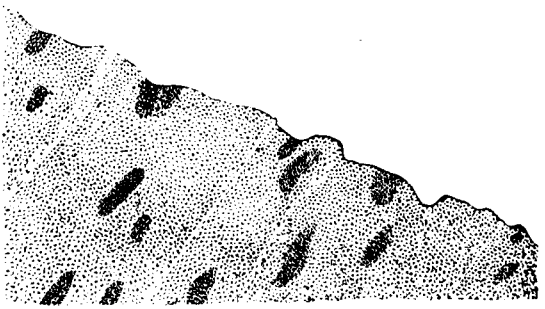


Рис. 357. Шлир в граните Адамелло.

выкристаллизовавшихся составных частей, то иереплавлению в магме попавших в нее посторонних пород, оторванных магмой на ее пути как по бокам, так и сверху («крыши» батолитов). Последнюю точку зрения (анатексиса) особенно выдвигает Дэли [*1б*], полагающий, что все существующие магмы можно при этом выводить из одной общей первичной магмы (см. ниже). Внутреннее сложение изверженных пород всецело зависит от условий их застывания, причем они существенно разделяются на полнокристаллические, глубинные — *плутониты* — и порфирово-стекловатые, эффузивные — *вулканиты*. Лавы, принадлежа к последним, в свою очередь могут давать ряд структурных разновидностей в зависимости от условий затвердевания, в частности от его скорости; этот фактор в данном случае становится на место фактора глубины, имеющего значение при образовании пород глубинных и жильных.

Стекловатые разновидности лав, как обсидиан, смоляной камень и пр., получаются при быстром охлаждении лавы: в жилах они образуют зальбанды, в потоках — верхнюю кору, в то время как внутри жил и потоков медленнее остывавшая лава диференцируется на отдельные части. Из этого можно сделать заключение, что чем медленнее остывает лава, тем она должна быть крупнокристалличнее, и наоборот, чем быстрее, тем стекловатее. Следовательно более мощные потоки или жилы лавы должны быть отчетливее кристаллизованы, чем мелкие жилы и потоки, так как первые очевидно остывают медленнее вторых; ветви главного потока должны быть менее

кристаллизованы: лава, остывающая быстрее под водою, чем на воздухе, должна быть стекловатее и т. д. Такая зависимость дифференцировки от быстроты охлаждения во многих случаях наблюдается в природе, но не всегда, как уже указано выше. Иногда напротив, медленно остывающие лавы имеют стекловатые свойства — например лавовые сталактиты в лавовых пещерах, а с другой стороны яснокристаллическое сложение получают лавы, быстро затвердевающие — например некоторые подводные потоки, где имеет влияние давление. Дело в том, что частое нахождение стекловатой лавы в зальбандах и особенно в коре потоков кроме температуры зависит также от того, что стекловатая масса, обладающая меньшим удельным весом, всплывает на поверхность, как масло на воде или шлак при доменной плавке. В зависимости от продолжительности нахождения лавы в кратере будет более или менее совершенное обособление легкого верхнего стекловатого слоя лавы. В высоких вулканах, где лавы в кратере часто пребывают долгое время, обособление стекловатого слоя происходит совершеннее, и потому вулканы эти изливают преимущественно стекловатую лаву. Из кратеров, быстро извергающих, выделяются большею частью дифференцированные лавы яснокристаллического сложения. В одном и том же центре извержения разделение лавы по удельному весу видоизменяется (рис. 358) в зависимости от количества паров и силы извержения их, так как взрывы паров могут смешать разделившиеся слои и образовать или равномерную кристаллическую массу со включением стекла, даже при быстром охлаждении, или же способствовать пятнистым выделениям. Следовательно кроме температуры степень проникания паров и характер их выделения также влияют на кристаллизацию лавы. То или другое количество паров, заключающихся в расплавленной массе, кроме того обусловливает пористое сложение лавы и характер поверхности ее потоков.



Рис. 358. Последовательное выделение по П. Пре-ображенскому:

α—аплита, пересекающего его δ—амфиболита, в свою очередь пересеченного жилой π—авгитового порфирита. Гора Кандык-тас. Казакстан.

Итак, при сухом плавлении степень кристаллизации зависит от быстроты охлаждения; в присутствии же паров — также от количества их и характера выделения.

Заключение это подтверждается замечательными синтетическими опытами Фуке и М. Леви. Они искусственно получили те же самые продукты, которые выделяются из вулканических очагов Везувия, Этны и др. Например они брали смесь кремнезема, глинозема,

калия, натрия, магнезии, кальция и окиси железа в количествах, соответствующих одной части авгита, четырем частям лабрадора и восьми частям лейцита, равномерно перемешивали и сплавляли в платиновом тигле емкостью 20 $см^3$; при быстром охлаждении получили однородное изотропное стекло. Поддерживая в течение 48 час. температуру плавления стали, они получили в массе кристаллы лейцита. В следующие два дня поддерживалась температура, равная плавлению меди, после чего вся масса сделалась кристаллической, состоящей из мелких зеленых микролитов авгита, больших микролитов лабрадора и кристаллов лейцита со всеми свойствами лейцита из лавы Везувия. Кроме того получились маленькие октаэдры магнетита и пикотита, расположившиеся во внутренних частях кристаллов лейцита, как в естественных лавах. Кроме лейцитов, лейкотефритов таким же путем были воспроизведены базальты (6 частей оливина, 2 части авгита и 6 частей лабрадора), тождественные с естественными базальтами Оверни. Не менее интересны и поучительны опыты Морозевича, Лагорио и др.

Заметим еще, что при остывании расплавленной массы, особенно с выделением паров, происходит уменьшение объема ее, причем основные лавы сжимаются гораздо меньше, нежели богатые кремнеземом, а стекла почти не сжимаются. Кристаллические массы при переплавлении в стекло значительно увеличиваются в объеме: например гранит — на 9—11%, порфир — на 8—10%, кварцевый трахит — на 3—5%, а обсидиан — 0%.

Магматические массы, внедренные в земную кору (в полости) тектоническими движениями, обычно долго как в период кристаллизации, так и после отвердевания подвергаются давлению (обычно боковому) со стороны движущихся масс боковых пород.

Направление давления в магматическую фазу эволюции плутона приводит к истечению жидкой магмы в направлениях, ему перпендикулярных. Это так называемая *фаза истечения* (Fliessphase). Так как эта фаза эволюции плутона охватывает период кристаллизации магмы вплоть до полного отвердевания, то явления истечения отражаются в образующейся текстуре, которая в сумме и передает *первичную магматическую тектонику* (прототектонику) такого плутона. Наблюдение и картирование этих элементов представляет важнейшую задачу геологической работы, позволяющую установить как внутреннее строение массива, так и положение его в систематике интрузивных тел. Совершенно очевидно также, что общее распределение этих элементов в пространстве (и на геологической карте) дает представление о суммарных движениях магматических масс (и отдельных составных частей) и отпечатлевает в краевых частях массива внешние его контуры (за малыми исключениями), т. е. границы оконтуривающих плутонических пород, обычно не наблюдаемых в естественных обнажениях.

Под влиянием того же давления, после отвердевания магматических масс в плутоне начинается *фаза разломов* (Bruchphase), выражающаяся в образовании системы трещин раскола. Фаза эта охватывает частью конец магматических процессов и сопровождается образованием по трещинам жильной формации, являясь следовательно *позднемагматической фазой*. Часть же изломов совершается и по окончании магматических процессов, т. е. отражает *постмагматическую тектонику*, или даже может относиться к последующим тектоническим движениям, иногда сопровождаемым магматическими явлениями другого, последующего цикла.

Таким образом изверженные породы [*22*] в зависимости от условий выхода на поверхность разделяются на различные категории. Одни, извергаясь из недр Земли, не достигают до поверхности и затвердевают медленно, под значительным давлением, на некоторой глубине в земной коре. Они совершенно не принимают участия в строении новых или древних вулканических конусов и не сопровождаются рыхлыми вулканическими продуктами или туфами. Они отличаются равномерным зернисто-кристаллическим сложением и образуют подземные залежи (штоки, батолиты, лакколиты), с формою которых мы познакомились выше; они выступают на поверхность только после размытия или вообще разрушения их покрышки, следовательно формирование их происходит раньше обнаружения их на поверхности. Породы эти называются *плутоническими*, а также *глубинными*, или *интрузивными* (рис. 359).

Другие породы, напротив, изливаются прямо на поверхность земли и затвердевают при обыкновенном давлении атмосферы или под водою; они называются *вулканическими* и также *излившимися*, или *эффузивными*. Извержение их происходит со значительным напряжением, вследствие чего образуются рыхлые вулканические продукты или туфы, которые всегда сопровождают эти породы. Сложение их большей частью порфировое, шлаковое или стекловатое, а формы залегания: жилы, покровы, потоки, купола. Породы глубинные и эффузивные различаются таким образом по залеганию и по разнообразным признакам минералогического состава и структуры, которые зависят от разницы физико-химических условий застывания той расплавленной массы или магмы, из которой они произошли.

Промежуточное положение между типичными глубинными породами, застывшими на более или менее значительной глубине, и эффузивными, застывшими на поверхности, занимают породы *жильные* (см. рис. 359). Они залегают в виде жил, выполняя трещины, или небольших интрузивных масс, но вследствие быстрого охлаждения и застывания магмы обладают иногда структурами, более свойственными эффузивным породам: например порфировой структурой или присутствием в их составе стекла.

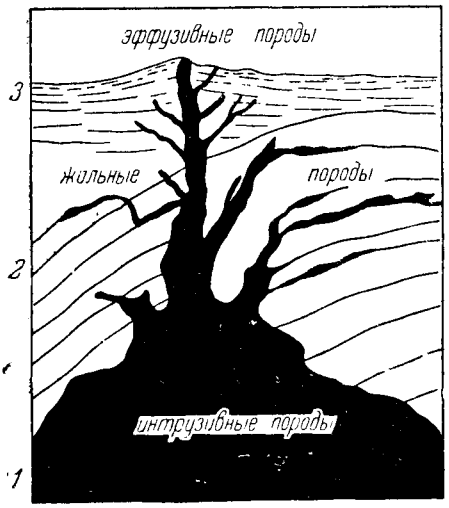


Рис. 359. Взаимоотношения в батолите изверженных пород: глубинных (*1*), жильных (*2*) на путях к поверхности и излившихся на поверхность (*3*).

Массивное сложение, отсутствие слоистости (за исключением иногда туфов) и окамепелостей, особые формы залегания, туфы и пр. представляют характерные признаки вообще изверженных пород, по которым их отличают от осадочных.

Строение, или *структура, горных пород* обусловливается характером выделения, формою, величиною и способом срастания неделимых, образующих породу, следовательно зависит от геологических условий образования пород или от способа происхождения их, поэтому массивно-кристаллические и обломочные породы так резко отличаются по своей структуре.

Кроме структуры различают еще *текстуру*, или *сложение*. Под этим названием объединяются те признаки внутреннего сложения породы из минералов, которые зависят от расположения составных частей и от распределения их в породе. При совершенно одинаковой структуре породы в одних случаях составные части могут быть распределены равномерно, в других, наоборот, — неравномерно. Удлиненные микролиты в одном случае рассеяны в стекловатой массе, будучи ориентированы в самых различных направлениях, в другом они все вытягиваются в параллельном положении. Эти признаки не зависят от формы составных частей и их взаимных отношений, которыми определяется структура, и поэтому обозначаются особым названием признаков текстурных.

В зернистых изверженных породах, *массивно-кристаллических*, отличающихся отсутствием слоистости, структура определяется взаимными отношениями и формою различных неделимых. Так как изверженные породы, как мы видели, представляют продукт затвердевания расплавленных масс, то очевидно в зависимости от условий охлаждения они могут быть или ясно-зернистыми, если охлаждение происходило медленно и все неделимые успели вполне дифференцироваться, или же совершенно стекловатыми при быстром

охлаждении. Между зернистыми и стекловатыми породами разумеется существуют промежуточные, в которых при дифференцировке главных минералов остается то или другое количество стекла. Такие породы называются

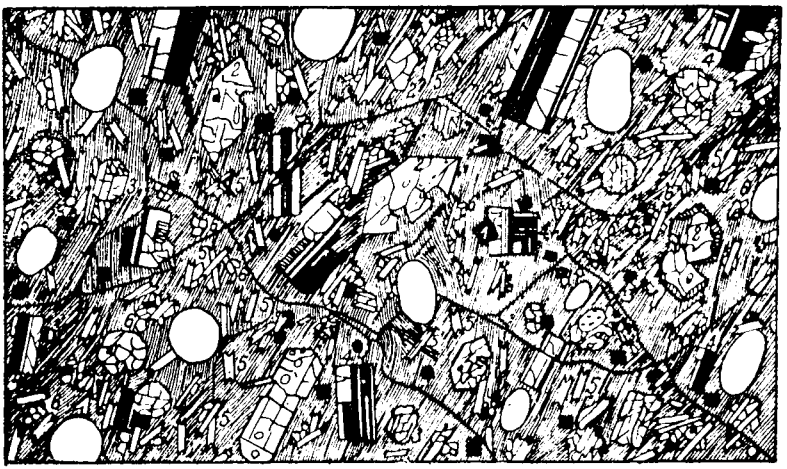


Рис. 360. Лава с о-ва Согласия, изверженная в 1874 г.

Элементы первой генерации: *1* — магнитный железняк; *2* — перидот; *3* — авгит; *4* — анортит. Элементы второй генерации: *5* — микролиты лабрадора; *6* — зерна авгита и магнитного железняка. Основная масса флюидального сложения.

полукристаллическими. Микроскопическое исследование этих пород, равно как и искусственное приготовление их показывают, что при затвердевании, как выше упомянуто, можно различать две фазы: первая фаза состоит в выделении крупных кристаллов, так сказать, плавающих в магме, при движении которой они иногда претерпевают разнообразные деформации: изгибаются, разрываются, оплавляются (рис. 360) и пр.; вторая фаза заключается в выделении и кристаллизации остающихся элементов и в образовании основной массы, нередко стекловатой. Хорошо образованные кристаллы первой фазы выделения называют *фенокристаллами*. Во вторую фазу выделяются мелкие кристаллы различных минералов, называемые *микролитами*, которые вместе с кристаллами первой фазы иногда располагаются согласно движению магмы, как лес, сплавляемый по реке. Порода, затвердевая в таком виде, получает особую текстуру, называемую *флюидальной* (рис. 360), свойственную очевидно только изверженным породам. Если же стекловатая масса обнаруживает некоторые признаки несовершенной дифференцировки, т. е. представляет не стекло с вышеупомянутыми включениями, а массу, уже начавшую раскри-



Рис. 361. Гранитовая структура.

сталлизовываться и потому действующую на поляризованный свет, то такое сложение называется *микрофельзитовым*. Стекловатая, полустекловатая и



Рис. 362. Лабрадоровый андезит (порфирит) с пироксеном (Вельфан, Вогезы) в поляризованном свете (рис. Шарля Велена). Увелич. 80 раз. Тип породы с двумя очередями кристаллизации.

I—*1*—магнетит; *2*—авгит; *3*—лабрадор. II—*1*—микролиты олигоклаза и магнетита.

микрофельзитовая структуры основной массы свидетельствуют о несовершенной или недоразвившейся диференцировке и кристаллизации вулканической магмы. При полной же диференцировке происходит *зернисто-кристаллическая*, или *гранитовая структура*, типичная для гранитов и состоящая в том, что все неделимые развиты более или менее одинаково по всем направлениям в породе или, все равно, проявляются в виде кристаллических зерен приблизительно одинаковой величины, среди которых нет ни малейших остатков стекловатой или аморфной магмы (рис. 361); следовательно это вполне кристаллическое образование без разделения на фазы выделения. О последовательности образования различных минералов гранитовидных пород можно судить по степени идиоморфизма кристаллов этих минералов: раньше выделившеся минералы будут *идиоморфны*, т. е. будут обладать свойственными им гранями, тогда как позднее выделяющиеся должны будут выполнять промежутки, оставшиеся между кристаллами и зернами первых, т. е. будут *ксеноморфными* по отношению к идиоморфным зернам первых. В большин-



Рис. 363. Порфировая структура.

стве случаев в глубинных кристаллических зернистых породах железисто-магнезиальные минералы выделяются раньше полевых шпатов (т. е. алюмосиликатов), а кварц, если он присутствует, выделяется последним. Этот порядок выделения особенно характерен для гранитов, и такую разновидность структуры называют часто собственно гранитовой (рис. 361).

В более богатых щелочными землями породах, состоящих существенно из плагиоклаза и пироксенов и принадлежащих к группе габбро (см. ниже), последовательность кристаллизации большею частью не так ясна, как в гранитах. Однако в некоторых разновидностях этой группы пород последовательность выделения минералов резко выражена: каждое новое минеральное поколение отлагается правильным слоем вокруг минералов предыдущего; такая структура (второстепенного значения) называется *друзитовой*, или венцовой (рис. 362). По крупности зерен зернистые структуры разделяют: на *крупнозернистую* (зерна до 25 *мм*), *грубозернистую* (до 6 *мм*), *мелкозернистую* (до 2,5 *мм*) и *скрытозернистую*, или афанитовую, в которой неделимые неразличимы невооруженным глазом. При неравномерном развитии зерен гранитовидная или зернисто-кристаллическая структура переходит в другую, чрезвычайно распространенную и называемую *порфировидною*, которая состоит в том, что в зернистой основной массе породы вкраплены отдельные, резко выделяющиеся более или менее крупные неделимые. Здесь уже различаются две фазы кристаллизации: первая характеризуется выделением крупных порфировидно выступающих неделимых, а вторая — формированием основной массы, в которую вместе с другими входят те же неделимые, но в меньших размерах. Еще резче две фазы кристаллизации выражены в порфировых породах. В породах порфировой структуры вкрапленники или фенокристаллы отличаются от кристаллов того же минерала второй фазы не только величиной, но обычно и кристаллическим обликом (рис. 363). Обыкновенно минералы второй фазы развиты в разных направлениях более неравномерно и имеют формы табличек или призмочек, даже иголочек, тогда как фенокристаллы того же минерала обладают более правильными очертаниями. Размеры кристаллов в основной массе большей частью микроскопические, и они представляют настоящие микролиты. Часто кроме микролитов в состав основной массы входит также стекло. Микроструктура основной массы порфировых пород очень разнообразна. Это разнообразие зависит главным образом от степени раскристаллизации магмы (т. е. перехода ее при застывании в кристаллическое состояние полностью или частично), что в свою очередь является следствием, во-первых, условий кристаллизации, а во-вторых, состава магмы.



Рис. 364. Трахитовая структура.

При достаточной раскристаллизации может получиться структура полнокристаллическая, но микрозернистая, ее называют *микрогранитовой*, но

чаще присутствует стекло, в котором заключены в большем или меньшем количестве микролиты, — это *микролитовая* структура в широком значении этого термина.

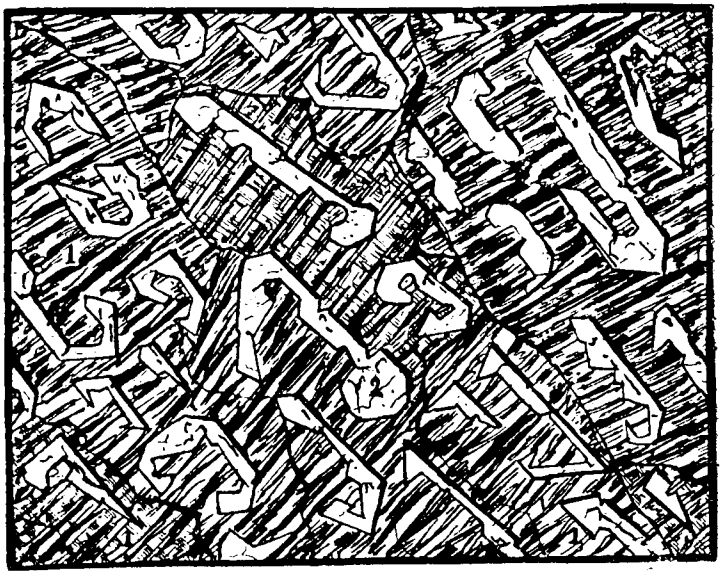


Рис. 365. Пегматит Сен-Набор (Эльзас) в поляризованном свете (рис. Ш. Велена). Увелич. 30 раз.

1—микроклин; *2*—пегматоидный кварц.

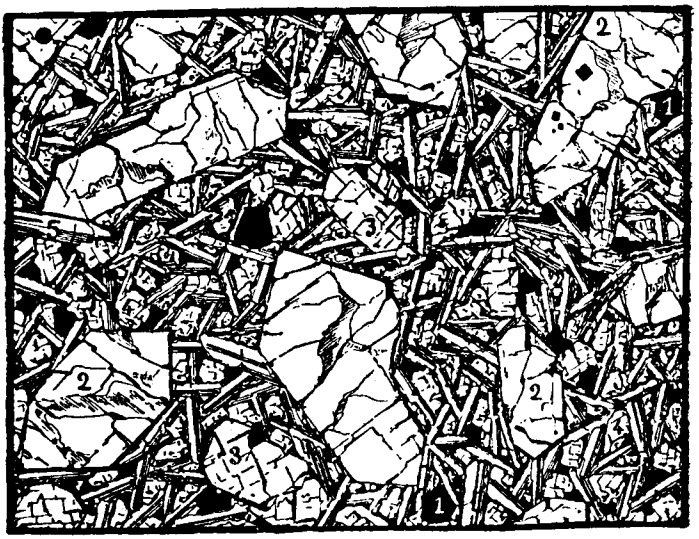


Рис. 366. Базальт Мюра (Конталь) в поляризованном свете (рис. Ш. Велена). Увелич. 60 раз.

I—*1*—магнетит; *2*—оливин; *3*—авгит; II—*4*—зерновидные микролиты авгита и магнетита; *5*—микролиты лабрадора.

Микролитовые структуры, т. е. такие, в которых кроме аморфного базиса существенную часть основной массы составляют микролиты, могут различаться по относительному количеству микролитов и базиса и по их вза-

имным отношениям. Если основная масса целиком состоит почти из одних микролитов, то такая структура называется *трахитовой* (рис. 364).

Кроме структур, обусловленных большей или меньшей полнотой дифференцировки неделимых, в полнокристаллических породах наблюдается еще особого рода структура, зависящая от способа срастания неделимых, именно *пегматитовая*.

Пегматитовая структура обусловливается особого рода срастанием двух одновременно выделившихся составных частей: кварца и ортоклаза в так называемом письменном граните (рис. 365). Вытянутые неделимые кварца срастаются совершенно кристаллографически правильно и однообразно с неделимыми ортоклаза. В поперечных разрезах кварц кажется изогнутым, коленчатым или зигзагообразным, словом, напоминающим еврейские письмена, почему сама порода и названа письменным, или еврейским, гранитом.

Наконец некоторые формы текстуры обязаны присутствию газообразных и жидких веществ, которые всегда принимают участие при извержении вул-

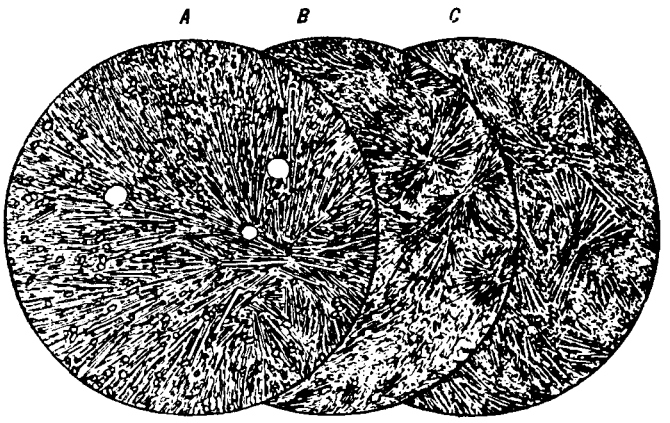


Рис. 367. Варнолитовая структура.

A—базальт; *B*—лучистые волокна—лабрадор; маленькие кристаллы—оливин; *C*—андезит. Увелич. в 30 раз.

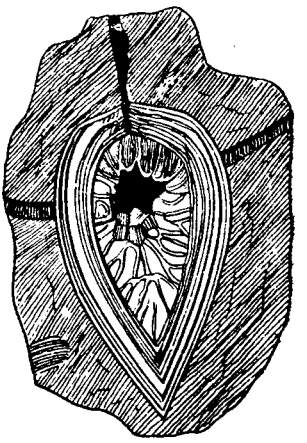


Рис. 368. Миндалина в изверженной породе.

канических пород. Участие этих паров обусловливает появление макро- или микропористой текстуры, характеризующейся пустотами разной величины. Текстуры эти называются: *губчатой*, *пещеристой*, *пузыристой*, *пористой* и *шлаковидной*, причем все пустоты большей или меньшей величины, округлой и эллиптической формы, располагаются или без всякого порядка, или более или менее правильно, параллельно, вытягиваясь в каком-нибудь одном направлении. Эти текстуры особенно часто проявляются в современных лавах, пемзе и пр., но пористая и ячеистая текстуры иногда находятся и в осадочных породах, где они происходят от выщелачивания более легко растворимых частей. В древних вулканических породах все эти пустоты обыкновенно заполняются различными продуктами разложения пород и превращаются в *миндалины* (рис. 368), а потому такую текстуру называют *миндалевидной*, самые же породы называют иногда *миндалекаменными*. Но кроме больших пустот в минералах, слагающих породы, находятся микроскопически малые в виде пузырьков или пор, заполненных газами, жидкостями или стеклом (см. выше).

Изверженные породы как самые многочисленные и разнообразные по составу труднее других поддаются разделению. Конечною целью классификации является такая, которая была бы генетической, т. е. основанной на происхождении пород. Но об этом мы можем судить только по таким признакам, как

состав химический (рис. 369) и минералогический, структуры и геологические условия залегания. Из всех классификаций, существующих в настоящее время, ни одна не может считаться безупречной, но наибольшей определенностью и удобством отличаются *классификации, основанные на минералогическом составе и структуре*. По классификации минералогической, прежде всего в зависимости от полевого шпата, как самой распространенной составной части породы, можно разделить по характеру полевого шпата на: 1) породы с одним только или решительно преобладающим щелочным полевым шпатом; 2) породы с щелочными и известково-щелочными полевыми шпатами; 3) породы с известково-щелочными полевыми шпатами: кислые и основные; 4) породы без полевого шпата. Так как полевые шпаты ассо-

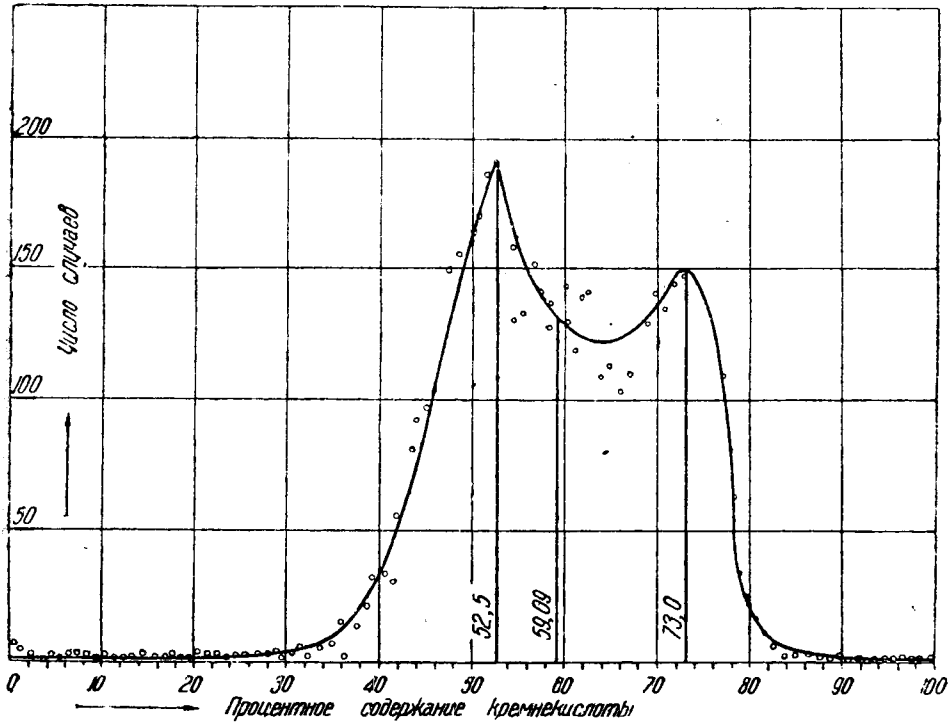


Рис. 369. Кривая, показывающая распределение изверженных пород различной кислотности. Ордината в 52,5% SiO_2 соответствует базальту, ордината в 73%—граниту и ордината 59,09%—среднему типу из 5 000 анализов, по Ричардсону.

циируют преимущественно с кварцем, бисиликатами (авгит, роговая обманка и пр.) и фельдшпатидами (нефелин, лейцит, гаюин, нозеан), то полевошпатовые породы можно разделить каждую еще на три группы: а) кварцевую, б) бескварцевую и в) фельдшпатидовую. Бесполевошпатовую группу можно разделить в зависимости от преобладающих минералов той или другой группы также на три части: а) фельдшпатидовую, б) бисиликатовую и в) оливиновую; ввиду же тесной связи между бисиликатовой и оливиновой группами удобнее соединить их в одну под именем *бисиликато-оливиновой* группы.

Но кроме состава в изверженных породах важную роль играет структура; поэтому породы одинакового минералогического и химического состава разделяются еще в зависимости от структуры; это тем более имеет основание, что структура находится в зависимости от условий образования изверженных пород (см. таблицу 36 для распознавания по внешнему виду главнейших групп изверженных горных пород для начинающих).

Форма залегания (геологические условия образования)	Структура выявляет степень кристаллизации магмы	Все изверженные горные породы содержат SiO_2 в связанном виде солей кремневой кислоты, а некоторые из них кроме того еще и свободную SiO_2 (кварц). Общая сумма SiO_2 (связанной + свободной) является главным химическим показателем их				
		с 75% ← в породах кислых по мере перехода к основным снижается до → 40%				
Эффузивные покровы, потоки	Стекловатая (минералы неразличимы даже под микроскопом)	Вулканические стекла, или витрофиры, разделяются на группы на основании химических анализов. По внешнему виду различают по сложению **обсидианы** (плотные, с раковистым изломом), **перлиты** (с „луковичной" отдельностью), **пемзы** (с тонкопористой текстурой)				
		Окраска и вес помогают без анализа (химического и минералогического) грубо разделить породы на: **Кислые** ← → **Основные** (и ультраосновные)				
		легкие, светлосерые, желтые, красные			тяжелые, темносерые, зеленые до черных	
Гипабиссальные штоки, дайки, жилы	Скрытокристаллическая	**Фельзиты**			**Базальты**	Редко встречающиеся и трудно распознаваемые по внешнему виду излившиеся аналоги ультраосновных пород
	Порфировая (минералы различимы лишь во вкраплении)	Липариты **Кварцевые порфиры** Кварц и (щелочной) полевой шпат	Трахиты **Порфиры** Полевой шпат (щелочной) и слюда	Андезиты **Порфириты** Роговые обманки, авгит и плагиоклазы		
	Порфировидная (Полнокристаллическая)	**Гранитовые порфиры**	**Сиенитовые порфиры**		**Диабазы**	
	Равномернозернистая (все минеральные зерна различимы)	**Граниты** с кварцем	**Сиениты** без кварца	**Диориты**	**Габбро**	**Пироксениты** без оливина — **Дунит** с оливином
		Минералогически без микроскопа трудно отличимы				
Интрузивные батолиты, лакколиты		Полевые шпаты заметно преобладают над цветными минералами		Цветные минералы составляют $^1/_3$—$^1/_2$ зерен в породе		Полевых шпатов вовсе или почти нет
	Схема количественных соотношений главных минеральных групп	**Кварц** (свободный SiO_2)	**Полевые шпаты** щелочные (ортоклаз, альбит) по мере падения кислотности пород заменяются известково-натровыми (плагиоклазами)			**Цветные минералы** Слюда по мере увеличения основности пород заменяется роговыми обманками, авгитами и наконец оливином

Данная таблица составлена преподавателем П. Грюше на основании опыта практических занятий в Ленинградском горном институте для общегеологической подготовки и не претендует на универсальное значение или замену более полных существующих.

На основании структуры различают породы: 1) полнокристаллически-зернистые, 2) порфировые и 3) стекловатые.

Кристаллически-зернистая структура свойственна глубинным породам. Порфировой структурой обладают породы эффузивные или жильные, а также застывшие в виде небольших масс на небольшой глубине (гипабиссальные породы). Стекловатая основная масса свойственна почти исключительно эффузивным породам, редко жильным.

Ортоклазовые породы. *Граниты* образуют типичную глубинную разновидность — фацию равномерно-зернистого сложения (granum — зерно), но происхождение их до сих пор еще не выяснено удовлетворительно. Некоторые из них несомненно изверженные, но зато другие повидимому обязаны своим происхождением отчасти метаморфическим процессам. Они состоят из кварца и ортоклаза, хотя всегда с примесью плагиоклаза, микроклина, слюды и иногда роговой обманки. Жильная разновидность их без слюды или только с ничтожным количеством мусковита называется аплитом, с биотитом — биотитовым гранитом, с двумя слюдами — собственно, или двуслюдистым, гранитом, с роговой обманкой — роговообманковым гранитом и пр. Удельный вес 2,54—2,73.

Граниты с приближением к поверхности изменяют зернистое сложение на порфировое и постепенно переходят сначала в порфировидный гранит, гранитовый порфир и наконец в кварцевый порфир.

Кварцевые порфиры — того же состава, что и граниты, и переходы между ними нередки. Они отличаются только сложением: в тонкозернистой или скрытокристаллической (фельзитовой) основной массе выделяются вполне образовавшиеся кристаллы кварца и ортоклаза; если же таких выделений нет, то порода получает название *фельзит*.

Липариты принадлежат поверхностной фации и представляют неотипные породы аналогичного состава с кварцевыми порфирами; они часто содержат кислое вулканическое стекло новейшего происхождения. При развитии стекла переходят в однородную стекловатую породу, плотная и темная разность которой называется *обсидианом*, а светлая и пузыристая — *пемзою*.

Сиениты отличаются от гранитов отсутствием кварца в минералогическом отношении и в химическом — меньшим содержанием кремнезема. Смотря по тому, с какими бисиликатами сочетается ортоклаз, сиениты разделяются на *амфиболовые, авгитовые* и *биотитовые*. Подобно гранитам они богаты примесями и переходят в поверхностные фации: порфировую и трахитовую.

Ортофиры, или сиенитовые порфиры, как представители поверхностной фации тесно связаны с глубинными сиенитами.

Трахиты представляют новые (неотипные [1]) эффузивные породы того же сиенитового типа и химического состава. Ортоклаз в них является санидином. Они переходят при быстром охлаждении в стекловатые разности, называемые *трахитовыми стеклами*.

Нефелиновые сиениты отличаются от обыкновенных только содержанием фельдшпатидов, преимущественно нефелина или элеолита. Количество SiO_2 колеблется от 44 до 56%, следовательно меньше, чем в сиенитах, так же как окисей кальция и магния, но зато больше щелочей и особенно натрия. В новейшей эффузивной группе они образуют породу, называемую *фонолитом*.

Плагиоклазовые породы. Кварцевые диориты, или *тоналиты*, представляют целую группу кварцево-плагиоклазовых пород и состоят из кварца и плагиоклаза, сочетающихся с биотитом, роговой обманкой и авгитом. В зависимости от этих эквивалентных минералов они разделяются на несколько

[1] Неотипными или кайнотипными называют породы сравнительно молодого геологического возраста, т. е. не древнее мезозойского, в отличие от палеотипных, более древних.

разновидностей. Удельный вес 2,77. Порфировые разновидности плагиоклазовых пород называются *порфиритами. Кварцевый порфирит* относится к тоналиту так же, как кварцевый порфир к граниту; здесь так же, как и там, наблюдаются между ними такие же переходы.

Лациты являются представителями тоналитов среди новейших эффузивных пород, т. е. поверхностной фации; они слагают например вершину Эльбруса.

Диориты, диабазы, габбро, нориты состоят из плагиоклаза и различных бисиликатов, а именно: в диоритах с плагиоклазом сочетается роговая обманка, в диабазах — авгит, в габбро — диаллаг или авгит, в норитах — бронзит или гиперстен; состав их вообще почти аналогичен диориту. Диориты отличаются более кислым составом плагиоклаза. Диабазы отличаются от габбро главным образом своей *офитовой структурой;* ее характерной особенностью является сцементированность идиоморфных шестоватых пластинчатых кристаллов плагиоклаза большими ксеноморфными таблитчатыми кристаллами авгита (рис. 366). Особую разновидность диабаза составляет *оливиновый диабаз,* отличающийся только содержанием оливина. Порфировые разновидности аналогичного состава называются *диоритовыми, диабазовыми* и пр. *порфиритами,* причем стекловатые разности их называются *витрофиритами,* а порфировая разность оливинового диабаза называется *мелафиром.*

Среди новейших эффузивных пород диоритам соответствуют *андезиты,* а габбровым породам — *базальты, долериты* и *анамезиты,* отличающиеся между собою только крупностью зерна. Долеритам свойственна, как и диабазам, та же офитовая структура. Они имеют наибольшее распространение в продуктах современных вулканических извержений.

Бесполевошпатовые породы. Отличаются отсутствием полевых шпатов в составе и развитием фельдшпатидов, оливина и бисиликатов. Собственно фельдшпатидовые разности в глубинной фации встречаются редко, оливинобисиликатовые породы имеют большое развитие и называются *перидотитами.* Между ними известны породы, состоящие преимущественно из оливина, например *дунит,* или же из оливина в соединении с роговой обманкой, авгитом, энстатитом и др. Это самые основные породы. Порфировые разности их, *пикриты,* встречаются редко, но в новейших эффузивных породах находятся чаще.

Химические классификации горных пород исходят из их химических составов, если не учитывать большею частью других особенностей; поэтому их правильнее рассматривать как классификации химических составов пород, а не самих пород. Химические составы пород представлены содержанием 9 или более окислов: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, H_2O, CO_2, P_2O_5, TiO_2 и др. В целях классификации цифры содержания этих окислов или соответствующие им молекулярные количества тем или иным способом соединяются в группы, и разнообразные отношения величин этих групп образуют числовые характеристики химических составов, носящие различные названия: магматических формул, символов состава, параметров и т. д. Так например отношение числа частиц SiO_2 к числу оснований составляет коэфициент кислотности a в системе классификации Левинсон-Лессинга и т. д. (см. рис. 369).

Между породами различных групп, несмотря на их резкое различие, существуют промежуточные члены, которые образуются или вследствие метаморфизации, или же при самом образовании: например извергающаяся лава захватывает в себя обломки основания вулкана и в результате дает брекчию, состоящую из обломков пород всякого рода, связанных цементом из отвердевшей лавы. Такие переходные члены настолько тесно связывают породы разных групп, что резкую границу между ними в некоторых случаях провести невозможно.

В таблице 37 дан химический состав (в процентах) некоторых важнейших изверженных пород (по Бержа и Розенбушу).

Таблица 37

Название породы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 +FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Гранит	74,40	13,91	1,39	0,61	0,28	4,36	4,65
Риолит	74,53	13,90	2,18	1,03	0,28	4,56	3,43
Сиенит	59,86	16,68	5,78	3,96	3,51	4,30	3,58
Трахит	60,77	19,83	6,57	1,63	0,34	6,27	4,90
Диорит	56,09	16,03	7,99	6,73	8,03	1,87	3,49
Авгитовый андезит	57,60	14,71	8,55	7,54	4,98	1,87	3,46
Оливиновое габбро	50,68	15,36	6,72	14,90	9,99	—	1,80
Базальт	49,27	18,54	12,58	10,38	3,76	2,22	3,45
Перидотит (роговообм.)	45,0	4,2	11,5	8,4	30,1	0,6	0,2
Пикрит	41,48	3,61	14,72	6,55	25,27	0,09	0,29

Примечание 1. Породы называются:

кислыми при содержании SiO_2 . . . . . $> 65\%$

средними „ „ . . . . . 52 — 65 „

основными „ „ . . . . . 42 — 52 „

ультраосновными „ . . . . . < 42 „

Примечание 2. В таблице поставлены рядом попарно породы одной химической группы *глубинные* (плутониты) с *излившимися* (вулканитами).

Мы видели уже, что основные формы залегания пород обусловливаются, так же как структура, состав и отдельности их, способом происхождения. Одни породы залегают в виде слоев или пластов, другие же вовсе не обнаруживают слоистости и проявляются в виде более или менее правильных масс различной формы и величины. Пластами залегают преимущественно осадочные и метаморфические породы, тогда как вулканические образуют несколько форм, которые условно можно разделить на две категории: 1) *эндогенные*, или внутренние; к ним принадлежат: жилы, штоки, интрузивные залежи — лакколиты и батолиты; 2) *экзогенные*, или внешние: купола, покровы и потоки.

Жилою, как мы видели,[1] называется трещина, заполненная какой-либо породой; в зависимости от того или иного материала и способа заполнения различают жилы трех типов: жилы *изверженных пород* (рис. 370), жилы *рудные* и жилы *минералов;* в особую, более редкую группу можно выделить жилы, состоящие из обломочного материала. Причины образования трещины и ее заполнение, равно и время обоих процессов не зависят друг от друга и могут быть вполне различны. Если минеральная масса заполняет несколько трещин, располагающихся близко друг к другу, то получается *свита жил*, которая может состоять из параллельных, сетчатых, лучистых и пересекающихся жил. Иногда от главной большой жилы отходят боковые ветки, которые называются *апофизами*. Окраины жилы, отличающиеся по своему строению от средней части ее, называются *зальбандами* жилы. Жилы, залегающие в слоистых породах, могут располагаться параллельно пласту и называются *пластовыми жилами*, или *жильною залежью* (силли); в противном случае — перпендикулярными (рис. 371) или наклонными, в зависимости от положения, и тогда называются настоящими жилами. При значительной мощности жилы и при небольших других размерах ее она называется *жильным штоком*.

Взаимное пересечение жил дает возможность определять их относительную древность (см. рис. 358).

[1] Для удобства мы кратко повторяем описание жил.

Жилы магматических пород, ограниченные параллельными плоскостями в виде пластов, но секущие окружающие породы (массивные или пластовые), носят название *даек* (рис. 372 и 373). Обычно этот термин применяется лишь к тем жилам, которые выделены выветриванием или размыванием из вмещающей их массы благодаря большей твердости слагающего их материала (рис. 373). Возможны однако и обратные случаи — более быстрого разрушения самой дайки, которую можно тогда назвать отрицательной в отличие от первых — положительных. На рис. 372 представлены разнообразные случаи залегания даек и различных выходов их в обнажениях, имеющие большое значение при изучении рудных залежей

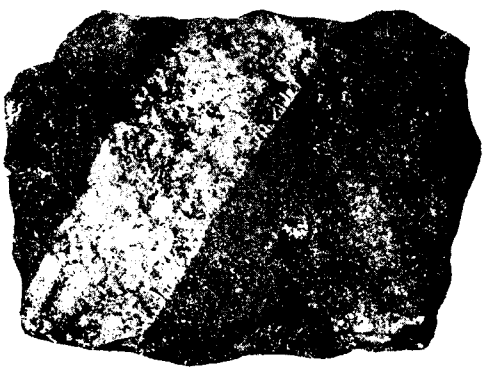


Рис. 370. Жила кварца в граните.



Рис. 371. Отпрепарированная выветриванием кварцевая вертикальная жила. Султан-унз-даг. Фот. А. Чуракова.

Штоками (Stöcke, bosses, amas, typhons) называют бесформенные массы значительных размеров по всем направлениям. Если шток вытянут в каком-либо одном направлении, то он приближается к жильному штоку, например залежи магнитного железняка в ортоклазовых породах горы Благодать на Урале. Если шток залегает в слоистых породах, то подобно жилам

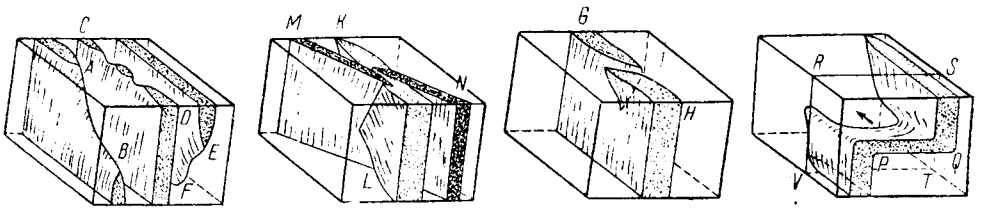


Рис. 372. Различные случаи залегания и обнажения даек, по Харкеру.

AB—выклинивание дайки вверх; *CD*—разобщенные выходы на поверхности вследствие волнистой верхней части дайки; *FE*—выклинивание дайки вниз; *GH*—ложная разобщенность частей одной дайки, сплошность которой можно установить на нижних горизонтах; *MN*—более поздняя дайка проходит как бы через старую *KL*, фактически ее не пересекая, благодаря условиям, подобным *GH*; *PQ*—настолько резкий временный изгиб дайки, что разрез *RSTV* может, не обнаружив соединительной горизонтальной части (силля), повести к ошибочному заключению о двух отдельных дайках.

может быть параллелен или перпендикулярен пластам; в первом случае он называется *пластовым штоком*, или *интрузивною залежью* (Intrusivlager), а во втором — *тифоном*.

В виде штоков преимущественно залегают массивно-кристаллические породы — вроде гранита и сиенита, а также некоторые породы химического происхождения — вроде гипса и каменной соли, рудные залежи, особенно колчеданные, наконец штокообразными массами встречаются рифовые известняки кораллового и мшанкового происхождения.

Если шток какой-нибудь породы проникнут рудными жилами и прожилками настолько, что вся масса породы может быть разрабатываема, то его называют *штокверком*. Небольшие поверхностные рудные штоки называются *буцинами*, или *буценверками*. Маленькие рудные скопления называются также *гнездами*. Совокупность мелких рудных включений, рассеянных неправильно в массе породы, называется *вкрапленником*; если вкрапленник представляет определенную рудную полосу, то называется *фальбандом*.



Рис. 373. Дайка трахидолерита среди юрских песчаников. Перевал Джитымашу между Ферганой и Кашгарией. Фот. Д. Мушкетова.

Купола (Kuppen) представляют собой лакколиты (см. § 28) на поверхности земли, т. е. колоколообразные или конические массы изверженной породы, продолжающиеся в жилу, через которую некогда доставлялась порода на дневную поверхность (рис. 374 и 375).

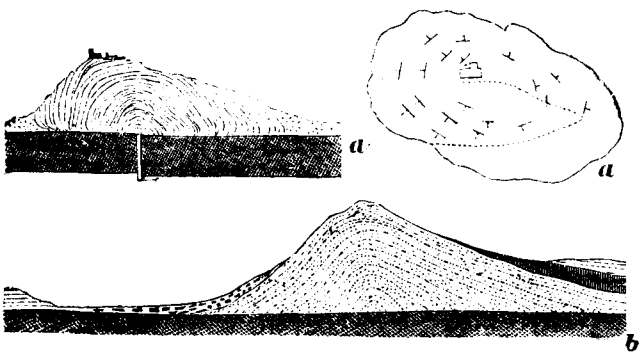


Рис. 374. Фонолитовые купола.

aa—план и разрезы фонолитовых куполов Теплица; *b*—у Билина (Шлоссберг, Шлидингберг).

Так как большинству возвышенностей, сложенных массивно-кристаллическими породами, свойственно приобретать на поверхности куполообразную форму, то для решения, действительно ли это в точном смысле купола, необходимо установить наличие этой жилы, корня купола. Остаток этой «ножки» лакколита или заполнения кратера вулкана, обнаженный денудацией, называется английским термином *некк* (шея) (рис. 376). Для внутреннего строения куполов весьма характерна возникающая при их застывании, перпендикулярно поверхностям охлаждения, столбчатая отдельность (см. выше), располагающаяся около оси купола веерообразно (в верх-

ней части веер открыт вверх, в нижней — вниз). Плитообразные отдельности характерны наоборот для краев частей купола и окаймляют их, отслаиваясь концентрически. Купола преимущественно сложены помимо современных лав базальтами, фонолитами и трахитами третичного возраста.

Покровы (Decken, Effussivdecken). В случае если изверженная порода, выступающая на поверхность, расплывается во все стороны и образует нечто вроде пласта, такая форма называется покровом (рис. 375). Нередко не-

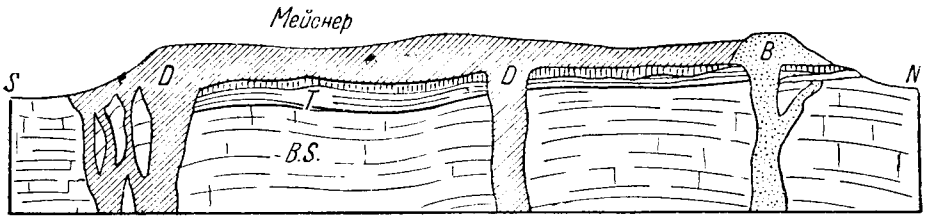


Рис. 375. Купол базальта (*B*), покров долерита (*DD*) с жилами, пересекающими пласты (*BS*) — пестрого песчаника и *T* — третичные с бурым углем.

сколько покровов залегают слоисто один над другим, — например в центральной Франции, Исландии, Декан в Индии. В виде покровов залегают базальты, мелафиры, порфиры и диабазы.

Если на покрове отлагаются впоследствии осадки, то возникают осадочные свиты, содержащие иногда весьма правильные пласты изверженных пород (диабазов и др.), которые естественно подчиняются вместе со всей свитой всем тектоническим нарушениям ее, т. е. образуют складки и т. п.

Потоками (Ströme, streams, coules) называют такие покровы, которые обнаруживают ясные следы течения в каком-либо одном направлении, так что в потоке всегда можно отличить длину от ширины, что в покрове неразличимо (см. рис. 330—332).

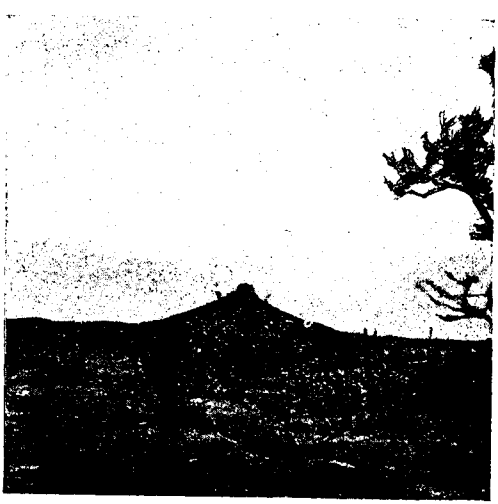


Рис. 376. Некк базальта (юрского периода). Минусинская котловина около улуса Ключика. Фот. А. Чуракова.

Изверженные породы являются первоисточником всех руд тяжелых металлов.[1] Правда, мы знаем примеры рудных месторождений, главным образом железных и марганцевых руд, реже медных, золотых, платиновых, приуроченных к пластам горных пород, не подвергавшимся какой-либо дислокации; таковы скопления магнитного песка на берегах морей, залежи марганцевой руды Никопольского района Украины, болотные и озерные железные руды севера СССР и Финляндии, медистые песчаники Поволжья, золотые и платиновые россыпи Урала и Сибири. Но все месторождения этого типа являются не первичными, а вторичными, т. е. их рудный материал заимствован из ранее существовавших первичных месторождений

[1] Данный краткий обзор составлен по В. А. Обручеву.

и только перемещен химическими и механическими процессами и в виде скоплений сосредоточен на новом месте.

Закономерная связь рудообразования с процессами образования гор выяснилась только недавно благодаря успехам геологических наук — тектоники, петрографии и геохимии.

Развитие новой отрасли геологии — геохимии, в которой видное участие принадлежит советским ученым Вернадскому и Ферсману, много способствовало разъяснению процессов рудообразования и закономерности сочетания минералов в месторождениях разных типов. Одновременно совершенствовалась и классификация рудных месторождений: морфологическая, господствовавшая в XIX веке, сменилась смешанной морфологически-генетической, предложенной Гроддеком в 1880 г. (хотя основателем ее был уже Бюра). В различных видоизменениях она повторялась до конца второго десятилетия XX века, когда и в Германии и в Америке появились чисто генетические классификации, окончательно разработанные в последние годы и основанные на физических условиях давления и температуры, при которых протекает процесс рудообразования.

Из тяжелых металлов только железо входит в состав изверженных пород в количестве 5%, а все остальные — в десятых, сотых и тысячных долях процента. Поэтому понятно, что наиболее крупные по размерам рудные месторождения представляют железные руды в соединении с кислородом (магнетит, гематит, мартит), с углекислотой (сидерит), с водой и кислородом (лимонит), с серой (пирит, пирротин). На втором месте по объему стоят месторождения марганца, обычно сопровождающего также многие железные руды, а все остальные тяжелые металлы встречаются в виде месторождений небольшого объема, но часто все-таки выгодных для добычи ввиду гораздо большей ценности этих металлов сравнительно с железом и марганцем.

Благодаря процессу дифференциации соединения тяжелых металлов, содержащиеся в магме, могут сосредоточиться сплошными массами или в сопровождении других минералов, в большем или меньшем количестве слагая рудные месторождения, которые называются магматическими.

Ввиду того что основные горные породы богаче тяжелыми металлами, чем средние и кислые, магматические месторождения чаще встречаются среди первых (перидотитов, пироксенитов, норитов, габбро, анортозитов, лабрадоритов), реже среди средних (диоритов, сиенитов, гранодиоритов, монцонитов) и еще реже среди кислых (гранитов).

Форма и величина магматических месторождений очень разнообразны: вкрапления отдельных рудных минералов, более или менее густо рассеянные как в самой изверженной породе, так и в ее оболочке; гнезда, чечевицы, линзы разной величины, вплоть до целых штоков, представляющие рудные шлиры выделения.

Рудные месторождения, подчиненные пегматитам, не содержат соединений тяжелых металлов в количестве, выгодном для добычи, но характеризуются присутствием редких и ценных минералов, имеющих промышленное значение, а также слюды, полевых шпатов и кварца, применение которых в технике все более возрастает.

При затвердевании расплавленной изверженной породы из нее выделяются в большом количестве горячие газы и пары воды; это можно наблюдать непосредственно на действующих вулканах. Эти выделения летучих составных частей магмы, называемые *эманациями*, выносят вместе с собой в большем или меньшем количестве соединения тяжелых металлов, которые и осаждаются как в оболочке интрузивного тела, так и позже в периферических частях его, уже успевших достаточно охладиться и затвердеть к тому времени.

Совокупной деятельностью эманаций разного времени и состава создаются рудные месторождения, называемые эманационными.

2. Контактовый метаморфизм

Немедленно после внедрения интрузивного тела в более древние породы земной коры начинается его влияние на последние, сначала исключительно тепловое, выделяемым жаром, прогревающим ближайшую зону оболочки и вызывающим в ней контактовый метаморфизм. В эту первую стадию, как известно из петрографии, происходит образование новых минералов из материалов горных пород оболочки, без привноса вещества из интрузии: глинистые сланцы превращаются в роговиковые, узловатые, пятнистые; чистые известняки — в мрамор; нечистые — в мрамор с различными силикатами железа, магния, кальция, алюминия; песчаники — в роговики. Новые рудные месторождения не образуются, но существовавшие ранее в пределах оболочки изменяются, превращаясь в метаморфические. Первая стадия охлаждения интрузивного тела должна иметь более бурный характер, чем последующие. Но довольно скоро, как только периферические части интрузии, соприкасающиеся с холодной оболочкой, которой они отдают свое тепло, начнут затвердевать, летучие компоненты — *минерализаторы*, содержащиеся в застывшей магме, выделяются, и начинается стадия более сухих эманаций, к действию жара присоединяется влияние этих компонентов, выносящих с собой в газообразной форме соединения тяжелых металлов, среди которых главную роль играют соединения железа, меньшую — соединения меди (с железом) и еще меньшую — соединения других металлов. В оболочке происходит теперь как новообразование минералов, так и преобразование ранее существовавших, в том числе и возникших в первую стадию, причем главную роль играют процессы *метасоматизма*, т. е. замещения. Характер новообразований и преобразований зависит уже не только от химического состава пород оболочки, как в первую стадию, но и от состава магмы, и результаты различны, смотря по роду, обилию и температуре эманаций.

В эту вторую стадию процесса, существенно представляющую *контактовый метасоматизм*, создаются рудные месторождения, называемые *контактовыми*, среди которых наибольшее значение имеют месторождения железных руд как окисленных, так и сернистых, причем последние нередко содержат медь, золото, серебро и поэтому получают название медных, золотых и пр. Контактовые месторождения располагаются главным образом в оболочке интрузивного тела, частью непосредственно у контакта, частью на более или менее значительном расстоянии от него: в иных случаях они залегают и в пределах самой интрузии, именно в крупных ксенолитах, т. е. отторженцах кровли, которые погрузились в магму и подверглись ее воздействию посредством жара, газов и паров. Они связаны чаще всего с глубинными породами средней кислотности — гранодиоритами, кварцевыми и бескварцевыми монцопитами, сиенитами, реже с кислыми и еще реже с основными: гораздо реже они известны в связи с эффузивными или жильными породами. В большинстве случаев они приурочены к известнякам, которые наиболее поддаются реакциям контактового метасоматизма. Нередко они пересекаются жилами жильной свиты интрузии; это доказывает, что рудообразование происходило до полного затвердения последней.

3. Пневматолиз

Пневматолитовые месторождения образуются позже контактовых, именно в ту стадию охлаждения интрузивного тела, когда его периферические части, соприкасающиеся с оболочкой, успели застыть и настолько отвердеть, что в них могут образоваться контракционные трещины. В это время охлаждение успело распространиться на большую глубину, и в составе эманаций все бо́льшую роль играют летучие компоненты. Из тяжелых

металлов железо уже не господствует, а появляются более редкие элементы — олово, вольфрам, молибден, висмут, а из легких — калий и литий.

Пневматолитовые месторождения чаще всего связаны с кислыми породами, менее часто со средними и редко с основными; это объясняется тем, что эманации, особенно богатые минерализаторами, свойственны кислым породам, а эманации основных пород могут быть богаты только хлором, что обусловливает особый тип связанных с ними пневматолитовых месторождений, именно апатитовый.

4. Гидротермальные месторождения

Наибольшее распространение и практическое значение имеют процессы образования *гидротермальных* месторождений, которые на основании вышеизложенного связывают с дальнейшим остыванием и затвердеванием

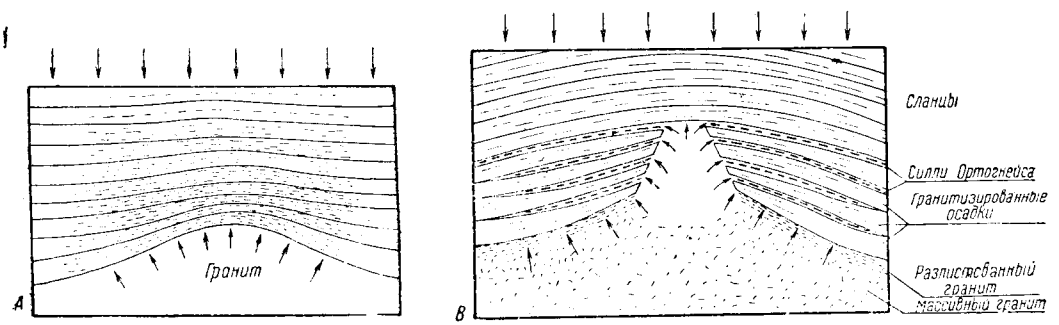


Рис. 377. Влияние интрузии гранита на вышележащие сланцы и их гранитизация, по Броку.

A изображает первую стадию поднятия интрузии, создающей сланцеватость; *B*—вторую, силлы, внедряющиеся от гранита в осадочную породу, ее гранитизируют (сравнить с рис. 419).

магмы, эманации которой в виде газов и паров постепенно переходят в водные растворы горячих источников, поднимающихся по трещинам и порам горных пород к земной поверхности. На этом пути постепенно благодаря понижению температуры и давления, а также благодаря влиянию боковых пород из растворов выделяются тяжелые металлы в виде сульфидов простых

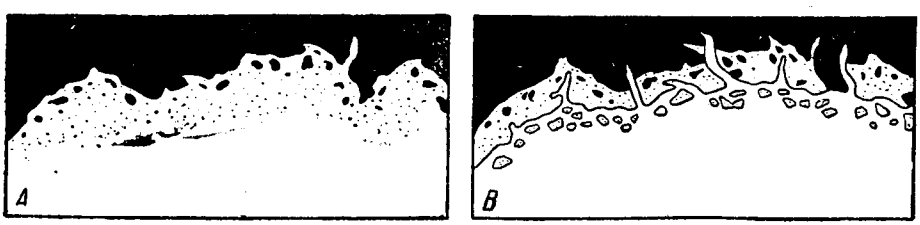


Рис. 378. Разрез части батолита (белое и точки) в различных стадиях затвердевания (черное—вмещающая порода), по Веберу.

A—точки показывают ту часть интрузии, которая была раскристаллизована и образовала оболочку расплавленной части; *B*—последующим движением магма была внедрена в эту оболочку.

и сложных. Вполне понятно, что на длинном пути от интрузии, дающей начало этим растворам, до земной поверхности условия, при которых происходят выделение и отложение минералов, должны быть различны, а следовательно и состав образующихся месторождений не может быть тождественным; на большой глубине как температура растворов, так и давление

должны быть велики, на меньшей глубине температура и в особенности давление понижаются. В связи с этим по предложению американских ученых установлено деление гидротермальных месторождений по глубине их образования: месторождения большой глубины называют *гипотермальными*, средней глубины — *мезотермальными*, а малой глубины — *эпитермальными*.

Среди гипотермальных месторождений наибольшее распространение и практическое значение имеют месторождения сернистых руд, особенно содержащих золото в самородном виде и в составе разных сульфидов, менее — меди (в сопровождении турмалина, молибдена, олова, золота), еще реже — серебра, свинца, цинка и ртути.

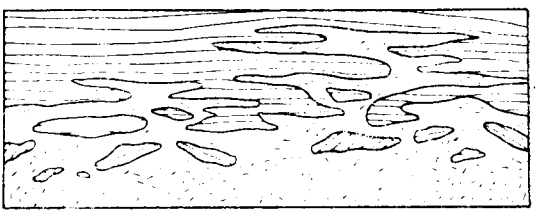


Рис. 379. Деталь контакта между сланцами (штриховка) и интрузией. Внедрение изверженной породы в сланец легче происходило вдоль слоистости

Состав и характер боковых горных пород имеют влияние на богатство рудных месторождений как прямое, так и косвенное. Прямое влияние зависит от состава и является химическим и гальваническим. Косвенно влияют породы изменением ширины и характера трещин: в твердых нехрупких породах трещины более ровные и резко ограниченные, в хрупких они легко раздробляются и ветвятся, в сланцеватых при пересечении под острым углом трещины дают многочисленные отпрыски. Все это отражается на мощности и постоянстве рудных жил, заполняющих трещины.



Рис. 380. Ксенолиты—включения в граните, увеличенные им во время образования интрузии. Султан-уиз-даг. Фот. А. Чуракова.

Трещиноватость, получившаяся вследствие интрузии, в отличие от динамометаморфизма идет параллельно контакту и лишь вблизи него.

В контактах наблюдаются *включения*, которые могут быть однородными с интрузией и инородными ей — *ксенолиты;* первые — того же происхождения,

что и окружающая магма (при повторной интрузии), вторые представляют собой обломки вмещающей породы. Важно отмечать форму включений оплавленную, угловатую и пр., вообще наблюдать контакты и включения. На рис. 377—380 показаны примеры таких включений и влияния интрузий.

Определение *формы эруптивного тела*, если оно больших размеров, как батолит или лакколит, не может быть сделано на одном обнажении, но лишь по сумме наблюдений на большом пространстве. Тела небольших размеров хотя бы в одном измерении часто могут быть определены непосредственно, например пластовая залежь, внедрившаяся между пластами, потому что она залегает согласно в почве и кровле с вмещающими породами.

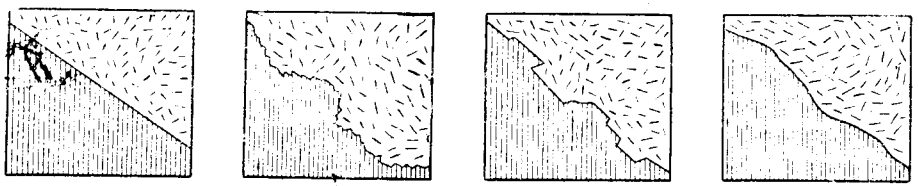


Рис. 381. Типы контактов интрузий в разрезе по Веберу.

a—прямолинейный; *b*—зазубренный; *c*—глыбовой; *d*—волнистый.

или дайка и апофиза, секущие вмещающую породу несогласно, или неправильный хонолит, или столбообразный некк. Иногда трудно отличить залежь от потока, прикрытого последующими слоями. Поток пористый и шлаковиден в кровле, пустоты здесь могут быть заполнены осадочным материалом: сами покрывающие породы могут содержать обломки лавы, залежь же может иметь апофизы, содержать обломки покрывающих пород и метаморфизовать покрывающие породы. Покровы, несмотря на свои значительные размеры, определяются иногда непосредственно по столовой форме гор или по залеганию пластов (по Полканову).

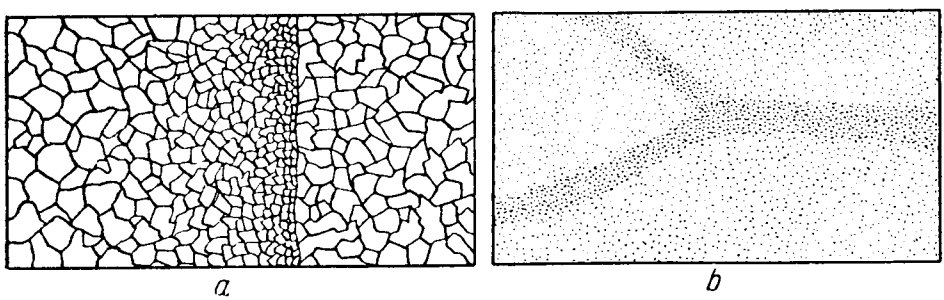


Рис. 382. Резкий (*a*) и слепой (*b*) контакт двух изверженных пород, по Веберу.

a—резкий контакт двух изверженных пород; левая порода моложе, так как ее структура тонкозернистее у контакта, где кристаллизация около холодной правой породы была затруднена; *b*—ветвистая дайка со слепым контактом.

Изменение в структуре указывает на условия затвердевания породы. Мелкозернистое или стекловатое сложение контактовой зоны с грубозернистым ядром указывает на охлаждающее действие соседней породы или атмосферы. Зернистое сложение в контакте показывает, что порода более старая была сильно нагрета, что могло происходить от остывания на большой глубине. Флюидальное сложение в контактовой зоне показывает на движение как раз во время застывания и т. п.

Особый интерес поэтому представляют контакты, которые необходимо

исследовать особенно тщательно. Образцы в контактах надо брать в большом количестве, последовательно в различном расстоянии от контакта в ту и другую сторону, для иллюстрации изменений в сложении обеих контактирующих пород

Отмечают *форму контакта:* если она прямолинейна (рис. 381, *а*) или зигзагообразна (рис. 381, *b* и *c*), то это может служить указанием, что магма интрудировала в зону разлома и что вмещающая порода была холоднее расплава, а волнистый контакт служит указанием (рис. 381, *d*), что вмещающая порода находилась в зоне текучести и разница в температуре магмы и вмещающей породы не была велика.

Резкость контакта указывает на быструю интрузию и застывание или что магма не обладала способностью изменять и растворять вмещающую породу (рис. 382, *а*). *Слепой контакт* (рис. 382, *b*) указывает, что изверженная порода проложила свой путь в сильно прогретую вмещающую породу, причем линия контакта вследствие сильного взаимодействия и смешивания пород совершенно теряется.

5. Дифференциация магмы

Процессы дифференциации, т. е. совокупности всех физико-химических процессов, которыми сопровождается переход огненно-жидкой магмы в изверженную породу, до сих пор еще не выяснены с надлежащей полнотой. Одни допускали дифференциацию еще в жидкой магме, т. е. что родоначальная магма расщепляется на производные (ликвационная теория Дюроше); другие дифференциацию считали процессом диффузионным и придавали большое значение дифференциации при кристаллизации по удельному весу, кислотности; третьи объясняли дифференциацию неравномерностью состава магмы и вторичным плавлением при извержении вместе с породами, встречаемыми на пути; четвертые наконец приписывали дифференциацию вплавлению посторонних масс или взаимодействию магмы и вплавленных пород, захваченных по пути при извержении. Некоторые исследователи указывают, что дифференциации, как явление весьма сложное, должна начинаться еще в магме, продолжаться при извержении и оканчиваться при затвердевании или кристаллизации ее, т. е. должна проходить несколько фаз, из которых последние зависят от частных или местных причин, обусловливающих существование так называемых *петрографических провинций* или *вулканических формаций*. Понятие о петрографических провинциях впервые введено Джеддом; он определяет их как области, в которых породы, изверженные в известный геологический период, обладают многими общими особенностями в составе и микроструктуре, отличающими их от аналогичных пород других областей, хотя бы извергавшихся одновременно с первыми. Допуская фазы в дифференциации, Левинсон-Лессинг резко различает дифференциации: *кристаллизационную* и *магматическую*, причем последняя разделяется еще на дифференциацию *глубинную* или *статическую*, которая совершается в глубинной магме в период покоя ее, и на *асцензионную* (анабатическую), которая наступает при поднятии магмы по трещинам или полостям при ее движении, хотя бы это движение закончилось внутри земной коры и не завершилось извержением, т. е. было бы интрузивное или плутоническое, а не эффузивное или вулканическое (см. ниже).

Магматическая дифференциация происходит в жидкой, легко подвижной массе и зависит главным образом от внешних условий — температуры и давления, тогда как кристаллизационная дифференциация происходит в вязкой, тягучей массе, непосредственно перед кристаллизацией различных составных частей ее, и зависит от комбинации химического сродства соединяющихся между собой оснований и принципа наибольшей работы Бертело, состоящего в том, что выделяются раньше те минералы, у которых сокращение объема больше (т. е. разница между истинным и теоретическим эквивалентным объемом). При магматической дифференциации (особенно интрузивной) происходит расщепление смесей жидкостей под влиянием вплавленных веществ, что не только изменяет растворимость некоторых веществ и нарушает равновесие, выражающееся выделением избытка некоторых растворенных веществ, но также обусловливает распадение магмы по принципам расщепления смесей жидкостей. Вследствие этого в жилах и массивах нередко наблюдается совместное присутствие различных пород, возникших из общей магмы под влиянием расщепления. В этом отношении Левинсон-Лессинг приводит любопытный факт из Мугоджар, где в небольшой горе Бахтыбай встречаются совместно диориты, порфириты, вариолиты и стекла — не как продукты различных самостоятельных извержений, а как продукты дифференциации одной и той же изверженной магмы. Лакруа приводит интересные примеры, указывающие на взаимодействие магмы и включений; например при сплавлении лав Везувия с известняками происходит обмен основаниями, так что в контакте близ лавы образуются известковые силикаты, а близ известняков — магнезиальные; следова-

тельно здесь наблюдается стремление к уравнению состава сплавляющихся пород, что Джонстон-Левис называет *осмосом* и объясняет им разнообразие изверженных пород отдельных петрографических провинций. Вплавление посторонних масс не только охлаждает магму, но делает ее более легкоплавкой, подвижной и способствует понижению точки плавления и дальнейшему растворению. Фохт и др. указывают, что обогащение магмы FeO, MnO, MgO, а вероятно и CaO, делает ее легкоплавкой, а наоборот — от прибавления K_2O и Al_2O_3 она становится тугоплавкой и вязкой; избыток глинозема задерживает кристаллизацию, и магма при этом застывает в виде стекла независимо от быстроты охлаждения.

Розенбушем (*22б*) было предложено деление всех изверженных пород на два основных ряда:

1) богатых Ca, Mg, Fe и Mn — *известково-щелочных:* граниты, диориты, перидотиты, андезиты и собственно базальты;

2) с преобладанием щелочей (особенно Na) — *щелочных:* фаялиты, тералиты, эссекситы, кератофиры, фонолиты, лимбуртиты, тефриты, базаниты и др.

Среди этого ряда теперь выделяют еще подгруппы: а) *фаялито-тералитовую*, или натровую, и б) *монцонитовую*, или калиевую; для первой характерны минералы нефелин, анальцим, содалит, нозеан, гаюин и мелилит, а для второй — лейцит. В каждом из рядов Розенбуша имеется последовательный переход членов от основных к кислым и различные магматические расщепления, но никогда не замечалось перехода пород одного в другой. Бекке внес представление о географическом распределении обоих рядов на петрографические провинции: *атлантическую* — щелочную и *тихоокеанскую* — известково-щелочную, считая кроме того, что первая связана с дислокациями дизъюнктивными, а вторая — с новейшей складчатостью. Идею о связи различных типов пород с разными типами дислокаций самостоятельно развил Харкер; ей же большое внимание уделяют Хоббс, Кобер и др. Громадное накопление сравнительного петрографического материала в последние годы из всех частей света заставляет однако сомневаться в пригодности принципа петрографических провинций Розенбуша—Бекке, страдающего несомненно искусственностью. В одном и том же месте установлены например в свите нижнего девона щелочные диабазы, а в свите верхнего девона — известково-щелочные. Найдены щелочные атлантические породы на островах и западных берегах Тихого океана, а также в молодых складчатых системах и т. п. Наиболее решительным противником всякого разделения на петрографические провинции и какой-либо связи их с характером тектоники является Дэли, объясняющий обогащение некоторых магм известью расплавлением в них известковых пород, а также Ог и Левинсон-Лессинг. Ог считал, что граниты произошли путем расплавления осадочных пород в геосинклиналях.

В кристаллизационной дифференциации магмы важное значение имеют порядок выделения минералов и химическое сродство. Для объяснения порядка выделения минералов было предложено много гипотез, но до сих пор еще трудно установить какие-либо общие правила. Одни полагают, что порядок выделения обусловливается кислотностью, т. е. основные выделяются раньше (правило Розенбуша); другие объясняют тугоплавкостью, третьи — растворимостью и пересыщением растворов (Лагорио), четвертые — давлением и вышеупомянутым принципом наибольшей работы Бертело (Беккер, Левинсон-Лессинг) и пр. Хотя все эти объяснения имеют много исключений, но в общих чертах считают возможным выделить следующие главные положения относительно порядка выделения минералов: 1) несиликатные составные части относятся к самым ранним выделениям; 2) в глубинных и многих эффузивных породах железисто-магнезиальные элементы (бисиликаты) выкристаллизовываются раньше полевошпатовых; 3) в диабазо-базальтовых и сферолитовых породах наоборот выделение полевошпатовых минералов предшествует кристаллизации бисиликатов (пироксена) или идет одновременно.

Кроме того на порядок выделения минералов имеет влияние удельный вес, так как в магме выделение идет в порядке убывания удельного веса, причем легкие всплывают, а тяжелые погружаются в магму; следовательно происходит дифференциация по удельному весу еще в жидкой магме. Это обстоятельство объясняет не только совместное нахождение вариетегов пород, но также некоторые оригинальные структуры: овоиды раннакиви и, что особенно важно, концентрацию рудных масс, например в лакколитах Богословска на Урале.

Наконец давление оказывает большое влияние как на дифференциацию, так и на кристаллизацию магмы; оно изменяет точку плавления, препятствует выделению паров и газов из магмы и следовательно способствует участию их при кристаллизации, мешает диссоциации разлагающихся при высоких температурах соединений, способствует или задерживает ликвацию несмешивающихся жидкостей и выжимает кристаллизационный остаток. Словом, влияние давления разнообразно, и оно объясняет нам разницу структур и других особенностей глубинных и поверхностных лав, а также первичное образование многих минералов в изверженных породах: например углекислый кальций при давлении в 1 000 *кг/см²* не разлагается даже при температуре в 1 000°, а плавится и застывает в виде мрамора. Отсюда мыслимо изверженное происхождение некоторых архейских известняков, залегающих среди гнейсов, анальцима, эпидотов и др., а также содержание воды в изверженных породах и стеклах, переход расплавленной роговой обманки в оливин и пр. Благодаря давлению подводные потоки лав хотя застывают с поверхности в стекло, но внутри кристаллизуются как глубинные. Давлением объясняют разницу не только

в структуре, но и в составе между батолитом и его разветвлениями (апофизами и жилами). Если заполнение трещин происходит в период кристаллизации магмы, то выжимается в трещины часть ее уже другого состава, «как бы маточный рассол родоначальной магмы», и значит в жилах получится другая порода. Так объясняют например происхождение грейзена, который рассматривают как выжатый остаток из кристаллизующейся гранитной магмы. Кроме того давление нередко деформирует раньше выделяющиеся кристаллы, т. е. изгибает или раздробляет их, и следовательно в некоторых случаях производит катакластическую структуру, подобную динамометаморфической, с которой ее однако не следует смешивать. Наконец совершенно оригинальный взгляд на происхождение изверженных пород переплавлением сланцев при складкообразовании высказан Хоббсом. Итак образование изверженных пород из магмы сопровождается весьма сложными физико-химическими процессами, которые и обусловливают разнообразие изверженных пород. За последнее время литература по вопросу о классификации и дифференциации магм разрослась чрезвычайно и далеко выходит уже за пределы общей геологии и настоящего курса, представляя предмет теоретической петрографии.

В заключение приведем основные выводы о происхождении изверженных горных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

К разрешению вопроса о генезисе изверженных пород[1] можно итти двумя путями: во-первых, дедукцией — от состава и строения земной коры и от данных геофизики и геохимии, это путь гипотез; во-вторых — индукцией, от конкретного изучения изверженных пород и их ассоциации, геологического и географического их распространения, изучения на местах непосредственного их формирования из магмы, это путь фактов.

Первый путь дает слишком общее и к тому же не однозначное решение, так как данные геофизики и в частности сейсмологии отличаются некоторой разноречивостью. Соображения, основанные на сейсмологии и на общих геохимических построениях (например соображения Гольдшмидта и Таммана), может быть кое-что и говорят о первоисточниках магмы, но не о конкретных магмах на местах их превращения в изверженные породы; нас конечно именно это и интересует.

Надежнее второй путь, и во всяком случае в нем заключается весь центр тяжести собственно петрогенетической проблемы, а не общей проблемы о строении и составе земной коры. Здесь мы исходим из фактов в области, доступной для непосредственного наблюдения.

Вот эти факты: существование лишь определенных типов изверженных пород как по минералогическому, так и по химическому составу, а не каких угодно ассоциаций, повторение одних и тех же типов во все геологические времена; неодинаковое распространение разных пород и значительное преобладание некоторых из них; определение ассоциации изверженных пород в виде петрографических формаций, отличительные особенности разных областей распространения изверженных пород, так называемые петрографические провинции, и другие факты, говорящие о неоднородности состава земной коры (как распространение олова, платины и др.).

Основной вопрос нашей проблемы заключается в следующем. Мы знаем отчасти магмы, знаем изверженные породы и как образуются последние из первых. Представление о том, что каждая порода образуется из особой магмы, давно оставлено, да и вряд ли существовало в виде научной гипотезы. Число магм значительно меньше, чем число пород; следовательно существуют какие-то процессы, которые приводят к образованию из одной магмы нескольких магматических пород. Совокупность этих процессов и есть то, что мы называем дифференциацией.

Второй основной вопрос таков, образуются ли всегда изверженные породы из иной родоначальной магмы, или в тех или иных случаях путем регенерации, переплавления более древних пород, ведущих свое начало от родоначальной магмы.

Ставя эту альтернативу, мы следовательно допускаем возможность двоякого происхождения изверженных пород, существования двух типов: *протогенных*, или прототектитов, и *дейтерогенных*, получающихся путем палингенеза или анатексиса, — это *анатектиты*. В конце мы увидим, что возможен еще и третий тип, то, что можно назвать *синтектитами*, т. е. продуктами смешения разных магм.

Палингенез, или анатексис, т. е. возрождение или переплавление, может быть результатом или повышения температуры, или понижения давления, приводящих к расплавлению более древних пород или первоисточника изверженных пород, если этот первоисточник является не жидкой, а твердой (потенциально жидкой) магмой. Таким образом мы приходим к вопросу о родоначальных магмах. Различные изверженные породы играют количественно различную роль в составе земной коры. Наибольшим распространением пользуются граниты и основные эффузии, т. е. базальты в широком смысле слова. Неудивительно, что в поисках родоначальных магм прежде всего к ним и обратились взоры петрографов и геологов: базальтовая или габброидная или просто основная магма с одной стороны, гранитовая или кислая магма — с другой. Около этих двух магм по преимуществу и вращаются все построения и все споры. В общем это соответствует построению Зюсса, по которому в земной коре есть верхний, более легкий слой и более

[1] Выдержки из доклада акад. Ф. Левинсон-Лессинга от 7 февраля 1934 г. в Академии наук «Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению».

богатый щелочами — Sial, и под ним более тяжелый, более богатый магнезией и железом слой — Sima (см. выше).

Базальтовая магма извергалась во все геологические периоды, с нее обыкновенно начинались циклы извержений, она признается всеми, хотя мнения об ее физическом состоянии и расходятся. Базальтовая магма находится под всей земной поверхностью как в области материков, так и под океанами, чего нельзя сказать про гранитовую магму: если она существует, то повидимому только под материками, о чем говорит средний валовой химический состав материков и отсутствие кислых пород в океанических областях. Одинаковое распространение гранитов и базальтов, о котором мы обыкновенно говорим, относится только к материковым участкам.

Существует ли базальтовая магма всегда в готовом, т. е. жидком, виде, или же она образуется периодически? На точке зрения ее периодического возникновения стоит Джоли с его теорией периодического возникновения базальтовой магмы от накопления тепла вследствие радиоактивного распада (см. главу X). Сторонники значительной внутренней теплоты земного шара считаются с существованием постоянной базальтовой магмы либо действительно жидкой, либо потенциально жидкой, т. е. достаточно нагретой, чтобы перейти в жидкое состояние при уменьшении давления. Многие молчаливо признали жидкую базальтовую магму. Сторонник этого взгляда Дэли в последнее время изменил свою точку зрения и считает, что базальтовая магма находится в стекловатом состоянии. Упругие свойства такого стекловатого базальтового слоя хорошо согласуются с тем, что требуется сейсмологией на основании скорости распространения сейсмических волн в тех слоях земной коры, где предполагается существование базальтовой магмы.

Как бы то ни было, существование базальтового слоя в том или другом виде признается всеми.

Не так обстоит дело с гранитовой магмой: вопрос о ней спорный. Дэли признает, что она когда-то существовала, но уже вся, так сказать, израсходована, дала верхнюю твердую гранитовую оболочку земной коры.

Отрицает ее и Боуэн, а вместе с ним и все сторонники его петрогенетических построений. И насколько нет разногласий по вопросу о генезисе базальтов и близких им основных пород, настолько же разнообразны и спорны взгляды на генезис гранитов.

Вопрос о родоначальных магмах в последнее время переживает своего рода кризис. Ревизия установившихся было взглядов в свете новых успехов экспериментальной петрографии и новых геологических наблюдений вносит в эти взгляды те или иные поправки и видоизменения. При этом, как это часто наблюдается в ходе развития теоретических воззрений на явления природы, возрождаются в обновленном виде старые взгляды или совершается эклектический синтез различных воззрений.

Итак, в проблеме генезиса изверженных пород стержнем, вокруг которого вращаются противоречия, является вопрос о монофилитическом или полифилитическом происхождении изверженных пород. Соответствует ли разнообразию изверженных пород также и некоторое разнообразие их материнских магм, или же все изверженные породы происходят от одной общей родоначальной магмы — вот в чем заключается основной вопрос петрогенезиса магматических пород.

Этот вопрос был поставлен Левинсон-Лессингом в 1910 г. и разрешен в пользу бифилитичности изверженных пород, т. е. в пользу старой гипотезы Бунзена, Котты и др. о двух магмах — кислой и основной. Этому же вопросу была затем посвящена его статья в 1929 г., и он нашел отражение в его петрографии.

Все новые взгляды говорят одно: единой базальтовой магмы недостаточно;[1] граниты и некоторые другие породы не ведут своего начала от базальтовой магмы, но вместе с тем разные авторы различно отвечают на вопрос о том, откуда ведут свое начало граниты и какие нужно внести добавления в гипотезу единой магмы (Хольмс, Феннер).

Одним из центральных пунктов в проблеме генезиса изверженных пород является также вопрос о происхождении гранитов. Нет надобности углубляться в дебри истории этого вопроса; достаточно разобрать несколько новых работ о генезисе гранитов, чтобы убедиться в том, что образование гранитов путем непосредственной кристаллизации кислой магмы, казалось бы считавшееся установленным, не является общепринятым. Этой теории *протогенного происхождения* гранитов, т. е. образования их путем непосредственной кристаллизации кислой магмы, противопоставляется в разных формах гипотеза *палингенного происхождения*. Под названием палингенного происхождения, т. е. палингенеза (Сёдерхольм), мы понимаем здесь все попытки объяснения генезиса гранитов или путем непосредственного переплавления более древних гранитов, или путем выборочного плавления или переплавления древних осадков и т. п. (Ог).

Работы последних лет по вопросу о происхождении гранитов отличаются разнообразием взглядов, но объединяются в одном отношении: они являются отражением того кризиса, который переживает теория происхождения гранитов из базальтовой магмы путем кристаллизационной дифференциации. При всем разнообразии новых гипотез общим является убеждение, что граниты не могут быть получены путем кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, что надо искать других объяснений для генезиса гранитов.

[1] По Хольмсу (в работе об ассоциациях кислых и основных пород), из базальтовой магмы получается только 10% гранофира.

Одна из гипотез, которая применяется в различных формах к толкованию генезиса гранитов, это гипотеза переплавления (анатексиса или палингенеза) древней гранитной коры (Сёдерхольм). До него переплавление в широких размерах было указано Лаунсопом. Наиболее полное выражение гипотеза анатексиса нашла себе в представлениях Дэли. Но Дэли признает все-таки, что кислая часть земной коры, теперь находящаяся в твердом состоянии и путем переплавления дававшая начало постархейским гранитам, когда-то находилась в жидком состоянии. Следовательно Дэли признает все-таки первично-магматическое происхождение гранитовой оболочки. Образование вторичных гранитов путем ассимиляции, которое было указно Дэли, относится лишь к некоторым частным случаям, а не к гранитам вообще.

К анатектическим представлениям о происхождении гранитов примыкают Бубнов и Эскола.

В общем возможны четыре объяснения разнообразия изверженных пород:

1) каждая порода происходит из особой магмы (эта точка зрения вряд ли кем-либо поддерживается в настоящее время);

2) причиной разнообразия пород являются процессы дифференциации одной или нескольких родоначальных магм;

3) причина кроется в ассимиляции;

4) причиной является смешение разных магм в различных отношениях.

При большом разнообразии процессов дифференциации можно все их свести к двум группам:

1) дифференциация в жидком состоянии до начала кристаллизации, так называемая магматическая дифференциация в тесном смысле слова;

2) дифференциация во время и при посредстве кристаллизации, так называемая кристаллизационная дифференциация.

В пределах каждой из этих групп наблюдается большое разнообразие процессов, требующих некоторой систематизации. Классификация процессов дифференциации, как процессов метаморфизма, может исходить из разных оснований:

1. Классификация фациальная, т. е. по глубине залегания дифференцирующейся магмы: а) абиссальная и гипабиссальная (Брёггер); б) глубинная и асцензионная анабатическая (Левинсон-Лессинг).

2. Классификация по фазам: а) магматическая; б) кристаллизационная; в) газовая.

3. Классификация по факторам, управляющим дифференциацией: а) гравитационная дифференциация; б) газовая дифференциация; в) механическая дифференциация.

4. Классификация по возбудителям, вызывающим дифференциацию: а) простое охлаждение; б) ассимиляция; в) дистилляция.

Независимо от той или иной группировки явлений дифференциации главнейшие процессы, которыми осуществляется дифференциация, сводятся к следующим: фракционированная кристаллизация и кристаллизационная дифференциация, отжимание, ликвация, газовый перенос.

Рассмотрение разных гипотез о дифференциации с несомненностью приводит нас к заключению о невозможности единой универсальной гипотезы дифференциации. Это признают не только критики существующих гипотез, но и горячие сторонники той или иной гипотезы как наиболее вероятной или единственно правильной. В этом отношении интересны совершенно правильные признания такого горячего сторонника кристаллизационной дифференциации, каким является Боуэн. Из того, что базальт может дать путем кристаллизационной дифференциации все остальные породы, еще не следует, говорит он, «что так и есть; решает здесь геология».

Необходимо детальное изучение комплексных интрузий, интрузивных и эффузивных формаций и количественный учет изверженных пород на местах древних щитов и древних геосинклиналей. Подход именно с этой стороны целесообразен, так как обнаружились отличительные особенности между материками и древними геосинклиналями и вместе с тем ошибочность прежнего учения об универсальных провинциях тихоокеанской и атлантической с разными поправками к ним.

§ 30. СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОВ И ДРЕВНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

Строение вулканов определяется свойствами и расположением извергаемых ими продуктов. Выше мы уже видели, что одни рыхлые продукты или туфы слагают *слоистый* вулкан совершенно правильной конической формы, в котором слои залегают периклинально. Правильность конуса и периклинальное залегание пластов почти не изменяются, если только лава постоянно изливается спокойно из главного кратера и распределяется равномерными потоками по склонам вулкана, например на Кракатау (рис. 383 и 397), внутреннее строение которого отчетливо обнаружилось после громадного сброса, бывшего следствием замечательного извержения 1883 г., когда большая часть этого вулкана с северной стороны опустилась ниже

уровня моря, а оставшаяся представила прекрасное обнажение поперек всего вулкана. Иногда слои лавы перемежаются со слоями туфа. Правильным строением обладают только небольшие вулканы, представляющие результат одного или немногих извержений. При продолжительной деятельности вулкана, чередующейся с большими периодами покоя, когда кратер

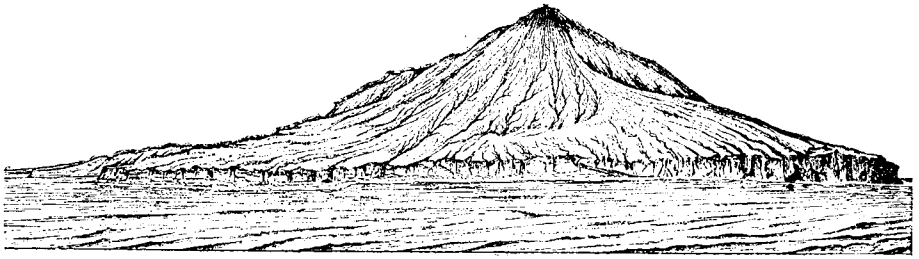


Рис. 383. Вид Кракатау до извержения 1883 г.

перемещается или изменяет форму, а в зависимости от этого потоки лавы распределяются неравномерно, очевидно правильность эта значительно нарушается, особенно при образовании радиальных трещин с паразитическими конусами извержения; тогда строение вулкана усложняется. Кроме перемежающихся слоев лавы и туфа, неравномерно развитых на разных склонах и отличающихся по древности, свита их во многих местах пересечена многочисленными жилами лавы, частью выходящими на поверхность и оканчивающимися второстепенными конусами извержения, частью же скрытыми в массе слоистых отложений и обнажающимися только при размытии потухшего вулкана. Общий тип такого сложного строения наблюдается как на современных, так еще лучше на древних размытых вулканах. На рис. 384 и 385 изображен схематический разрез Везувия, который, подобно Этне, Эпо-

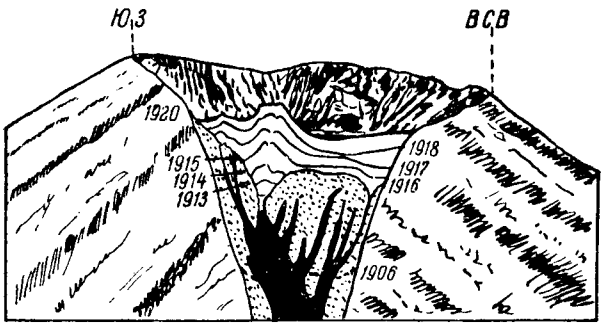


Рис. 384. Идеальный разрез Везувия, по Малладра.

Видно прогрессивное заполнение кратера с 1906 г. Часть, покрывая точками, обозначает заполнение кратера обвалами с 1906 до 1913 г.; сплошная линия—главный ствол и языки лавы.

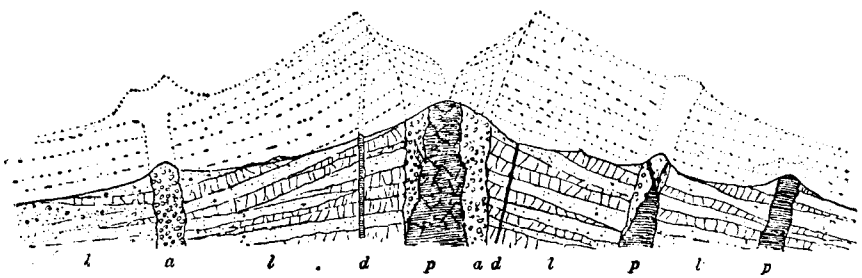


Рис. 385. Разрез слоистого вулкана конуса Везувия.

мео и многим другим вулканам, начал образовываться под уровнем моря, что доказывают древние нижние слои туфа его, содержащие морские раковины, и затем уже, постепенно возрастая, выдвинулся из воды и сделался мате-

риковым вулканом. Иногда жилы, прорезывающие слои туфа, весьма сложны, неправильны и пересекают друг друга.

С другой стороны, слои туфа и лавы, залегая всегда периклинально, отличаются большею неравномерностью в толщине и длине, так как при разных извержениях величина потоков лавы и количество рыхлых продуктов различны. Строение это еще более усложняется при перемещении центра извержения и при излиянии потоков лавы через боковые трещины.

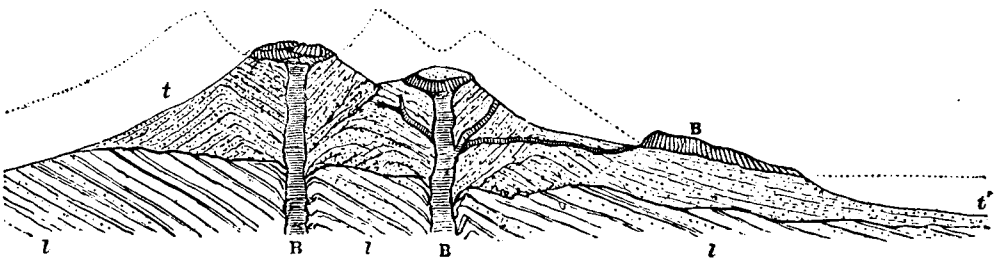


Рис. 386. Разрез горы Лярго-Ляо.

как это наблюдается нередко в старых вулканах, например в конусах Лярго-Ляо в Шотландии, извергавших еще в пермский период. Эти слоистые вулканы расположены на нижнекаменноугольных образованиях (*l,l* рис. 386) и состоят из периклинальных слоев туфа *t,t'*, прорезанных жилами ба-

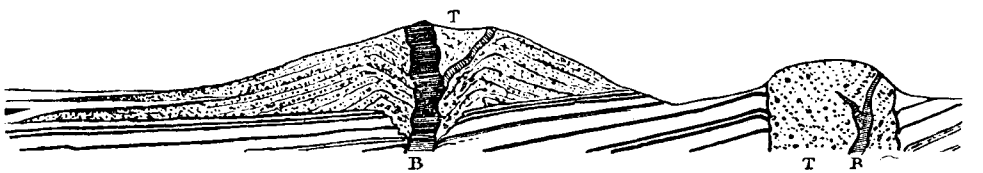


Рис. 387. Разрез гор Салин-хилле.

зальта *B*, из которых одна боковая образовала покров базальта на поверхности *B'*, представляющий как бы обрывок пласта. В некоторых случаях, например при подводном формировании вулкана, продукты его переслаиваются с осадочными образованиями, которые в данном случае определяют

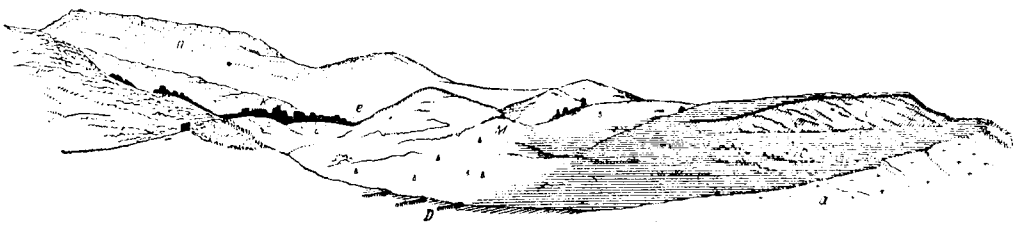


Рис. 388. Вид вулканов Венда.

его возраст, особенно если содержат окаменелости: таковы например каменноугольные конусы холмов Кнок и Салин в Шотландии (рис. 387), состоящие из базальта *B*, прорезывающего периклинальные слои туфа *T*, который у основания вулкана перемежается с каменноугольными пластами, содержащими флецы каменного угля и железных руд.

В этом отношении особенно интересна вулканическая область Падуа, одна из немногих, где извержения происходили в меловую эпоху. По исследованию Рейера, древние вулканы Падуа представляют в настоящее время небольшую гряду холмов между Падуа

и Эксе, простирающуюся почти меридионально и возвышающуюся над равниною от 300 до 500 *м*; между ними, почти посредине гряды, выделяется туфовая гора Венда, направо, т. е. к северу от нее, почти такой же высоты трахитовая гора Лонгелис. Все эти куполообразные горки, состоящие из вулканического туфа и трахита, покоятся преимущественно на верхнемеловых, полого падающих известняках (scaglia) и представляют остатки размытых, некогда действовавших вулканов. В разрезах долин размытия наблюдаются радиальные жилы, сходящиеся к туфовому центру, а также размытые части трахитовых потоков среди пластов известняка. По мнению Рейера, вся область эта в меловую эпоху была покрыта морем, на дне которого отлагались известняки и временами происходили излияния трахитовых потоков и извержения туфа. Потоки покрывались слоями вновь образующегося известняка, над которым снова разливались потоки и т. д., так что получились перемежающиеся пласты известняка и трахита, обнажающиеся теперь в разрезах долин. К концу меловой эпохи общий характер пород изменился: трахитовые излияния сменились более основными, богатыми авгитом породами, преимущественно авгитовым андезитом и отчасти роговообманковым андезитом; рядом с этим изменением светлые туфовые известняки меловой системы заменились темным эоценовым мергелем вследствие примеси темного основного туфа. В то же время возраставшие конусы извержения выступили над поверхностью моря; нижние части их состоят из светлого трахитового туфа, а верхние — из черного основного, который перемежается с эоценовым мергелем, заключающим наземные растения и прослатки угля. Над эоценовыми темными туфами и андезитами снова появляются трахитовые массы, которые

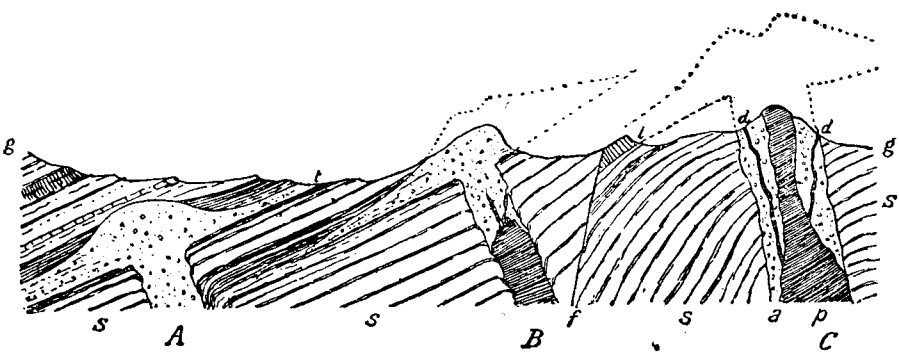


Рис. 389. Разрез размытых вулканов Айршайр в Шотландии.

в центре образуют большие накопления светлого туфа, а на окраинах — трахитовые купола гор Мадонны, Альтора и пр. Мощные трахитовые жилы Форша прорезают центральный туфовый конус Венда (см. рис. 388). В период олигоцена происходили только маленькие излияния основных пород, а затем вулканы потухли и стали размываться.

На ландшафтном рисунке Рейера, как на разрезе, видны почти все вышеупомянутые (см. рис. 388) отложения. Над трахитами *a* верхнего мела залегает основной эоценовый мергель *b* со включением андезитового потока *c*, который составляет вторую террасу над первой трахитовой Цофана (*a*). В долине Шиванойя *D* трахитовые потоки находятся совместно с андезитовыми, а выше — мелкие потоки роговообманковых андезитов *e* и *M*. Все эти породы в центре Венды *n* прикрыты мощными отложениями трахитового туфа, прорезанными громадной жилой трахита *k* — Форше. Остатки радиальных жил видны на вышеприведенных рисунках (см. рис. 305).

Таким образом вулканы Венда показывают не только перемежаемость вулканических пород с осадочными разного возраста, но также и то, что качество извергаемых продуктов изменяется далеко не последовательно, как полагали раньше, а напротив — как бы периодически, именно после кислых трахитов изливались основные андезиты, за которыми снова следовали кислые породы. А. Гики подметил такую же периодичность в качестве продуктов, извергавшихся палеозойскими вулканами Великобритании, т. е. сначала они извергали основные лавы, а затем кислые, но после долгого периода покоя снова извергали основные, которые опять постепенно сменялись кислыми. В новых третичных вулканах повидимому наоборот — основные лавы чаще следуют за кислыми, как полагал Саргориус фон-Вальтерсгаузен. К подводных вулканах, извергающих одновременно с отложением осадков, наблюдается не только перемежаемость потоков лавы с осадочными породами, как в вулканах Венда, или слоев туфа, как в Шотландии, но даже включения целых вулканических конусов среди осадочных образований, с которыми они совместно, подвергаясь дислокации и денудации, иногда выходят на дневную поверхность. Гики дает следующую схему строения таких включенных, дислоцированных и размытых слоистых вулканов (рис. 389), например в Айршайре близ Дарли, в Шотландии. На схематическом разрезе (рис. 389) видно, что среди осадочных пород (*s*, *g* — каменноугольные слои) залегают три вулканических конуса *A*, *B*, *C*, состоящие из туфа *t*, даек *p* и жил *d*,*d* лавы. Каналы

извержения их, обыкновенно строго вертикальные, получили наклон в сторону падения пластов, следовательно испытали дислокацию уже после своего образования совместно с пластами осадочных пород. Конус *A* залегает целиком среди осадков и сохранил еще свою форму, как и доказано было рудничными работами в Айршайре; конус *B* уже большею частью смыт, осталась только левая часть его, вклиненная между пластами; наконец конус *C* совершенно размыт до центральной дайки *p* лавы, которая выходит на поверхность. От бывшего конуса уцелел только небольшой клочок потока лавы *l* разорванный кроме того сбросом *f*, очевидно происшедшим тоже после сформирования вулканических конусов. Такие включенные конусы, происходившие в период отложения осадков, не следует смешивать с инъекциями расплавленных масс в виде интрузивных залежей и лакколитов, которые хотя тоже залегают среди осадочных пород, но никогда не сопровождаются туфами; кроме того они образовались гораздо позже заключающих их осадков и своим выходом нередко даже производят местную дислокацию, как увидим ниже.

При всем разнообразии строения слоистых вулканов важнейшие тектонические особенности их заключаются в присутствии главной жилы (шеек), которая у поверхности разделяется на множество неправильных мелких жил, расположенных более или менее радиально по отношению к центру

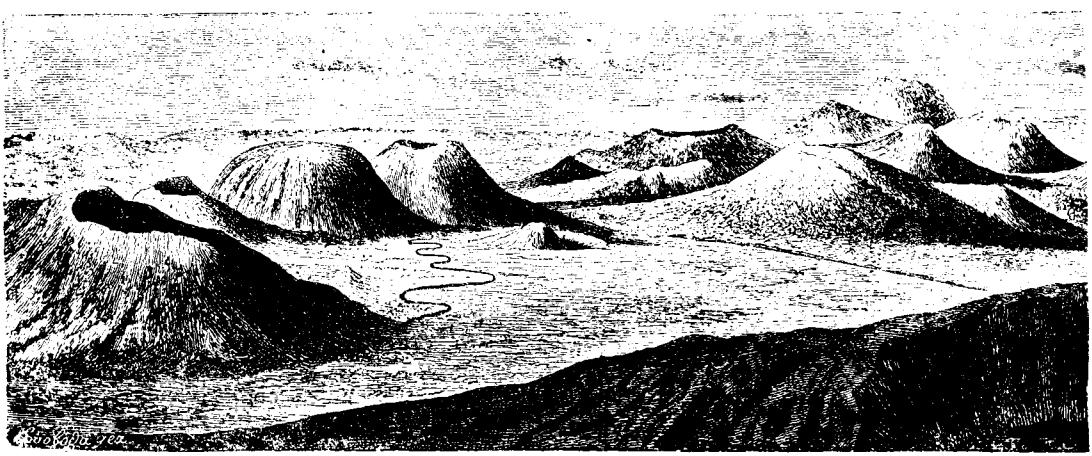


Рис. 390. Вулканы Оверни. Рис. П. Скрона.

извержения и прорезывающих слои туфа или перемежающиеся слои лавы и туфа, которые отличаются неравномерностью размеров, различным составом и периклинальным залеганием.

Что касается строения однородных или массивных вулканов, то оно гораздо проще, если эти вулканы образуются самостоятельно; если же они являются результатом денудации слоистых вулканов, то разумеется строение их не отличается от вышеописанного.

Если извержение не сопровождается обильным выделением туфа, то расплавленные массы, выходя на поверхность, образуют или *купола*, если они достаточно вязки, например купол на о-ве Бурбон (см. рис. 354), Пюи-де-Саркуи и Оверни (рис. 390 и 391), или же так называемые *покровы*, если они жидки и разливаются в виде более или менее толстого слоя даже на совершенной равнине. Отсутствие течения в каком-либо определенном направлении отличает покров от потока. Эти-то купола и покрововидные образования называются *однородными* или *массивными вулканами*, или *массовыми излияниями* (homogene oder massige Vulkane oder Massenerguss Schildvulkane).

Массивные вулканы отличаются от слоистых: 1) отсутствием туфового конуса, а следовательно и кратера; 2) отсутствием радиального расположения вокруг центра извержения различных элементов, как то: трещин, жил, паразитических конусов и долин размытия в потухших вулканах; 3) маскировкой жил, если они существуют; 4) более равномерным сложением извер-

женных пород, среди которых даже вулканические стекла, столь частые в слоистых вулканах, почти не встречаются или встречаются очень редко.

Тем не менее при таком различии массивные и слоистые вулканы существуют рядом и представляют результат одной и той же вулканической деятельности; разница только в форме проявления ее или даже в напряжении. В громадном большинстве случаев массивные вулканы известны нам в древних потухших, размытых вулканических областях, по которым и



Рис. 391. Цепь угасших вулканов Оверни в центральной Франции. Вид на север с вулкана Пюи-де-Дом. Фот. Д. Мушкетова.

определяется строение их; в настоящую же эпоху массовые излияния происходят сравнительно редко и всегда совместно со слоистыми вулканами. Примерами такого смешанного типа массивно-слоистых современных вулканов могут служить Хорулло в Мексике, вулканы Исландии и о-ва Гавайя.

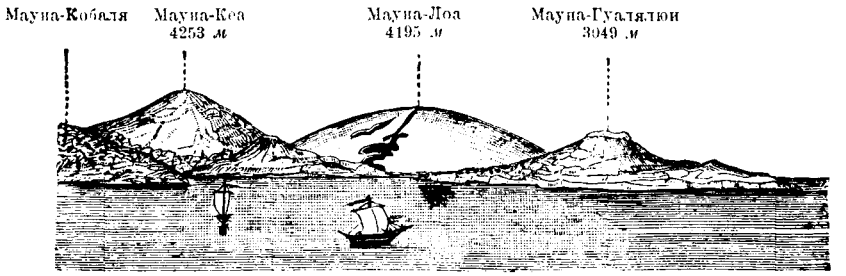


Рис. 392. Группа вулканов Мауна-Лоа на о-ве Гавайя.

Хорулло, как известно, образовался совершенно неожиданно в 1759 г. среди культурных полей, покрывавших толщи лавы, которые некогда неоднократно изливались там без всяких признаков туфа. Новое извержение произошло среди старых массовых излияний. Оно началось сильным землетрясением, разрушившим имение Педро Хорулло и все окрестные поселения, а 28 сентября излились огромные массы лавы, которые спокойно расплывались и покрывали культурную равнину. Слой лавы на концах имел до 10 *м* толщины, а в средине, т. е. у центра извержения, до 160 *м*. Над этим мощным излиянием образовалось уже пять туфовых конусов, из которых наибольший возвышается над равниною

на 400—500 *м*. Поверхность лавы после извержения покрылась тысячами фумаролл или горнитос (см. выше рис. 289) до 3 *м* высотою, которые еще в начале нынешнего столетия выделяли пары с температурой около 40°. Таким образом Хорулло представляет пример быстрого перехода массового излияния в туфовый вулкан.

На о. Гавайи (рис. 392) среди целой группы вулканов особенно интересны: Мауна-Лоа (4 195 *м* высотою), Мауна-Кеа (4 253 *м*) и Килауэа (1 200 *м*); из них Мауна-Кеа, с довольно крутыми склонами, приближается к обыкновенным туфовым вулканам, тогда как Мауна-Лоа отличается от них уже своими замечательно пологими склонами (см. рис. 392). Пологие склоны постепенно переходят в вершину, представляющую плоско-выпуклое плато. Кратеры их громадны: у Мауна-Лоа — 13 *км* длиною и 10 *км* шириною, у Килауэа — 5,6 *км* длиною и 4 *км* шириною. Извержения из них всегда происходят спокойно, им не предшествуют даже землетрясения, но мощные излияния жидкой базальтовой лавы доходят до 2 *км*³. Лава в кратере то поднимается, то опускается, временами затвердевает, и горизонт ее стояния в различное время обозначается террасами (застывшей лавы). Вследствие отсутствия напряжения при извержениях не только не появляется туф, но даже не образуются радиальные трещины, а следовательно и жилы. Словом Мауна-Лоа представляет типичный массивный вулкан с обширным плоским кратером. Когда он потухнет, то продукты его извержения будут изображать плоско-выпуклый купол однородных базальтовых лав, представляющий переход к покровам.

Еще бо́льшие излияния, и преимущественно в виде покровов, находятся в Исландии, где новейшие покровы в системе Геклы, частью представляющие потоки средним числом до 40 *км* в диаметре, усажены туфовыми конусами или гребнями, как в Хорулло. Туфовые конусы часто образуют гребни и все простираются к СВ согласно системе параллельных трещин; самый значительный из них гребень Геклы до 20 *км* длины и около 1 400 *м* высоты над лавовым плато, возвышающимся над уровнем моря на 1 600 *м*. Новые базальтовые покровы залегают непосредственно на более древних, принадлежащих к плиоценовой и даже миоценовой эпохе, обнажающихся в долинах, обусловленных трещинами сдвигов.

Местами покровы эти переслаиваются туфом, количество которого увеличивается к современной эпохе. Местами базальтовые покровы прорезаны жилами липарита, который впрочем представляет иногда тоже небольшие покровы. Древность покровов определяется миоценовыми осадками, содержащими слои бурого угля с миоценовой флорой. Новейшие покровы произошли уже после ледниковой эпохи. Интересно, что базальтовые покровы разбиты многочисленными трещинами, по которым произошли сбросы; простирание их большею частью СВ и ЮВ, реже С и очень редко З. Все эти покровы со сбросами обусловливают общий вид и расчленение берегов, а также рельеф Исландии.

Такие же базальтовые покровы развиты на северо-западной окраине Северной Америки; они образовались в плиоценовую и новейшую эпохи; мощность некоторых из них достигает от 100 до 300 *м*. Обширнейший покров представляет плоскогорье Декан в Индии, около 1 000 *км* в диаметре, т. е. почти равное Средней Европе. Сбросы на этом плоскогорьи образуют часто террасы с вертикальными обрывами, в которых насчитывают до 10 излияний. Громадные пространства северной Сибири покрыты подобными же покровами, массовыми излияниями так называемых *траппов*. Траппы — старое шведское название базальтов, указывающее лишь на ступенчатое расположение покровов с пластовой отдельностью.

Но особенно подробно изучены громадные покровы миоценовых базальтов на Фарерских о-вах и в западной Шотландии, где они достигают 1 000 *м* мощности и отличаются довольно сложным составом, как показывает разрез о-ва Эйгга, где видно, что юрские пласты прорезываются интрузивным гранофиром, жилами базальта и долерита, которые кроме того образуют покровы вместе с покровом андезита и интрузивные залежи; все эти покровы прорезаны многочисленными жилами нового базальта, долерита и дацита, новейшее излияние которого прикрывает речной галечник. Поверхность этих покровов значительно изменена денудацией.

Совместное нахождение слоистых вулканов с массивными покровами представляет нам область Антрима в Ирландии, где третичные слоистые вулканы прикрыты мощными базальтовыми покровами разной мощности и древности, как видно на разрезе, который показывает, что когда-то среди меловых пластов Антрима сформировался слоистый вулкан с жилами базальта, конгломератом и туфами. Денудация не успела сгладить его, так как он закрылся мощными покровами базальта, очевидно образовавшимися в разное время: одни из них образуют нижнюю группу, а другие — верхнюю; между ними залегает туф с оолитовым железняком.

Наконец однородные вулканы могут представлять только уцелевшие от размытия глубинные части слоистых вулканов, у которых большая часть или все рыхлые туфовые массы уничтожены денудацией. Такие однородные вулканы встречаются чаще всех других, особенно в старых вулканических областях. Они представляют собой большей частью купол с развитой плитняковой перицентрической, а иногда и столбчатой отдельностью и с небольшими остатками туфов. В древних вулканических областях нередко бывает, что такие купола, как остатки слоистых вулканов, находятся совместно с интрузивными залежами и покровами, а иногда даже прорезывают их, а не прикрываются, как указано выше. В этих случаях строение вулканических образований достигает значительной сложности. Примером может служить одна из гор Шотландии, называемая Артуров трон (рис. 393) и служившая когда-то для определения средней плотности Земли. Образование вулкани-

ческих пород ее относится еще к каменноугольному и к началу пермского периода. Состав ее представлен на рис. 394. Среди известковых песчаников *1* залегают: лава *2* (Long Row), туфы *3* (Dry Dam), столбчатый базальт *4*, андезитовые лавы *5* и интрузивные залежи *6* (Heriot-Mount), *7* (Salisbury Crags), *8* (Dasses); все это согласно прикрывается верхними белыми известковыми песчаниками *9* и прорезывается более новыми вулканическими конгломератами *10*, мощною дайкою базальта *11* и боковыми жилами базальта *12* (Lion's Haunch), оканчивающимися такими же потоками. Последние образования, т. е. кон-

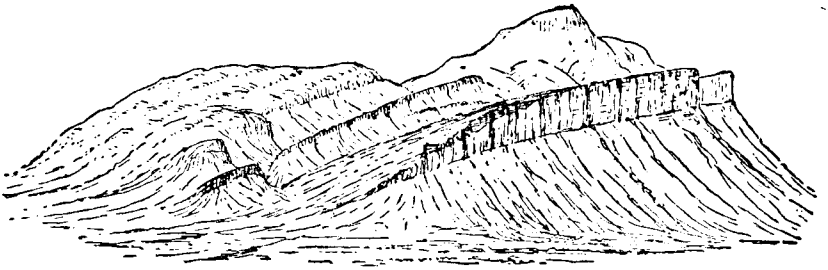


Рис. 393. Вид горы Артуров трон с севера от Кальтон-хилле.

гломераты, дайки и жилы с потоком базальта, представляют остатки размытого слоистого вулкана, образовавшегося позже андезитовых покровов, залегающих согласно с песчаниками.

Приведенных примеров совершенно достаточно, чтобы показать сложность и разнообразие строения вулканических образований, особенно когда в одном и том же центре происходят извержения в разные периоды времени.

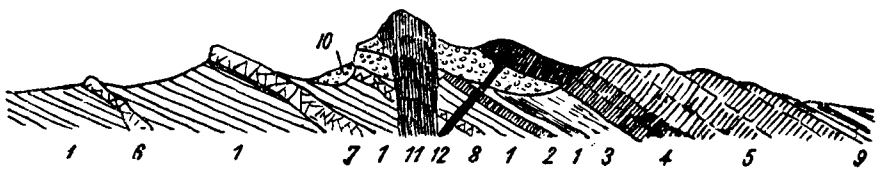


Рис. 394. Разрез горы Артуров трон.

Как видно из вышеизложенного, формы большинства вулканов объясняются *теорией накопления*, которая появилась как следствие детальных наблюдений над внутренним строением вулканов в конце XIX века, сменив господствовавшую до того так называемую *теорию поднятия* (см. § 33).

Различные приверженцы теории поднятия хотя расходились в определении значения ее, но тем не менее все признавали, что при извержении не только выделяются вулканические продукты на земную поверхность, но также происходит нарушение в залегании основных пластов, на которых образуется вулкан, т. е. извержение ведет за собой дислокацию основных пород или, все равно, представляет причину дислокации. Предполагали, что расплавленные массы, поднимаясь вверх, производят давление на верхнюю кору и вспучивают ее, вследствие чего горизонтальные пласты различных невулканических пород получают бо́льший или меньший наклон. Если расплавленные массы не достигают поверхности, то они образуют куполообразный вулкан без кратера, канала, пепла и шлаков, например Пюи-де-Дом в Оверни (Франция), Вультур у Мельфи в Италии, Чимборазо и пр. В противном случае они производят *кратер поднятия*. Следовательно по этой теории каждый вулкан есть результат поднятия. Внутри основного кратера поднятия образуется другой, тоже кратер поднятия, но уже Гумбольдт признавал, что этот второй, так сказать, внутренний кратер обусловливается накоплением, так что различали кратер поднятия и *кратер накопления* или извержения; например Монте-Сомма представляет кратер поднятия, а действующий кратер Везувия — кратер накопления. Эли де-Бомон в подтверждение этих взглядов указывал на невозможность прямого образования крутопадающих слоев; он допускал например для потоков лавы уклон не более 4—6°, а крутизну склонов вулканов он оценивал гораздо больше действительной, так как точных измерений не было, а на-глаз склоны изолированных гор всегда кажутся несравненно круче. Наблюдения же показывают, что склоны вулканов вообще меньше 30°, и даже у таких крутых, как у Везувия, — только 31°, у Гунунг-Сумбинг — 37°, у Ключевской сопки — 35°, вулканы со склонами в 40° неизвестны. Следовательно такие уклоны не превышают естественного уклона сыпу-

чих тел, а значит образование их возможно и действительно наблюдается не только при отложении вулканических продуктов, но также речных и эоловых осадков.

Для доказательства теории кратеров поднятия защитники ее приводили как классический пример вулканическую группу о-вов Санторина в Греческом архипелаге. Группа Санторина состоит из трех различных по величине, так сказать, внешних островов: Тера, Теразия и Аспронизи, которые представляют собой как бы части разрушенных краев эллиптического кратера (длиною с С на Ю около 12 *км*, а шириною с З на В — 8 *км*), сложенные не только из вулканических, но также из осадочных, сильно нарушенных пород. Внешние склоны их — пологие, а внутренние — крутые и обрывистые. Внутри внешнего кольца островов находится еще маленькая группа островов, называемых Каймени (Палеа-, Неа- и Микра-Каймени, т. е. старый, новый и маленький Каймени); они относятся к внешнему кольцу, как современный кратер Везувия в Сомме. Тера, наибольший из островов, образует полукруг; с восточной стороны он отделяется от северной оконечности Теразии проливом в 2,4 *км* шириною и 350 *м* глубиною, а от южной — проливом в 7,4 *км* шириною, в средине которого залегает Аспронизи. Внутренний бассейн площадью 76 $км^2$ отличается более значительной глубиной, чем поименованные проливы. Высота Каймени — около 125 *м*, тогда как внешнего вала — от 250 до 300 *м*, а в юго-восточной части Тера наибольшая гора Илии возвышается на 560 *м*. Гора эта замечательна еще и тем, что кроме вулканических пород она состоит из мраморовидных известняков и кристаллических сланцев, образующих выдающийся мыс на восточном берегу Тера, представляющий как бы продолжение хребта, простирающегося почти поперек острова на СЗ. Согласно теории поднятия объясняли, что внешнее кольцо островов образует кратер поднятия, среди которого помещается кратер накопления в виде о-вов Каймени. Однако новейшие подробные исследования показали, что и внешние острова большею частью представляют результат накопления многих и разновременных извержений, происходивших сначала под водою, так как вулканические туфы содержат местами множество остатков плиоценовой фауны, о которой упоминалось выше. Залежи и жилы лавы, слои пепла и шлаков, залегающие или горизонтально, или с бо́льшим или меньшим уклоном периклинально, исключают всякую идею о кратере поднятия. Сопоставление всех новейших исследований, а также сообщений древних писателей о Санторине приводит к следующей истории происхождения этой группы островов: в плиоценовую эпоху на месте их возвышались небольшие изолированные скалистые островки, состоявшие из сланцев и мрамора; они служили продолжением материковых аттических хребтов и следовательно были континентальными островами, как и все Циклады. В конце плиоценовой эпохи несколько западнее этих островков начались вулканические извержения, продолжавшиеся с большою силой и постоянством почти в течение всего дилювиального периода. Извержения эти накопили громадный вулканический конус, который разросся настолько, что достиг древних материковых островков с горою Илии, соединился с ними и образовал одно целое. Остатки этого древнего конуса с размытым кратером представляют теперь три внешних острова, т. е. Тера, Теразия и Аспронизи. Происхождение их относится следовательно к доисторической эпохе, и документальных свидетельств истории об этом периоде нет. Последний период сильнейших извержений из древнего конуса, по мнению Фуке, характеризуется накоплением мощных слоев пемзы, развитых в пониженных частях Теры, Теразии и Аспронизи. Под слоями туфа этих извержений открыты орудия человека, остатки построек, домашних животных, множество деревьев и пр. На основании этих находок полагают, что здесь когда-то процветала довольно высокая культура, преимущественно человека, занимавшегося земледелием; но деревни, поля, скот и пр. — все погребено под грудами пепла и шлаков; богатый растительный покров заменился почти совершенно пустынной поверхностью. Извержения, характеризующиеся выделением пемзы и похоронившие доисторическую культуру, закончились разрушением первоначального конуса и сменились новидимому весьма продолжительным периодом покоя (рис. 395).

Новый период деятельности начался кажется в 198 г. до н. э. извержениями внутри древнего кратера, и результатом их было накопление о-ва Гиера, нынешнего Палеа-Каймени. После того извержения повторялись много раз, то увеличивая, то уменьшая, то образуя новые внутренние острова. Так в 726 г. Палеа-Каймени значительно увеличился, а в 1457 г. большая часть его разрушилась; в 1573 г. после долгого периода покоя наступившее извержение образовало новый остров Микра-Каймени; подводное извержение в 1650 г. образовало мель, так называемую Банку Колумба вне древнего кратера Санторина, к северо-западу от Теры. В 1707 г. громадное извержение, продолжавшееся пять лет, накопило самый большой из внутренних островов Неа-Каймени. После того напряженность вулканической деятельности как бы истощилась, и покой продолжался до 1866 г., когда признаки наступающей деятельности появились еще 26 января, а уже 1 февраля юго-западная часть Неа-Каймени раздробилась с сильным подземным гулом, сотрясением, излияниями горячей воды и газов, и вблизи нее образовался новый остров Георгиос, который впрочем уже через пять дней соединился с Неа-Каймени. В то же время появился там еще островок Афроесса, тоже слившийся с Неа-Каймени; 20 февраля при страшном извержении из кратера Георгиоса появился еще островок Река, слившийся с Афроессой, а в мае — островок Майский. Извержение почти беспрерывно продолжалось в течение целого года. На рисунках и фотографиях Фуке, снятых с о-ва Тера, показаны: внутренние острова до извержения (рис. 395 *a* и *b*), во время извержения и после извержения 1866 г.;

на заднем плане — о-в Терасия, налево — Палеа-Каймени, направо — о-ва Неа- и Микра-Каймени. Внутренние острова значительно увеличились после извержения 1870 г.

Излившиеся лавы состоят из гиперстенового и авгитового андезита с примесью оливина; такого же состава и рыхлые продукты. Более древние извержения доставляли роговообманковый андезит и даже сланцеватую лаву трахитового типа, найденную Фуке у подошвы горы Илии.

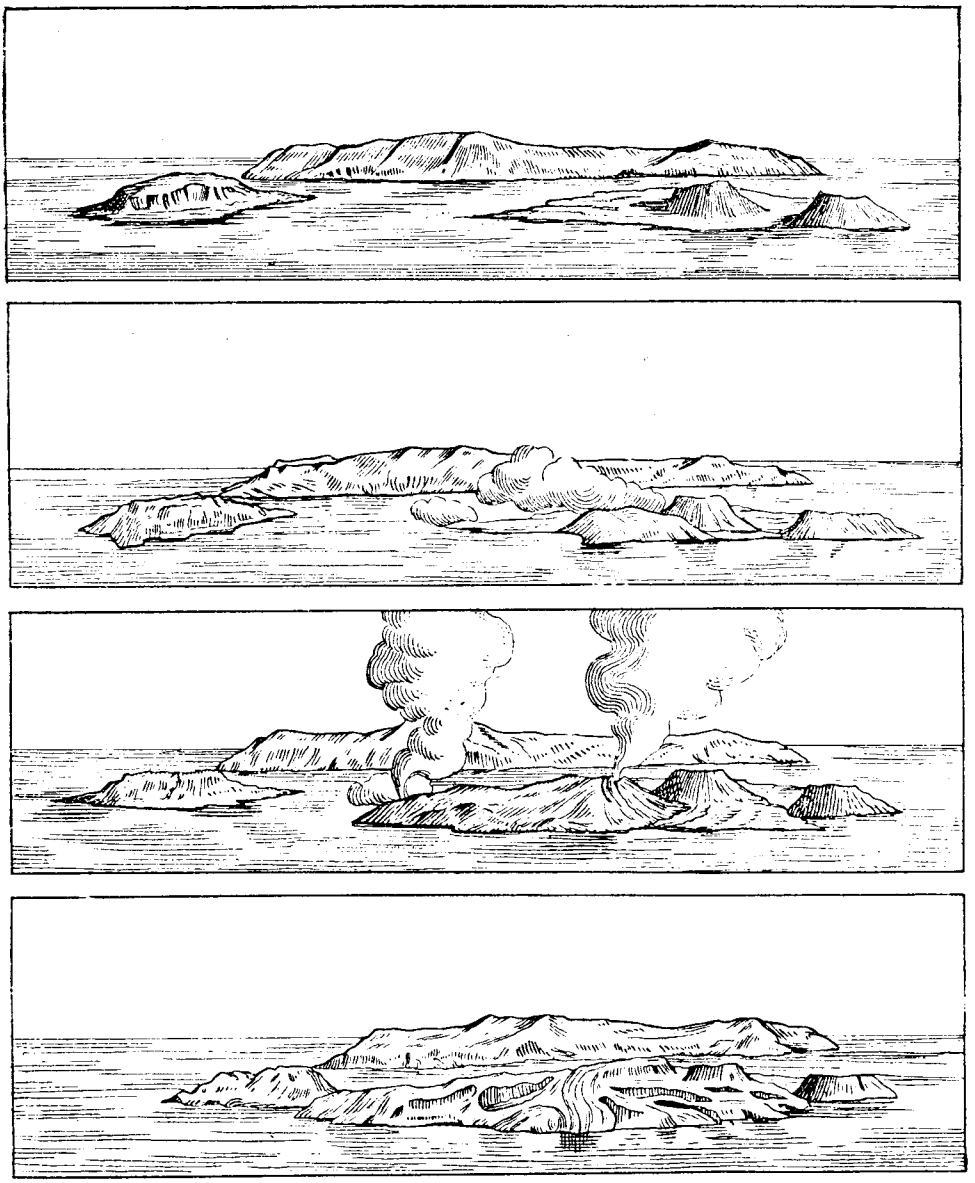


Рис. 395*а*. Изменения о-ва Каймени в группе Санторина после извержения.

Что касается количества материалов, излившихся с 1866 г., то оно громадно: уже в 1868 г. продукты извержения занимали площадь в 1,2 млн. *м*^{2}. Если принять весьма умеренную глубину моря на месте появившихся островов, по которой мощность толщи лавы оценивается только в 70 *м*, то с 1866 г. по 1868 г. ежедневное количество изливавшейся лавы составляло около 80 тыс. *м*^{3}. Там, где в 1866 г. было море глубиною 100 *м*, теперь лавы возвышаются на 80 *м* над морем. Конус Георгиоса в 1866 г. имел 68 *м* высоты, в 1870 г. — 119,2 *м*, в 1875 г. — 126 *м*.

С точки зрения теории кратеров поднятия перицентрическое залегание, радиально расходящиеся барранкосы (см. выше) приписывали поднятию и разрыву, что, как выше указано, просто и естественно объясняется скоплением и размывом.

Благодаря авторитетам Гумбольдта, Буха, Эли де-Бомона и др., поддерживавшим теорию поднятия, она получила такое распространение, что сделалась универсальною; ею объясняли не только происхождение вулканов, но также всевозможные виды дислокации земной коры и даже образование гор, не исключая громадных горных кряжей. Такое безграничное увлечение теорией поднятия вскоре однако вызвало реакцию. Уже наблюдения Юнгхуна и Дэна не согласовались с ней, но решительными противниками ее выступили Лайэль и Пуллет Скроп, которые детальным изучением строения вулканов подорвали доверие к ней (см. § 33).

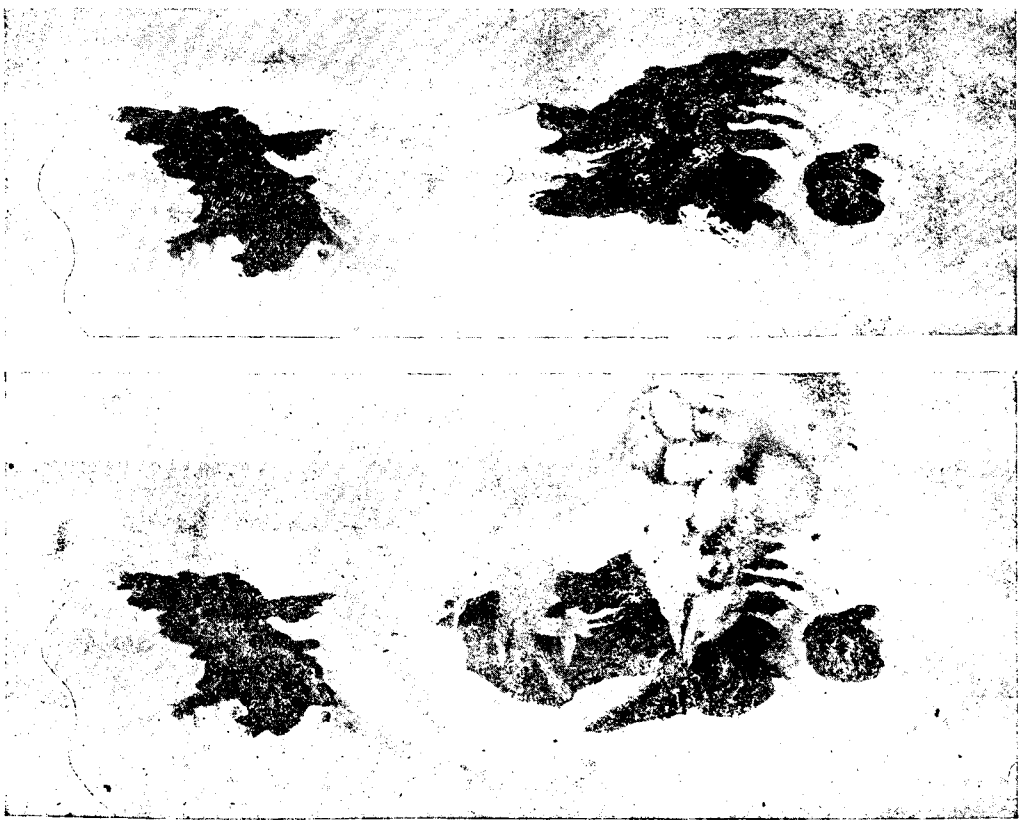


Рис. 395*b*. Изменения о-ва Каймени в группе Санторина после извержения.

Если бы вулканы представляли собой горы поднятия, а не накопления, то кратеры их состояли бы не исключительно из одних вулканических пород, а также из различных осадочных, например из песчаников, известняков, сланцев и пр.; с другой стороны, вокруг каждого вулкана пласты осадочных пород непременно должны бы быть приподняты и даже взброшены, тогда как на самом деле в большинстве случаев основные слоистые породы окрестностей вулканов или не обнаруживают никаких следов нарушения, или обнаруживают весьма слабые, и иногда даже не в направлении поднятия, а напротив — опускания.

Тище доказал, что громадный Демавенд, возвышающийся почти на 6 800 *м*, нисколько не изменяет господствующего направления падения и простирания пластов Эльбурса; то же самое можно сказать про Эльбрус, Казбек и многочисленные выходы андезитов в окрестностях его, хотя местные нарушения вблизи них и существуют.

То же подтверждается расположением жил в наклонных или горизонтальных слоях туфа, которые нисколько не изменяют своего положения и нередко сохраняют полную горизонтальность, как и вообще осадочные по-

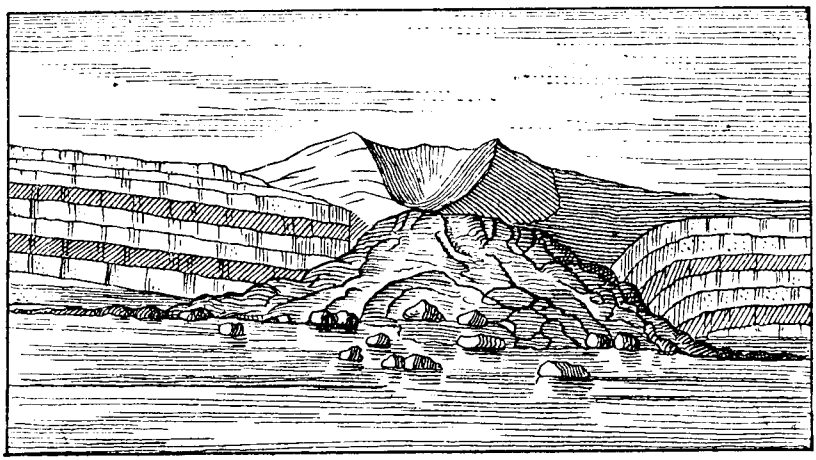


Рис. 396. Вулканический конус среди опустившихся третичных пластов в Новой Зеландии.

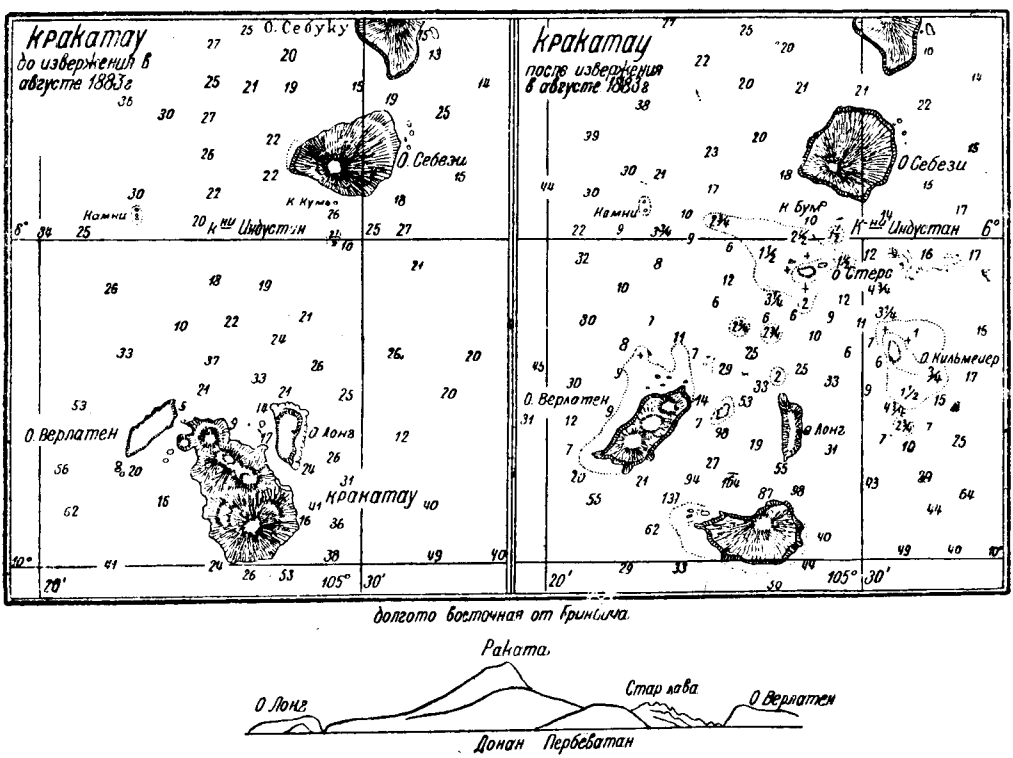


Рис. 397. Кракатау до и после извержения 1883 г.

роды. а П. Скроп приводит весьма поучительный случай, наблюдавшийся им в одном из небольших новозеландских вулканов, где третичные осадки отчасти остались в горизонтальном положении, а отчасти изогнулись вниз, т. е. обнаружили не поднятие, а опускание (рис. 396). Словом, ближайшие на-

блюдения над вулканами доказывают, что вулканические извержения относятся скорее пассивно, нежели активно к дислокациям коренных пород, и сами вулканы представляют не горы поднятия, а *накопления*, поэтому их выделяют в особую группу, обозначаемую общим именем *аккумулятивных гор*.

Исследования горного инж. Вербека показывают, что небольшой вулканический о-в Кракатау высотою около 800 *м*, состоящий из гиперстеновых андезитов, более двух столетий находился в покое и начал слабые извержения 20 апреля 1883 г., достигшие однако громадной силы 26 августа того же года. Гром и сотрясения чувствовались на 150 *км* вокруг, и даже жители Явы находились в опасности. Несмотря на громадное количество рыхлых продуктов и их обширное распространение, вблизи центра извержения поверхность острова значительно уменьшилась вследствие опускания (на рис. 397—Кракатау, Данан и Ферлатен до извержения и после извержения). На рис. 397 указаны все исчезнувшие области и вновь появившиеся от накопления, а также глубины, бывшие и вновь образовавшиеся в окружающем море. Самая форма Раката на Кракатау изменилась, особенно с северной стороны, как видно из сравнения вышеприведенных рисунков, представляющих бывший и современный вид северной стороны Кракатау. В таблице 38 приведены цифровые данные о величине поверхности до и после извержения трех главных островов.

Таблица 38

Острова	Перед извержением $км^2$	Опустилось $км^2$	Накопилось $км^2$	Современная поверхность $км^2$
Кракатау	33	23	5	15
Ферлатен	3,7	—	8,1	11,8
Лонг	2,9	—	0,03	3,2

Измерения глубины выяснили, что к востоку от Кракатау образовался большой сброс (Grabenbruch) площадью в 34 $км^2$, глубина местами со 100—200 *м* увеличилась до 350 *м*. Главный центр извержения повидимому залегает на пересечении поперечных и продольных сбросов, считая последние продолжением дислокации Явы.

Очевидно приведенные примеры опускания при извержениях далеко не единственные, но к сожалению мы не имеем достаточного числа точных наблюдений и измерений до и после извержения. Некоторые ученые не только указывают на более обширные опускания в области вулканических извержений, но даже возводят эти явления в общее правило. На основании своих исследований потухших вулканов Падуа Рейер приходил к заключению, что наибольшее опускание произошло под главным туфовым конусом Венды, меньшее — под Сиуном и почти незаметное — под Мадонной. Опускание под вулканами Рейер считал необходимым следствием выделения продуктов из-под коры Земли, которая, опускаясь, как бы замещает свободное пространство, оставленное под нею на месте выделившихся продуктов. Как ни проста и понятна эта схема Рейера, но она слишком мало доказана, тем более что по отношению к обширным площадям опускания в вулканических областях повидимому причина принимается за следствие, т. е. опускание представляет не следствие, а напротив — причину извержения, что подтверждается исследованиями А. Гики древних вулканов Великобритании, где центры вулканических извержений, тесно связанные с дислокацией, приурочиваются преимущественно к областям опускания или грабенам. То же наблюдается на древнейших извержениях, например раппакиви в Финляндии, заполнивший грабены и давший тафролиты; то же, как увидим ниже, повторяется на многих современных вулканах. Во всяком случае, если не общие, то частные опускания под вулканами вероятны и доказываются примером Кракатау.

Что касается поднятий, производимых вулканическими излияниями, то они также имеют только частный характер и ни в каком случае не обусловливают дислокацию обширных областей, а ограничиваются только ближайшими окрестностями вулкана или местными поднятиями лакколитов (см. выше).

Еще П. Скроп, решительный противник теории поднятия Гумбольдта и Л. фон-Буха, указал случай поднятия в потухшем вулкане Пюи-де-Шопен в Оверни; кратер его, окруженный краем древнего кратера Пюи-де-ля-Гутт

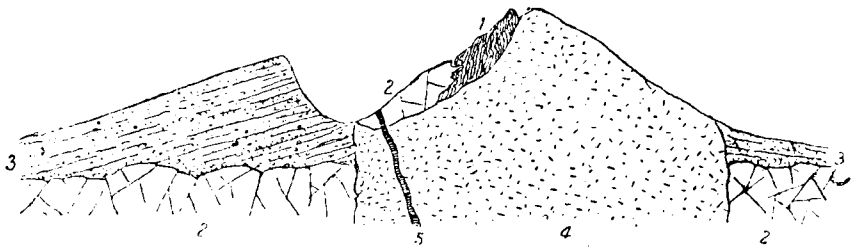


Рис. 398. Разрез Пюи-де-ля-Гутт и Пюи-де-Шопен.

1—слюдяной сланец; *2*—гранит; *3*—туф; *4*—трахит; *5*—дайка базальта.

(рис. 398), подобно Сомме Везувия состоит не только из новых вулканических пород, трахита и базальта, но также из сланцев и гранита, причем последние взброшены и защемлены между первыми. Аналогичное, но еще более характерное явление поднятия описал Абих из Армении, именно из области вулкана Палапдакёна, к югу от Эрзерума.

Горы к югу от Эрзерума состоят из меловых известняков, габбро и змеевиков, над которыми располагаются вулканические породы, излившиеся в третичную эпоху. Из тех же пород сложен мощный Паландакён (2 247 *м* высотою), вершина которого представляет обширный кратер (рис. 399), открывающийся к западу и имеющий около 10 *км* в длину. На внутренних

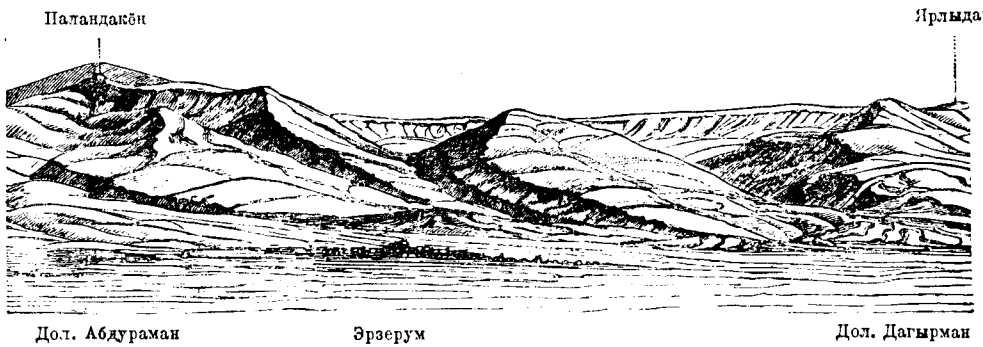


Рис. 399. Кратеры Паландакёна и Ярлыдага с СВ. Рис. Абиха.

крутых обрывах кратера, окруженного вулканическими туфами, выступают скалы известняка, превращенного в мрамор, алебастра, змеевика, зеленоватых хлоритовых сланцев и габбро, словом коренные породы вулкана. Абих показал, что все эти породы значительно подняты и вообще нарушены вследствие выхода вулканических маос. Он считает Паландакён кратером поднятия и сравнивает его с кальдерой о-ва Пальма и Гран-Канария.

Особенно замечательны наблюдения над поднятиями пластов вулканическими породами в западной части Северной Америки. В южной части штата Юта, под 38° с. ш. и 110°15′ з. д. от Гринича, на правом берегу Колорадо, между устьями рек Дирети Девиль и Эскалантой, находится малонаселенная

пустынная горная страна, известная у американских геологов под именем Генри-Маунтен. Горы в ней не представляют какой-либо определенной цепи или хребта, а распределяются совершенно неправильно в виде пяти обособленных горных масс от 2 362 до 3 429 *м* высотою, разделенных низкими проходами и рельефно выступающих на ровном плоскогорьи Колорадо, которое прорезано знаменитыми ущельями р. Колорадо, называемыми каньонами. Плоскогорье состоит из различных осадочных образований, от каменноугольной до верхнемеловой системы; в горах же Генри-Маунтен среди осадочных отложений залегает трахит в разнообразных формах: то в виде жил, то пластообразных залежей, вклинившихся между пластами осадочных пород, то наконец в особой оригинальной форме больших чечевиц или караваев хлеба; эти последние формы залегания вулканических пород и были названы Джильбертом *лакколитами* (см. выше).

Зная строение современных вулканов, характер и все особенности извергаемых ими продуктов, мы можем определить древние вулканические области различных геологических эпох. Перечисление всех таких областей вывело бы нас за рамки настоящего изложения, а потому мы ограничимся только несколькими наиболее типичными примерами в дополнение к тому, что уже сказано выше при описании различных вулканических областей.

Прежде всего обратимся опять к Италии, где наряду с действующими и даже вновь появляющимися вулканами, как Монте-Нуово, находится множество потухших. Как те, так и другие, за исключением только Вультура, располагаются по юго-западному склону Апеннин, простираясь по берегу Тирренского моря с ЮВ на СЗ; на севере они начинаются трахитовой горой Амната у Радикафани, хотя следы бывшей деятельности восходят до Тосканы. К юго-востоку от Амната многие древние кратеры заняты озерами, например озера Бользенер, Браччиано, далее южнее Рима, в Альбанских горах, некоторые кратеры действовали еще при римских императорах, но теперь также заняты озерами, например Альбано, Неми и др. Попна различал четыре эпохи деятельности альбанских вулканов, отличающиеся друг от друга продуктами; из них три доисторические: в первую извергались пироксеновые лавы и туфы, во вторую — лейцитовые лавы, в третью — пеперин, четвертая же принадлежит историческому времени. Не мало потухших кратеров находится южнее, из них только Вультур — на восточном склоне Апеннин. На о-ве Сардинии и др. также встречаются потухшие кратеры.

Но несравненно древнее потухшие вулканы Верхней Италии, деятельность которых относится к древнетретичной эпохе, например базальты Вероны и Виченцы, ветви которых достигают долины Эч в Альпах; сюда же относится замечательная область древних и совершенно размытых вулканов Падуа в Евганейских горах, древность которых восходит даже до мелового периода.

Как на Апеннинском, так на Балканском и Пиренейском полуо-вах находится много потухших вулканов, равно как во Франции, Германии и особенно в Великобритании, о которых не раз упоминалось выше.

На Балканском полуо-ве вулканическая деятельность была развита в третичную эпоху, и следы ее остались в трахитовых излияниях Босфора, Дарданелл и Мраморного моря, а также на островах Эгейского моря: Тенедос, Лемнос, Самофраки, Гемброс и др.

В Испании известны 14 потухших вулканов: в Каталонии в окрестностях г. Олота, также по берегам между мысом Сен-Мартином у Карфагена и Кабо-де-Гета у Альмерии и наконец на Колюмбретских о-вах у Валенсии.

Во Франции древние вулканические образования находятся по берегу Средиземного моря, например у Агда и Монпелье, но гораздо более — на центральном плато Оверни, где много правильных слоистых конусов и однородных куполов располагаются на гранитном пьедестале до 1 000 *м* высотою;

многие из них извергали уже после появления человека, остатки которого вместе с вымершими слонами, носорогами и гиенами находят в слоях туфа.

В Оверни три больших конуса, сильно размытых, принадлежат третичной эпохе: Мон-Дор (1 890 *м*), к югу от него Канталь (1 861 *м*) и маленький Канталь д'Обрак. Некоторые из конусов обладают большими кратерами, лучше сохранились, так как относятся к четвертичной эпохе, например Пюи-де-Париону Клермона, другие же без кратера, например трахитовый Пюи-де-Дом. Некоторые изливали большие потоки и покровы базальта, например Пюи-де-Шалар. Вулканические образования Оверни до сих пор сохранили такой свежий вид, что как будто они образовались недавно в современную эпоху. К юго-востоку от Оверни залегает третичный вулкан Меценка (1 754 *м*) и более новые — Велэ и Виварэ, состоящие из 100 правильных конусов с большими потоками базальтовой лавы.

В Германии также развиты потухшие вулканические области, извергавшие в третичную и даже дилювиальную эпоху, например Эйфельские вулканы. Небольшие правильно конические вулканы располагаются на поперечных трещинах сбросов в крутопадающих девонских отложениях; в западной части извержения новее, чем в восточной, и состоят из основных базальтовых продуктов, тогда как в восточной попадаются кроме нефелинового и лейцитового базальта излияния фонолитовых и трахитовых масс. Некоторые из 30 вулканов Эйфеля сохранили еще кратеры с потоками лавы, например Годеберг, Герхенберг, Беллерберг, Герольштейн, Фирмарих и Мозенберг; на месте же других остались только маары: например Пульфер-маар, Геппондермаар, Вейнфельдер-маар, Мерфельдер-маар и др. Не менее интересны в этом отношении окрестности Лаахерского озера, которое само представляет обширную маару до 8 *км*² площадью. К востоку от Рейна потухшая вулканическая область тянется широкою полосою через Зибенгебирге, Вестервальд, Фихтельгебирге и Рён до Кобурга. Как бы продолжение ее составляют вулканические образования Чехии, протягивающиеся до Силезии.

Потухшие вулканы Чехии группируются по линии, соответствующей направлению главного пояса нарушения или разлома вдоль южной окраины гор. Эрцгебирге и Ризенгебирге по условиям залегания совершенно аналогичны итальянским вулканам, располагающимся на ЮЗ склоне Апеннин вдоль линии сброса.

С древними вулканами Чехии находятся в тесной связи многочисленные минеральные источники и особенно выделения углекислоты, например Теплиц, Мариенбад и др., точно так же у Лаахерского озера — Бургброль, выделяющий в год от 3 200 до 4 290 *т* углекислого кальция.

При таких же тектонических условиях залегают потухшие вулканы северной Венгрии на южной стороне Карпат, в области обширных сбросов, частью поперек хребта. К той же категории потухших вулканических образований, залегание которых подобно современным вулканам тесно связано с дизъюнктивной дислокацией, относятся многочисленные втеки или инъекции (Intrusion, Injection, Sill) Великобритании, где они встречаются вместе со слоистыми вулканами и образовались в различные периоды жизни Земли, но особенно в палеозойскую и неозойскую эры. Между ними особенно замечательна базальтовая залежь, включенная в нижнюю часть каменноугольной системы Нортумберланда и известная под именем Whin-Sill. Залежь эта, прослеженная с небольшими перерывами на расстоянии 120—130 *км*, мощностью до 28 *м*, долго считалась потоком излившимся во время отложения каменноугольного известняка, но Зюсс на основании исследований Топлея и Лебура причислял ее к таким же инъекциям, как лакколиты, тем более что как в висячем, так и в лежачем боках залежи осадочные породы, прилегающие к ней, а именно каменноугольные песчаники, сланцы и известняки, претерпели сильный контактовый метаморфизм. А. Гики приводит много таких

примеров, особенно среди вулканических образований Шотландии и Гебридских о-вов.

Не только трахиты и базальты, но также многие залежи разнообразных массивно-кристаллических пород, не исключая даже гранитов, представляют образования, аналогичные лакколитам; например гранитную массу (Drammengranit) у Осло, прикрытую силурийскими осадками, значительно измененными в контактах, Черульф причисляет к таким же инъекциям, как базальты Whin-Sill или порфиры Генри-Маунтен и др. Сюда же принадлежат вышеупомянутые гранитовые штоки Барр-Андлау, Гохвальдта в Вогезах с широким метаморфическим контактовым поясом, гранитовая масса Кайзервальда, залегающая в куполообразно поднятых слюдяных сланцах, как и вообще Карлсбадские гранитовые купола, которые распределяются, как заметил еще Науман, правильными рядами наподобие современных вулканов; таких куполов много в Эрцгебирге, Фихтельгебирге, в Корнваллисе, Шотландии, Нормандии и пр., где насчитывают до 300 диоритовых куполов, простирающихся длинною осью на ВЮВ. Все эти образования самого различного возраста; так с одной стороны трахитовые и базальтовые изверженния встречаются в каменноугольном и пермском периодах, а с другой — породы, считавшиеся древними, находятся в новых отложениях: например финляндский раппакиви докембрийского возраста на Урале (Саткинская дача) прорезывает девонские известняки и обладает контактовым поясом. Следовательно гранит-раппакиви мог образоваться и в позднейшее время, т. е. после девонской эпохи. Гранитная масса о-ва Эльбы, по сообщению Рейера, представляет даже радиальное строение, характерное для вулканических излияний. Гранитный купол выходит из сланцев западной части о-ва Эльбы, над которыми залегают основные породы и новые гранитпорфиры, перемежающиеся с песчаниками и мергелями верхнемеловой и эоценовой систем. Основные излияния принадлежат юре и триасу, куда относится и гранитный массив горы Капанны, представляющий модель гранитного массивного изверженния с центрально-радиальным строением. Интрузивные залежи гранита еще более нового возраста отмечает также А. Гики.

Большое значение имели новейшие исследования молодых гранитов — третичного возраста — в Альпах — Дисграция, Бавено, Адамелло и на Памире.

Но особенно интересны области сложного строения, где совместно находятся вулканические образования различного петрографического состава и возраста; из них укажем например на кристаллические выходы Банатских гор на Дунае, достигающих 1 450 *м* высоты (вершина Мунтье-Семеник) и простирающихся СВС. Они состоят из складок слюдяного сланца с гнейсом, каменноугольных пластов, красного пермского песчаника, юрских и меловых известняков, которые прорваны кристаллическими массивными породами от Бокшаны на севере до Молдавы на Дунае на юге, т. е. на расстоянии 78 *км*, но прорыв собственно продолжается и южнее. Важнейшие выходы изверженных масс находятся начиная с юга: у Молдавы, Кильдорфа, Шаска, Сциклова, Оравитца, Догнаска и наконец у Бокшаны. Все видимые выходы вытянуты в направлении прорыва, и общая длина их на всем расстоянии, т. е. 78 *км*, равна 47 *км*, хотя нет основания сомневаться, как замечает Зюсс, что на более глубоком горизонте отдельные выходы сливаются и образуют сплошную жилу. Выходы эти состоят из сиенита или гранита, названного Котта ***банатитом***. У Молдавы находятся даже базальтовые жилы. Мезозойские известняки в контактах с сиенитом или диоритом метаморфизованы и содержат контактовые минералы: гранат, волластонит, везувиан, слюду, синий известковый шпат и др., а также некоторые рудные минералы: магнитный железняк, свинцовые и медные руды, серебро и даже золото.

Котта полагал, что Банатская трещина не производила изверженния, следовательно аналогична лакколитам, образовавшимся на глубине, но Зюсс до-

казал, что денудация, продолжающаяся уже с олигоценового времени, уничтожила продукты бывших извержений, и если она еще более продлится, то разумеется смоет и мезозойские пласты с поясом контакта и его минералами и рудами; тогда на поверхности явятся только изверженные жилы, прорезывающие гнейсы и слюдяные сланцы, образовавшиеся в разные эпохи, но в одном и том же центре извержения. Все такие жилы извержения, обнаженные денудацией, Зюсс называет *рубцами* (Narben).

Другими примерами таких областей могут служить древние вулканы внутренних Гебридов и вулканические образования Предаццо в южном Тироле.

На Гебридах, особенно на о-вах Скай и Мулле, развиты базальтовые покровы, продолжающиеся в северо-восточную Ирландию; под ними местами сохранились мезозойские отложения, которые в других местах, не будучи защищены покровами, смыты до палеозойских осадков. Западный берег Шотландии состоит исключительно из обнаженных древних пород. Вулканические породы группируются в четырех центрах извержения: Скай, Рум, Ардпамурхан и Мулль, состоящих из четырех гранитовых масс, располагающихся на одной линии длиною около 88 *км*. Каждое гранитное ядро находится в тесной связи с позднейшими извержениями основных габбро, которые на о. Мулль образуют даже ветвистые жилы в граните, причем контакты базальтовых жил выражены весьма отчетливо. Зюсс замечает, что гранитные массы некогда представляли лакколиты в мезозойских пластах, обнаженные денудацией в период покоя, наступивший после образования их. Затем последовали в тех же центрах извержения, накопившие туфовые конусы, особенно на Мулле и Скай, до 4 000 *м* высотою. Этот пример еще более подтверждает вышеприведенное положение, что области массовых извержений служат вместе с тем центрами накопления слоистых вулканов. Подобные же явления наблюдаются на Руме и Эйгге. Последние извержения прикрыли миоценовые осадки, содержащие наземные растения.

Вулканы Предаццо представляют такой же пример обнажения сложного вулканического центра. Окрестности Предаццо представляют одно из классических мест в Альпах по разнообразию и сложности явлений. То же строение повторяется в горе Монцони, лежащей на северо-восток от Предаццо, и в массиве Адамелло, состоящем из тоналита или кварцевого диорита. Древность вулканических образований Предаццо и Монцони соответствует триасовому периоду, что является редкостью, так как мезозойская эра отличается вообще почти замиранием вулканической деятельности, а потому окрестности Предаццо представляют один из редких центров мезозойских извержений.

Кроме вышеуказанной области грандиозных базальтовых излияний Деканского плоскогорья в Индии подобные же имеются в штатах Вашингтон, Колорадо и др. Северной Америки, в районе р. Параны в Южной Америке. В СССР отметим Армянское плоскогорье, Витимское плато, районы Вилюя, Подкаменной Тунгуски, Прибайкалье, Восточные Саяны и некоторые части южной Сибири.

Кроме Сибири и Камчатки с ее грандиозными базальтовыми и андезитовыми молодыми вулканами, следует отметить базальты центрального Кавказа (Гудаут-Млеты) и окрестностей Ровна.

В последнее время установлено чрезвычайно большое развитие молодых вулканических явлений во всей Монголии и в республике Танну-Тува, вплоть до меридиана Улясутая. На всем этом пространстве залегают мощные покровы и потоки оливиновых базальтов, изливавшихся видимо очень спокойно из многочисленных трещин, начиная с мелового времени и вплоть до конца четвертичного, так как местами потоки базальта перекрывают галечники второй террасы рек. Область развития этих базальтов расширяется к востоку и быть может представляет собой результат процессов растяжения,

имевших здесь место в мезозойское время. В центральной части Хан-хая оз. Терхнин-Цаган-Нор образовано подпрудой лавы.

Лишь в самое последнее время (1932) доказано существование в провинции Шанзи (Китай), в 30 *км* восточнее Татунга, десяти вулканов четвертичного времени, расположенных на площади в 60 *км*². Форма их различная, а высота — до 100 *м*. Вулканы покрыты лёссом, радиально размытым барранкосами. Активность этой группы (типа Стромболи) впервые проявилась в плиоцене, усилилась в начале лёссовой эпохи Китая и закончилась в середине ее.

В Южной Америке все четвертичные и современные вулканы строго приурочены к цепи главных Анд и их продолжению — Колумбийским Андам. Особенностью андийской геосинклинали являлось непостоянное покрытие морем в мезозойское время и явления чрезвычайно сильного вулканизма мезозойского времени, когда происходили многочисленные излияния порфировых кислых пород в виде покровов с туфами. Основные же породы представлены преимущественно порфиритами.

Намечаются два главных цикла магматической активности: 1) доандийский и 2) среднеандийский, состоящий из 5 подразделений: 1) доггер-мальм, 2) верхнемеловой, 3) нижнетретичный, 4) среднетретичный, 5) верхнетретичный.

Мощная региональная тектоническая фаза в Андах кончилась проявлением магматической активности. Мощный ее цикл представлен вместе с тем серией интрузивных и эффузивных пород, между которыми (Баклундом) произведены очень точные сопоставления. Доандийский вулканический цикл представлен гранитами, которые прорывают древние породы, включая пермские. Конец этого цикла характеризуется значительными поднятиями и осушением, а также денудацией в течение триасового времени, после чего уже началась эволюция андийской геосинклинали с опусканием в юрское время и волнообразными движениями и пульсациями эпейрогенического характера. Эти пульсации хорошо намечаются в стратиграфических перерывах, несогласиях и т. д. Главная пульсация относится к периодам среднего и верхнего мела, включая нижнетретичное время. Таким образом вдоль всей андийской зоны устанавливаются как бы последовательно смещавшие одна другую с общим движением с запада на восток волны интрузии. Наряду с волнами складчатости можно провести деление на аналогичные фазы (по Герту). При этом интрузии преимущественно проявлялись в зонах антиклиналей как в зонах с меньшим давлением, особенно первичных, и отсутствовали в зонах сильных смятий. В верхних отделах складок магма не играла активной роли. Поднявшись вследствие уменьшения давления, она прокладывала самостоятельно путь лишь в виде исключения. Андийские батолиты поднялись в общем на исключительно большие высоты. В связи с такими высокими поднятиями магмы находится сильное развитие эффузивной деятельности, сопровождавшей отдельные фазы складкообразования. Это явление вообще присуще тихоокеанскому поясу в противоположность европейскому. В Альпах повидимому сильное смятие осложняет покровную тектонику и мешает молодым интрузиям подниматься столь беспрепятственно, как в Андах, и на столь большую высоту. Наряду с этим можно вспомнить, что в менее смятых областях и в Динаридах интрузии наоборот находятся в гораздо большем количестве и объеме. В истории андийской геосинклинали мы видим старый шельф, который вместе с отложениями на нем морских мезозойских осадков многократно подвергался складкообразованиям.

Из предыдущего изложения очевидно следующее:

1. Связь вулканов с морскими побережьями, как здесь, так и вообще, не прямая, а лишь кажущаяся, косвенная; и те и другие связаны с определенными слабыми подвижными зонами земной коры, в которых все процессы

ее динамики, как вулканические, так и тектонические, проявляются особенно сильно, влияя и на географические элементы поверхности.

2. Центры извержений отличаются большим постоянством: в течение целого ряда геологических периодов при благоприятных условиях извержения возобновляются в одних и тех же центрах, доставляя в разное время часто одни и те же продукты, а иногда и различные. Это постоянство центров извержения объясняет нам ту сложность строения некоторых вулканических областей, как Банат, Гебриды и др., на которую указано выше. Между всеми известными центрами Европы наибольшей энергией отличаются те, которые залегают вдоль линии Британских о-вов до Исландии и Гренландии, т. е. на северо-западе Европы.

Во все периоды пробуждения вулканической деятельности они производили громадные извержения, начиная с древнейших кембрийских и кончая мощными третичными излияниями. Постоянство центров наблюдается даже на небольших площадях, например в юго-западной Англии и особенно в средней Шотландии, где на пространстве только нескольких тысяч квадратных километров происходят накопления громадных покровов лавы в силурийский, девонский и каменноугольный периоды, образуются туфовые вулканы в пермский период и многочисленные дайки — в третичный; а рядом, на высотах центральной Шотландии, никогда не происходило никаких извержений.

3. Древние и новые вулканические центры хотя тесно связаны с дислокацией вообще, но группируются преимущественно в областях опускания, особенно на грабенах: например восточно-африканские вулканы с Килиманджаро во главе, вулканы Италии, Греческого архипелага, палеозойские вулканы средней Шотландии, тафролиты финляндского рапакиви и пр. Только большими опусканиями частей земной коры можно объяснить скопление таких громадных толщ лавы — до 912 *м* мощностью, какие например заполнили в третичный период впадину между Гебридами и Шотландией, или нижнесилурийские лавы Шотландии до 2 432—2 736 *м* толщиною, т. е. не уступающие Этне, а между тем орографически они не резко выделяются на поверхности Земли. Замечательны базальтовые извержения четвертичного возраста в хребте Гельбей Большеземельской тундры, по его сбросу. Только туфовые конусы иногда находятся в областях поднятия.

4. Связь вулканов с общими колебаниями земной коры выражается не только в зависимости их распределения от дислокаций, но также и в периодичности их напряженной деятельности. А. Гики показал, что напряженность вулканических извержений в Европе совпадает с периодами наибольших движений земной коры, которые отражаются также на перерывах в осадочных отложениях и на их петрографическом и палеонтологическом разнообразии. Так например в Великобритании древнейшие кембрийские вулканы продолжали действовать до конца нижнесилурийской эпохи, когда происходили повидимому значительные колебания земной коры, судя по перерыву в напластовании, по петрографическому непостоянству и участию конгломератов. Верхнесилурийская эпоха отличается спокойным отложением осадков, и вулканы почти прекращают свою деятельность, так что среди верхнесилурийских образований вулканических пород нет; только небольшие скопления туфа найдены в Ирландии. Но в эпоху древнего красного песчаника рядом с дислокацией снова пробуждается вулканизм, который дает массу лав в Шотландии и Ирландии; вулканические излияния продолжаются в каменноугольный и пермский периоды, хотя постепенно ослабляются и затихают в конце палеозойской эры, когда прекращаются на время горообразовательные процессы. Тектонический покой мезозойской эры, характеризующейся спокойными и обширными трансгрессиями, совпадает местами с замиранием извержений. За исключением Предаццо и Португалии, во всей Европе не было вулканических извержений в течение мезозойской эры, но зато в Южной Америке они усилились именно в эту эру (см. стр. 445).

В третичный период, когда наступили мощные горообразовательные процессы, вулканическая энергия проявилась с такой силой, какой она никогда не обладала в предыдущие периоды, особенно на северо-западе: в Ирландии, Исландии и Гренландии. В современную эпоху снова наблюдается ослабление вулканической деятельности, которое в будущем может опять замениться напряжением ее.

5. Формы проявления и продукты извержения вулканов повидимому во все времена, от древнейших до новейших, были одинаковы. Как палеозойские извержения, смотря по условиям, нагромождали слоистые вулканы типа Везувия или типа Пюи, или же однородные в виде куполов и покровов, или же наконец образовывали интрузивные залежи (втеки, инъекции), точно так же и третичные извержения производили те же самые формы, однако массовые трещинные излияния все более уступали место центральным, кратерным извержениям. Что касается продуктов, то хотя они изменялись временами даже в одном и том же центре, но общий характер их был одинаков, как видно из таблицы А. Гики (см. табл. 39), в которой крестиками показаны породы, извергавшиеся в разные периоды в Великобритании.

Таблица 39

Периоды и эпохи \ Породы	Гранит, гранофир	Фельзит, риолит	Дацит Pitchstone of Eigg	Трахит	Андезит (порфирит)	Габбро	Долерит, базальт (диабаз)	Пикрит с основными лавами	Туфы кислые и основные
Древн. третичная эпоха (покровы, жилы, интруз. залежи)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Мезозойская эра									
Пермский		+			+		+	+	+
Каменноугольный (покровы, Пюи)	?	+			+		+	+	+
Девон (древн. красный песчаник)									
Верхний							+		+
Нижний	+	+		+	+		+		+
Силурийский									
Верхний		+							
Нижний	+	+		+	+	+	+	+	+
Ареннгский	+	+		+	+	+	+		+
Кембрийский		+			+		+		+
Архейская									
Urgonian							+		+
Dalradian							+		?
Torridonian.									
Lowisian							+	+	

На древних вулканах замечено, что в начале периода извержения выделяются преимущественно основные продукты — базиты, которые постепенно сменяются кислыми — ацидитами. После долгого периода покоя снова извергаются основные и т. д.; например в Великобритании кембрийские диабазо-

ные лавы и туфы прорезываются кварцевым порфиром, девонские андезиты предшествовали извержению гранита, фельзита, лампрофира. Каменноугольные извержения начинаются основными лавами и оканчиваются трахитами, фельзитами и кварцпорфирами. Третичные базальты прорезаны гранофиром и гранитом и пр. Но в третичных и новейших вулканах этот порядок далеко не всегда сохраняется, как выше упоминалось.

Разделение изверженных пород по возрасту проводится не во всех классификациях.

§ 31. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОВ

Общее число действующих вулканов, несмотря на многочисленные исследования, определить весьма трудно с желаемою точностью, во-первых потому, что выделить действующие от потухших не всегда возможно, а во-вторых, в некоторых областях образуются новые вулканы или же открываются неизвестные до того. Гумбольдт насчитывал 407 действующих вулканов, Фукс — 323, Неймайр — 355, Меркальи (1907 г.) — 415, а Шнейдер (1911 г.) — 318.

По последней сводке Заппера [*1e*] имеем число действовавших с 1500 г. вулканов: в атлантическо-индийской половине — 97; в тихоокеанской — 353, всего 450.

Географическое распределение действующих вулканов на земной поверхности весьма неравномерно и обусловливается некоторыми факторами, которые впрочем не зависят от географического положения и высоты. Некоторые области весьма богаты вулканами, тогда как другие, как вся Европейская часть СССР, Сибирь, Скандинавия, Бразилия, Австралия и др., совершенно их лишены. Заметно преобладают вулканы в северном полушарии, а в особенности они приурочены к экваториальной зоне. Рассмотрим сначала вулканы Европы как наиболее изученные, а затем и других материков и океанов.

Вулканы Европы. В Европе действующие вулканы находятся только в прибрежных частях Средиземного моря, а именно в Италии и Греции.

Вулканы южной Италии составляют 4 группы: 1) группа Неаполя, 2) группа Липарская, 3) группа Этны и 4) группа Сицилийско-африканская (Пантеллярия). Расположение всех групп итальянских вулканов находится в ближайшей зависимости от дизъюнктивных дислокаций; то же повторяется в вулканической области Греческого архипелага.

Неаполитанская группа состоит из Везувия и вулканов Флегрейских полей, к которым причисляются о-ва Исхия, Прочида и Вивара.

Везувий принадлежит к интереснейшим вулканам Земли как по своему типическому характеру, так по разнообразию извержений и продуктов. Он изучен лучше, чем какой-либо другой вулкан, о чем можно судить уже по тем многочисленным ссылкам на него, которые мы делали выше при изложении общих свойств вулканов. Он возвышается до 1 200 *м* над равниной, состоящей из трахитовых туфов; почти круглое основание его имеет 12 900 *м* в диаметре, а склон — 25°. Из Неаполя он кажется двуглавым (рис. 286) вследствие сохранившегося северного края старого кратера, называемого Соммой, высота которой постоянная, тогда как современный конус извержения изменяет свою высоту, как уже указано выше. Между ними находится долина Атрио-дель-Кавалло, нередко воспринимающая потоки лавы. На склонах Везувия находится много второстепенных конусов извержения. Крутой склон Соммы, обращенный к долине Атрио, обнаруживает все характерные черты структуры слоистого вулкана, т. е. периклинальные слои туфа и лавы, прорезанные радиальными жилами лавы, на которых и располагаются конусы извержения. Древний туф, служащий основанием Везувию, желтого цвета (tuffo giallo) содержит остатки морских раковин, что указывает на подводное положение Везувия при начале его формирования; более новый туф серого цвета (tuffo bizio) и туф современного конуса извержения никаких органических остатков не содержат, а потому очевидно произошли уже при материковом положении вулкана. Следовательно некогда Везувий был подводным вулканом, который, постепенно нагромождая продукты извержения, вышел на поверхность. С незапамятных времен он считался потухшим, пока сильное извержение 24 августа 79 г. не обнаружило его деятельности. Следующее большое извержение произошло 17 декабря 1631 г., когда один из потоков лавы Торредель-Греко достиг моря и застыл с велико-

лепною столбчатою отдельностью; лава этого извержения замечательна по нахождению в ней редких ванадиевых соединений. После того были извержения 20 мая 1737 г., 15 июня 1794 г., в октябре 1822 г., небольшие извержения 1828—1830 гг., усилившиеся в 1834 г., и особенно сильное в конце 1838 и в начале 1839 г. С этого времени деятельность вулкана почти не прерывалась до 1850 г., снова возобновилась в 1858, 1861 гг., но особенно в 1865, 1867—1871 гг. При сильном извержении 26 апреля 1878 г. дымовой столб Везувия имел до 5 000 *м* высоты. Это было самое сильное извержение Везувия в прошлом столетии; после того слабые извержения были в 1881 и 1885 гг. В 1905 г. деятельность его усилилась, и началось медленное истечение лавы, пока в апреле 1906 г. не произошло большое извержение с несколькими боковыми прорывами лавы, обильным падением пепла, разрушившим ряд городков. Начиная с 1913—1914 гг. наступил новый период оживления с усилением в 1926—1927 гг. Везувий интересен по разнообразию лав и туфов, среди которых находится множество интересных минералов.

Флегрейские поля представляют целую систему небольших туфовых конусов, образовавшихся в разное время. Породы и туфы Флегрийских полей резко отличаются от везувских и состоят преимущественно из санидинового трахита. Всю систему флегрейских конусов можно рассматривать как бы систему больших *бокк*[1], появлявшихся в разное время на дне древнего кратера, часть которого опустилась под уровень моря.

Некоторые из конусов произошли уже в историческое время: например Монте-Нуово образовалась в 1538 г. Сольфатара Пуццуоли имела последнее извержение в 1198 г., но снова оживились с 1930 г. Кратер Аспрони имеет 2 *км* в диаметре; он, как и кратер Низина, состоит из слоистых туфов, которые слагают весь берег до мыса Мизено, равно как и прилегающие о-ва: Прочида и Вивара.

На *Исхии* — один вулкан Эпомео (800 *м* высоты), извергавший в последний раз в 1302 г.; на склонах его — до 12 второстепенных конусов. Характер туфов его показывает, что Эпомео, так же как и Везувий, вначале был подводным вулканом. В окрестностях его, как и во Флегрейских полях, много горячих источников и выделений газов, например известный Собачий грот и Авернское оз. К западу от Исхии о-ва Вентотане, Сан-Стефано, Понца, Пальмарата, Цаннане представляют остатки потухших кратеров.

Вулканическая группа Липарских о-вов, залегающая между Неаполем и Сицилией, в 25 *км* к северу от последней, состоит из вулканов: *Стромболи*, *Панария*, *Салина*, *Аликуди*, *Феликуди*, *Липари* и *Вулкано*; таким образом о-в Салина, высший из всех, представляет естественный центр Липарских вулканов. На самом большом о-ве Липари находятся главные вулканы *Монте-Анджело* и *Кампо-Бианко*, но кроме того находится еще много других вулканических конусов, из которых состоит весь остров. Все эти вулканы, ни разу впрочем не извергавшие в историческое время, отличаются замечательными скоплениями обсидиана и волокнисто-шелковистой пемзы, расходящейся по всем рынкам Европы. На Вулкано (400 *м* высоты) в широком кратере выделяются селен, сера, нашатырь и борная кислота; последнее извержение его в 1775 и 1786 гг. доставило много обсидиана. Маленький Вулканелло соединен с Вулкано узким перешейком.

Самый замечательный из этой группы вулкан Стромболи (900 *м* высоты, склон 25—35°, см. рис. 295) находится, как указано выше, в состоянии постоянной деятельности, которая усиливается и уменьшается в зависимости от давления атмосферы, так что Стромболи служит не только естественным маяком, но и колоссальным барометром. Скалы, залегающие к югу от Стромболи, — Панария и Базилюццо, — вероятно представляют остатки старого кратера. На о-ве Феликуди (900 *м*) — два кратера, а на Аликуди (450 *м*) — только следы одного. По мнению Зюсса, все Липарские вулканы залегают как бы на трех радиальных трещинах, простирающихся: 1) к ЗЮЗ через Салина, Феликуди и Аликуди, 2) к ЮЗЮ от Липари и потом к ЮВ через Вулкано и 3) к СВС через Стромболи. Трещины эти образовались при опускании всей области, в которой залегают Липарские вулканы. Каждое нарушение равновесия в отдельных сбросах, по словам Зюсса, производит не только извержение на островах, но и землетрясение на материке и в Сицилии.

Остров Устика, в 90 *км* к востоку от Аликуди, представляет самостоятельный центр извержения.

Этна в Сицилии — самый мощный вулкан из всех европейских, изученный не менее Везувия. При его значительной высоте (3 317 *м*) он почти постоянно покрыт снегом. Плоский конус его, в основании около 40 *км* диаметром и 1 287 *км*² площадью, омывается двумя реками: Алькантарой на северной границе и Спмето на западной; к восточной прилегает море, а к южной—равнина Террафорте, состоящая из аллювиальных наносов; в разрезах упомянутых долин открывается строение Этны. Пьедесталом Этны служат плиоценовые осадки Креты, прорезанные жилами базальта. Бухта, прилегающая к Этне с востока, представляет опустившуюся область, что видно уже из формы вулкана; на дне ее происходили тоже извержения. Туф Этны, равно как и Валь-де-Ното, образовался под уровнем моря, так как содержит остатки морских организмов. Следовательно Этна, так же как и Везувий, сначала была подводным вулканом. Прилегающие к Этне скалы Фораглпони состоят из древнего базальта, известного по нахождению цеолитов и особенно анальцима.

[1] Бокка — bocca — рот — небольшие конусы с отверстиями, образующиеся на дне кратеров; поднимаясь, они иногда сливаются со стенками кратера.

Кратер Этны вытянут к СЗ вследствие перемещения центра извержения (см. рис. 310 и 311); склон, обращенный к Катании, иоложе, чем северный. Современный конус извержения окружен углублением, называемым Пиано-дель-Лаго, потому что некогда оно было озером; на краю его находится Casa inglese или etnea, где построена вулканическая и астрономическая обсерватория. На восточном склоне находится знаменитая котловина Валь-Бове — бывший кратер Этны; о строении его и изменении упоминалось выше, равно как и о наружных паразитических конусах, располагающихся в огромном количестве на склонах Этны (более 200 групп). Они образуются по радиальным трещинам (см. рис. 349 и 350) почти при всяком сильном извержении: например в 1669 г. образовалось 295 больших и много маленьких конусов; между ними самый замечательный Монте-Росси у Николази; в 1811 г. — 25 конусов; в 1879 г. — 31 конус и т. д. О характере и размерах потоков упоминалось выше. С незапамятных времен Этна действует так же, как и в настоящее время. Первое извержение, о котором сохранились точные исторические известия, относится к 693 г., хотя около 12 извержений насчитывают до нашей эры. Самое большое извержение было в 1669 г., когда разрушена была Катания, образовалась Монте-Росси и излился поток лавы в 1 *км*³. Затем сильные извержения были в 1755, 1763, 1766, 1787, 1792, 1811, 1832, 1842, 1843, 1852 гг., но особенно в 1865 г. из кратера Монте-Фрументо на высоте 2 000 *м*, продолжавшееся 5 месяцев; лава преимущественно базальтовая; много выделялось хлористых солей: калия, натрия и меди. При извержении в 1874 г. образовалось 35 паразитических конусов; в 1879 г. и особенно в 1883 г. при извержении образовалась трещина в 3 *км* длиною. Затем извержения происходили в 1886, 1892, 1908, 1909, 1910 и 1923 гг. В 1908 г. образовалось 23 паразитических конуса на высоте 2 000—2 200 *м* по направлению той же трещины, лишь выше. Зато в 1911 г. извержение перешло по тому же направлению на северную сторону, возобновив линию 1809 г. и дав далее 100 паразитических конусов. Последние извержения произошли в 1918 и 1923 гг. Иногда извержения Этны сопровождаются сильными землетрясениями и имеют тесную связь с давлениями атмосферы, доказанную наблюдениями в Катании, как это указано выше. Все извержения Этны всегда доставляли главным образом основную базальтовую лаву, несравненно менее богатую минералами, чем лава Везувия.

Этна, как выше замечено, располагается как раз в углу пересечения поперечной и продольной тектонических трещин и находится, как Липарские и Флегрейские вулканы, в области сбросов, т. е. значительных дизъюнктивных нарушений в земной коре. В таких же тектонических условиях залегают вулканы на островах между Сицилией и африканским мысом Боном. Между ними наиболее известен о-в Пантеллярия длиною 13,5 *км* с СЗ к ЮЗ и 8 *км* шириною; высшая гора его Монтана Гранде (836 *м*) с большим полукруглым кратером на северо-западном склоне состоит из липаритов и массы пемзы. Некоторые из второстепенных конусов не имеют кратера и представляют собой однородные купола; между ними особенно интересен Монте-Гибепе (700 *м*) с углублением на вершине; он состоит из однородных андезитов и кислых (до 70% SiO_2) липаритов; некоторые извержения доставляли фонолиты и даже базальты. Соседние о-ва Линаза и Лампедуза, так же как и Пантеллярия, не извергали в историческое время, если только недавние подводные извержения не относятся к области их, а именно в 11 *км* к югу от Пантеллярии (37°2′ с. ш. и 30°16′ в. д.) в июле и августе 1831 г. подводное извержение образовало пепельный конус, поднявшийся над уровнем моря и названный о-вом Фердинандеа; он впрочем существовал только несколько месяцев и затем, будучи размыт волнами моря, исчез, прекратив таким образом препирательства между итальянцами и англичанами о праве владеть новым островом. В том же месте происходили извержения в 1701 г. и в новейшее время — в августе 1863 г. В октябре 1891 г. произошло подводное извержение в 5 *км* на СЗ от Пантеллярии. Помимо извержения неоднократно происходило связанное с ним изменение величины и формы самого острова.

Вулканы Греческого архипелага. К юго-востоку от Греции залегает группа островов, известных под именем *Циклады*, составляющих продолжение хребтов Эвбеи и Аттики; они простираются с СВ к ЮЗ. Аттическая цепь островов (Цеа, Термиа, Серифос, Сифонос, Сикинос) сопровождается целым рядом вулканических островов, простирающихся от полуо-ва Метаны и северо-восточного берега Морен почти прямолинейно к ЮВ (Парос, Эгина, Белопулос, Фальконера, Кирави, Аитимилос, Милос, Кимолос, Палинос, Поликандрос, Антипарос и наконец Санторин). Другой ряд вулканических центров находится по берегам Малой Азии и частью, как Кос и Низирос, относится к группе островов, называемых Спорадами.

Между всеми этими островами самый замечательный бесспорно *Санторин*, служивший некогда классическим примером для доказательства гипотезы поднятия Буха, но при ближайших новейших исследованиях решительно ниспровергнувший ее, как выше изложено. Последнее извержение Санторина было в 1925/26 г. (см. рис. 395).

Другие вулканические острова Цикладов большей частью залегают на невулканнческих основаниях; так Милос состоит из гранита, гнейса и слюдяных сланцев, над кото-

рыми располагаются трахиты и туфы. Наиболее энергичная деятельность проявляется в горе Каламо, но только в виде фумаролл; извержения же как на Милосе, так и на других Цикладах неизвестны в историческое время. Все вулканы Греческого архипелага подобно итальянским залегают в области наисильнейших нарушений земной коры. По исследованию Зюсса, еще в третичную эпоху Средиземное море было отделено от Эгейского полосою суши, которая частью опустилась под уровень моря и обусловила соединение морей, а частью раздробилась на мелкие доли суши, представляемые Греческим архипелагом.

Вулканы Атлантического океана. Начиная с севера, в Атлантическом океане прежде всего выступают многочисленные вулканы Исландии и Ян-Майена, составляющие как бы части одного и того же вулканического ряда, простирающегося к СВ; далее следуют многочисленные вулканы о-вов: Азорских, Канарских, Зеленого мыса, Антильских и др.

Высшая вершина Ян-Майена — *Биренберг* высотою 2 024 *м* представляет отчасти потухший вулкан, так же как *Фуглеберг*, замечательный полуразрушенным кратером, половина которого вероятно опустилась под уровень моря. В близлежащем *Эгг-Исланд* находятся действующие кратеры. В Исландии [1*и*] развиты мощные, еще третичные покровы базальта, тождественные с покровами Фарерских о-вов в Шотландии; они составляют главную почву Исландии, на которой в настоящее время возвышается по крайней мере 26 больших действующих вулканов и множество маленьких конусов; все они располагаются рядами, образующими широкую полосу, простирающуюся к СВ. Самый известный из них *Гекла*, около 1 520 *м* высотою, представляет, как выше замечено, длинный гребень со множеством паразитических конусов, затем *Скаптар Йокуль*, замечательный своими исполинскими потоками, также *Оросфера Йокуль*, самый высокий конус Исландии, *Кетлугья* и многие другие. Самое большое лавовое поле называется Одадаграун и представляет совершенную лавовую пустыню, площадью 3 400 *км*^{2}, составляющую поразительный контраст с соседней ледяной пустыней Ватна Йокуль. Вообще Исландия по массе вулканических излияний является едва ли не самой выдающейся областью земли; в ней до сих нор еще происходят массовые извержения из зияющих трещин, накопляющие массивные купола и покровы. Разрезы покровов показывают, что они начали образовываться под водой много миллионов лет тому назад. Связь этих излияний с дислокацией указана выше. Вследствие сходства исландских третичных покровов с фарерскими и шотландскими Неймайр не без основания предполагает, что некогда они составляли одно целое и разъединились только благодаря опусканию промежуточной части, что подтверждают вышеупомянутые многочисленные сбросы Исландии.

Азорские о-ва к югу от Исландии (35°45′—34°45′ с. ш. и 25° и 31°30′ з. д. от Гринича) разделяются на три группы, простирающиеся с ВЮВ на ЗСЗ. Из них первая, самая юго-восточная, состоит из двух островов: Санта-Мария и Сен-Мигуэль; средняя — из 5 островов: Терсейра, Грациоза, Сен-Жорж, Пико и Файля; третья северная — из двух островов: Флорес и Корво. Из них только вулканический конус Пико возвышается на 2 538 *м*, остальные все ниже. Все они отличаются развитием правильных вулканических конусов и замкнутыми круглыми кратерами. Связь их с Канарскими о-вами и Мадерой не выяснена, но вообще можно сказать, что все азорские вулканы меньше канарских. Весьма вероятно, что все они произошли путем постепенного накопления подводных извержений по трем главным трещинам, определяющим три группы рядовых вулканов Азорских о-вов. Подводные извержения происходят вблизи них еще и в настоящее время, особенно между Терсейрой и Сен-Мигуэлем, например в 1638, 1719 и в 1811 гг., когда появился даже новый остров Сабрина, вскоре впрочем смытый волнами моря; в 1867 г. было последнее подводное извержение.

Остров Мадера и к северу от него небольшой о-в Порто-Санта, хотя состоят из вулканических пород, но повидимому уже лишены действующих вулканов, хотя, с другой стороны, безусловно потухшими их нельзя считать. Остров Мадера сложен из древних вулканических пород: диабаза, порфирита и габбро, образующих горный кряж с высокими вершинами-кратерами: *Пико-Рулло* и *Пико-де-Торрес*. Большинство кратеров из туфов, шлаков и лав располагается на поперечном гребне *Пальхейро* и *Пенха д'Агуйя*.

Канарские о-ва замечательны в истории геологии по исследованию Буха, создавшего по ним типотезу кратеров поднятия. Из семи островов восточные Ланцерот и Фуэртавентура простираются на СВ; западнее их и параллельно им лежат три острова: Тенерифа, Гомера и Гиеро, или Ферро. Между Тенерифом и Фуэртавентура лежит Гран-Канария и к СЗ от Тенерифа о-в Пальма. Группа Канарских о-вов относится к хребту Атлас в Африке, так же как Циклады к Аттическому, т. е. составляет вероятно продолжение Атласа, утратившее связь с ним вследствие опускания или сбросов, развитых на северном берегу Африки. Остров Пальма замечателен своей вышеописанной кальдерой, а Ланцерот — рядовым расположением вулканов (см. выше). На Тенерифе находится наиболее высокий вулкан *Пик-де-Тейде* 3 611 *м* высотою, замечательный потоками обсидиана и вообще разнообразием вулканических пород (базальты, базаниты, андезиты, фонолиты, трахиты и обсидианы). Извержение его известно только в 1798 г. (рис. 400).

Острова Зеленого мыса, числом 14, так же как и Канарские, составляют части африканского материка и сложены не только из вулканических пород, но также из гнейса, кристаллических сланцев, известняков, диоритов, сиенитов и диабазов. Из них только о-в Фого имеет действующие кратеры, а остальные — большею частью потухшие.

Фернандо-Норонья — небольшой вулканический остров в 45 *км* от мыса Сен-Рока.

В *Багамской банке* наблюдалось извержение в 1837 г.

На *Больших Антильских о-вах* современных вулканов нет, но на *Малых Антильских о-вах* их много, хотя известны они стали лишь с XVI—XVII веков (восемь). Наиболее



Рис. 400. Пик-де-Тейде на о-ве Тенериф. Видна слоистость (справа) туфового конуса. Фот. Д. Мушкетова.



Рис. 401. О-в Вознесения в Атлантическом океане. Фот. Д. Мушкетова.

значительными и активными являются: *Б. Суфриера Гвадалупы* (1 484 *м*), извергалась последний раз в 1838 г. и слабо в 1903 г.; *Б. Суфриера Доминики* (1 242 *м*), гора *Пеле* на о-ве Мартинике (1 349 *м*), прославившаяся своим катастрофическим извержением 1902 г., уничтожившим город Сен-Пьер с 26 тыс. жителей, и *Суфриера* на о-ве Сен-Винценте, также давшая сильное извержение в 1903 г.

Интересно, что хотя между вулканами Суфриера на Сен-Винценте и Пеле на Мартинике расстояние 165 *км*, но в 1902 г. оба они одновременно катастрофически возобновили свою деятельность, между тем как расположенный между ними также угасший вулкан

Санта-Лучия не реагировала совершенно: Суфриера извергает лавы с выделяющимися кварцевыми зернами.

Острова Фернандо-Но, Принсипе, св. Фомы и Аламбан лежат на одной линии, простирающейся к ЮЗ, на продолжении которой лежит потухший уже вулканический о-в св. Елены. Этот последний остров замечателен тем, что он как бы представляет центр извержений, наподобие Салина в Липарских о-вах, от которого дугообразно расходятся ряды вулканов. Кроме вышеупомянутого ряда другой простирается от о-ва св. Елены к СЗ, обозначенный о-вом Вознесения (рис. 401) и частыми подводными извержениями; третий ряд, может быть, намечается о-вами Тристан-д'Акунья.

Вулканы Африки очень многочисленны и мало изучены. На западном берегу у Гвинейского залива в горах Камеруна находится группа вулканов, из которых самый высокий имеет 4 128 *м*; потоки лавы и туфа извергались лет 50 тому назад. Южнее 10° ю. ш. также у западных берегов указывают вулканы *Пемба* и *Цамбо*, но известия о них требуют еще подтверждения. На материке экваториальной Африки находятся обширные области потухших вулканов и отчасти действующие: расположенные на знаменитом грабене Килиманджаро (6 110 *м*) — Кения, а южнее, во впадине больших африканских озер, группа Кирунга из восьми вулканов до 4 470 *м* высотой, частью действующих, *Нирагонго* и *Намлагира*. Еще известна группа у оз. Ниасса. В Абиссинии некоторые вулканы действовали еще во времена Птоломея.

На островах Индийского океана, к востоку и югу от Африки, вулканы находятся: на Мадагаскаре — 4 вулкана в северо-западной части и значительно больше в центральной и южной частях, на Коморенских — один, из Маскаренских особенно известен вулканическою деятельностью о-в Бурбон, к югу от него о-ва св. Павла, Амстердам, Принца Эдуарда, Крозета под 46° ю. ш. и Кергуэлен под 49° ю. ш.

Вулканы Азии. К востоку от вышеописанной средиземноморской области вулканов, в Малой Азии, известно несколько потухших кратеров, значительно отдаленных от берега моря. В 100 *км* к востоку от Смирны залегает область, издавна известная под именем Катаскаумене (т. е. выжженная страна), в которой три конуса имеют ясные кратеры и потоки лавы. Восточнее в том же направлении известен вулкан *Кара-Гиссар*, еще далее *Гассандаг* (2 400 *м*) и наконец *Аргеус* или *Ердмияс-даг* (3 840 *м*), — одна из самых высоких гор этих стран, имеющая постоянный снеговой покров. В Сирии в Гауранских горах вулканическая деятельность повидимому происходила еще в постплиоценовую эпоху, судя по обширным полям лавы и большому количеству конусов извержения, в связи с проходящим здесь продолжением Восточно-африканского грабена. В Аравии вулканы известны например у Медины, в 200 *км* от моря, извергавшие еще в XIII веке; также у Адена находятся потухшие вулканы. На восточном берегу Аравии большие залежи пемзы находятся у пролива Ормуз. В Красном море *Джебель-Торр* извергал в 1834 г., *Седдль* — в 1824 г., также на о-вах Зейбейар, Багоме, Абейлат, Перим и в заливе Губеш-Габар. На побережьи Массовы имеется несколько конусов, а в 1907 г. было излияние лавы кратера *Афдера*. Далее на юг, в низменности Афар, вулканы *Дубби* (извержение в 1861 г.) и *Ортеале* (1904 г.). Далее вулкан *Телеки* у оз. Рудольфа.

Несравненно богаче вулканами плоскогорье Армении, где рядом с массовыми излияниями вулканических пород находятся многочисленные, резко обособляющиеся и большею частью потухшие конусы, между которыми первое место занимает двуглавый *Арарат* (5 171 *м*) (рис. 402): к северо-западу от него лежит *Такалытау*, а к юго-западу — *Селбан* (3 353 *м*). Около Баязида находится *Тундурек* (3 564 *м*). На Ахалцыхской котловине, к северу от Арарата, лежат: *Чалдыр* (2 483 *м*), *Алагез*, *Агманган* с озером в кратере, *Агдаг* и *Багдаг*; на плоскогорье Аграджа находятся *Караитыш-даг* (3 389 *м*), *Киссола-даг* и др. К западу от Эрзерума — *Бангал и Паландакёи*, или *Паланджукан*, замечательный по явлениям поднятия. В системе Аракса, к югу от Нахичевани, три ряда конусов: *Нагаджир*, *Азабкев-даг* и *Ингаташ*; за ними

следуют: *Иланлы*, *Аланожа-даг* и наконец к востоку от Джульфы — *Дери-даг*, интересный по дислокации вулканических пород, происшедшей в послетретичное время.

В Главном хребте Кавказа *Эльбрус* (5 630 *м*) (рис. 403) и *Казбек* (5 043 *м*) представляют потухшие вулканы; последний из них сначала извергал трахитовые лавы, а затем андезитовые (рис. 403).



Рис. 402. Гора Арарат, вид из Эривани.

Потухшие вулканы центрального Кавказа были исследованы Левинсон-Лессингом [*16*]. Самым восточным является дацитовая сопка *Калько* у Бло на южном склоне Главного хребта; на северном же, западнее, между Бусла-

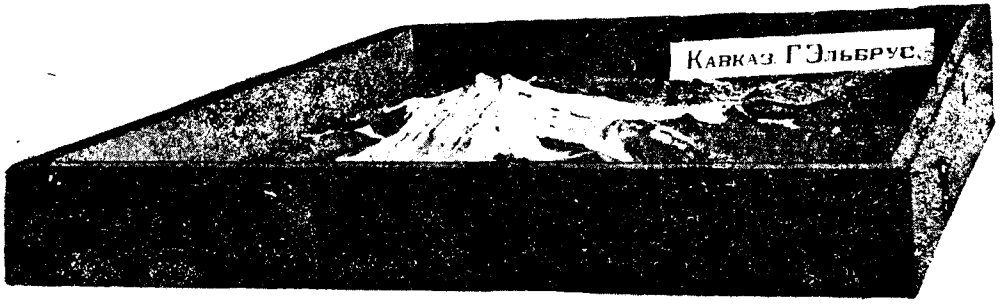


Рис. 403. Гора Эльбрус. Рельеф, изготовленный К. Паффенгольцем. Горный музей Ленингр. горного института.

чирским и Крестовым перевалами, возвышается на обширной равнине размытый, отдельный вулкан *Цители*. Дальше на запад имеются вулканы как на северном, так и на южном склонах. Ближайшими к Цители являются: 1) на южном склоне — шлаковый конус *Сакохе* и соседняя с ним лавовая гряда Садзели, оба в нескольких километрах от Гудаура. Здесь находится обширный центр извержения, от которого спускаются мощные лавовые по-

токи Гудаура, излившиеся вниз по рр. Арагве и Кадис-Хеви; 2) на северном склоне — мощные лавы горы *Каварджин* над Коби и туфо-лавовые образования за Сиони.

Западнее за меридианом Коби тянется главная вулканическая область центрального Кавказа с несколькими обособленными центрами извержения. На северном склоне таких центров два: *Казбек*, с которого спускаются мощные потоки на СВ, В и ЮВ, и двойной вулкан *Хорисар*, дающий поток на С, в Трусовское ущелье, над с. Ноккев, и дальше на З до конца теснины Кассары.

На южном склоне и отчасти на самой перевальной гряде возвышаются: красивый высокий *Сырх-сар* в верховьях Арагвы (на восточной ее ветви), затем сильно расчлененный массив *Непискаль* или *Семь Братьев*, далее несколько мелких конусов. Отдельных конусов и кратеров, включая Казбек, здесь 12—14; кроме того есть несколько центров трещинных излияний лавы. Характерной особенностью всей области является то, что в ней почти отсутствуют туфы, и шлаковые кратеры играют подчиненную роль по сравнению с лавовыми вулканами, конусами набухания и трещинными излияниями.

Из всех вулканов Армении и Кавказа некоторую деятельность обнаруживают только *Арарат* и *Тундурек;* напряженность последнего не превышает сольфатары. Такую же сольфатарообразную деятельность проявляет громадный вулкан *Демавенд* (около 5 465 *м*) в Иране, на северном склоне Эльбурса. Указывают также на существование вулканических излияний во внутренней части Ирана, но они вообще мало известны.

Что касается внутренней части материка Азии или собственно Средней Азии, то мнение о богатстве ее вулканами установилось только вследствие недоразумения, введенного Гумбольдтом. Этот естествоиспытатель при своем путешествии в Сибирь в 1829 г., собрав все ходившие слухи, а также показания европейских путешественников и описание китайских о так называемых горящих горах Средней Азии, систематизировал их и на основании этих данных сам глубоко поверил и убедил ученый мир в существовании действующих вулканов в Средней Азии. Он, а за ним и другой авторитет К. Риттер предполагали обширную вулканическую область Бин-балиг в 1 400 тыс. *км*^{2}, залегающую в средине материка Азии и удаленную на тысячи километров от ближайших морей. Главным центром ее Гумбольдт считал гору Богдо-ола, а центрами современной вулканической деятельности, преимущественно сольфатарообразной, окрестности *Кульджи, Урумчи, Турфана* и *Кучи*. Благодаря авторитету Гумбольдта мнение это быстро распространилось и настолько укрепилось, что даже до сих пор еще многие верят в действительное существование вулканической деятельности в упомянутых центрах, несмотря на опровержения, представленные новейшими русскими исследователями. Случившееся недоразумение объясняется тем, что горящие горы действительно находятся во многих местах Средней Азии, а следовательно и разнообразные сказания о них основываются на фактах; но дело в том, что горы эти не имеют ничего общего с вулканами, а обусловливаются подземными пожарами громадных залежей каменного угля юрской системы, развитых как на южной (Куча, Турфан и др.), так и на северной стороне (Кульджа, Урумчи и пр.) Тянь-шаня. Таким образом факты верны, но ложно объяснение, данное им Гумбольдтом, который каменноугольные пожары принял за вулканы и тем породил недоразумение, державшееся много лет. Во всем Тянь-шане нет ни одного действующего вулкана, и даже гора Бай-шань, вулканическая природа которой казалась наиболее вероятной, новейшими исследованиями, так же как и другие центры Гумбольдта, разжалована из вулканов. По новейшим исследованиям [*25*] в группе Богдо-ола установлены лишь результаты древнего вулканизма, не моложе третичного времени, в виде различных эффузивных пород от кислых липаритов, кератофиров до основных диабазов,

в общем сильно щелочных; встречены пористые дацитовые лавы, бомбы и туфы.

Большой интерес представили открытые Буйвидом и исследованные А. Герасимовым [*26*] в Витимском плоскогорьи два потухших вулкана, доставившие на поверхность всю ту массу базальтов и базальтовых лав, которая здесь наблюдается. Один из них, названный в честь первого автора данного курса И. В. Мушкетова *вулканом Мушкетова* (рис. 404), находится на левом берегу р. Витима в 6 *км* от русла, вблизи долины речки Ингур. Здесь на совершенно ровном плато, усеянном множеством крупных и мелких озер, поднимается уединенная гора около 160 *м* относительной высоты, имеющая в основании своем почти правильный круг около 3 *км* в диаметре, разорванный к северу. Внутри горы помещается круглое красное озерко, имеющее около 1,5 *км* в поперечнике и лежащее лишь немного выше уровня базальтового плато; внутренние стены почти вертикальны и хорошо обнажают строение этой горы накопления. В них видна частая горизонтальная перемежаемость пузыристых лав и плотных базальтов, иногда переполненных веретенообразными бомбами и лапиллями. Базальты и лавы эти слегка золотоносны. Базальтовый поток, вылившийся из этого вулкана, достигает 15 *м* мощности и занимает обширное пространство по р. Витиму, раскинувшееся километров на 15—20. Другой вулкан — *вулкан Обручева*, названный так Герасимовым в честь В. А. Обручева, находится на правом берегу Витима, также около 6 *км* от реки, вблизи речки Кокыртуй. Он отличается от вулкана Мушкетова только своими несколько большими размерами, отсутствием озера внутри горы и более однообразным строением, обнаруживающим большое преобладание лав. Базальтовый поток вулкана Обручева занимает гораздо меньшую площадь (в ширину не более 10 *км*), но зато обладает большей мощностью (20—25 *м*). В том же районе позднее был открыт П. Преображенским аналогичный *вулкан Лопатина* высотой в 106 *м* с кратером в 640 *м* длиной и 213 *м* шириной.

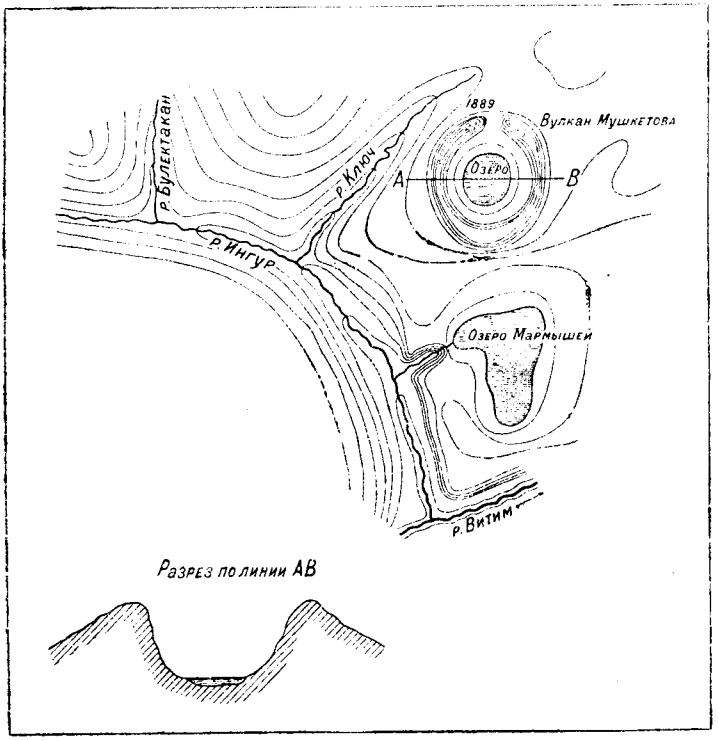


Рис. 404. Вулкан Мушкетова на р. Витиме в Восточной Сибири.

На востоке Азии, в Маньчжурии, в 25 *км* от г. Мерген на р. Нонни, притоке Сунгари, системы Амура, находится вулкан *Уюн-Холдонги*, производивший, судя по китайским источникам, извержение в 1720 г. Этот вулкан описан Виллоухом.

Хотя действующих вулканов во внутренней Азии нет, но тем не менее древние эффузивные вулканические породы находятся помимо уже указанных во многих местах Тянь-шаня, например у оз. Чатыркуля, в Заилийском Алатау и пр.; на востоке и юге Азии они занимают обширные площади, например у Байкала, в Монголии, Маньчжурии, Тибете, Китае, Индии.

Но если так бедна вулканами внутренняя часть Азии, то зато восточные окраины ее и прилегающие к ней (с юга и востока) острова чрезвычайно богаты ими. Уже в Бенгальском заливе у Пондишери известны подводные извержения, а от западного берега южной Индии до конца Малайского архипелага протягивается дугообразный ряд вулканов около 756 геогр. миль длиною. Он начинается отдельными вулканами еще на материке в Бирме в системе Ирравади у Бамо под 24° с. ш. За ними следуют вулканы о-вов Рагири и Чедуба под 19° 30′ у берегов Арракана. Один из этих вулканов Рагуайн последнее извержение произвел в 1839 г. Далее следует потухший Наркодам на Андаманских о-вах, стромболиобразный кратер на о-ве Баррен и наконец Зондские о-ва, где вулканическая деятельность, особенно на Яве, достигает наибольшей напряженности. Весь этот длинный ряд островов представляет остатки опустившейся значительной части материка Азии, что доказывается сходством их геологического строения с прилегающим берегом. Андаманские и Никобарские о-ва состоят из тех же третичных и меловых песчаников и сланцев, местами метаморфизованных и с выходами змеевика, как и Арраканский берег; они сохраняют то же простирание, что и меридиональный Арраканский хребет. Такой же состав имеют и Зондские о-ва, но направление простирания пород от Суматры изменяется на юго-восточное. Линии тектонических нарушений сопровождаются многочисленными вулканами, составляющими длинный дугообразный ряд.

Из 68 известных вулканов Суматры только 9 находятся в действии; из них наиболее активный ***Мерапи*** (2 848 *м*); другие же потухли, хотя едва ли абсолютно, и кратеры их заняты обширными озерами. В Зондском проливе замечателен вулкан ***Кракатау*** или ***Поэ-лоэ-Раката***, извергавший некогда в 1680 г., но с особенной силой проявивший себя в 1883 г., как уже упоминалось выше. В начале июля 1935 г. Кракатау возобновил свою деятельность, давая извержения до 1 000 *м* высотой. При этом маленький островок Ана-Кракатау исчез.

Но нигде нет такого огромного количества вулканов на сравнительно небольшой площади, как на о-ве Яве. Яванские вулканы располагаются по средней линии узкого острова, удаляясь от берега не более 10 геогр. миль и образуя главный продольный ряд вулканов, где на протяжении 150 геогр. миль имеется более 100 вулканов. Правильность его нарушается многими поперечными рядами вулканов, из которых многие, несмотря на короткость их, состоят из нескольких конусов. 19 вулканов действовали в историческую эпоху и 10 находятся в состоянии сольфатар. Все вулканы Явы отличаются, по словам лучшего исследователя их Юнгхуна, необыкновенной правильностью конической формы и еще более замечательными барранкосами (рис. 297), число которых увеличивается от вершины к подошве: например на ***Гунунг-Сумбинге*** у вершины на 2 736 *м* высоты насчитывается 10 барранкосов, на 2 584 *м* — 32, на 1 672 *м* — 72, на 912 *м* — 95. Кроме того они редко и весьма мало изливают лаву, а извергают главным образом рыхлые продукты. Высота их колеблется от 2 000 до 3 800 *м*; самый высокий вулкан ***Семеру*** в 3 150 *м* (рис. 405). ***Гунунг-Тенгер*** замечателен своим кратером — около 1 геогр. мили диаметром. Из 30 действующих вулканов два — ***Гунунг-Тунгур*** и ***Гунунг-Ламонгуиг*** — почти постоянно извергают, как Стромболи. Извержение, выдающееся по силе, произвел ***Галунг-Галунунг*** в 1822 г., когда разрушено было много селений и погибло около 44 тыс. человек. Дальнейшее продолжение того же ряда вулканов к востоку составляют вулканы о-ва Флорес и несколько мелких островов до Тимора включительно, где они оканчиваются под 8° ю. ш. и 130° в. д. от Гринича; между ними самый замечательный вулкан ***Тамборо*** на о-ве Сумбаве. К северу от этого громадного ряда вулканов находятся еще несколько изолированных вулканов: 1 вулкан на северной оконечности Борнео и 11 — на Целебесе.

Исследования Зондского и Молуккского архипелагов [27] устанавливают, что здесь нет резкой границы между вулканизмом третичным и современным, но зато замечается различное проявление его в разных зонах. Так на о-вах Суматра, Ява, Бали, Ломбок, Сумбава, Флорес, Домблен и Пантар имеются действующие вулканы, далее же на о-вах Алор, Камбинг, Ветнер и Рома их нет, но еще восточнее, в загибающемся ряду о-вов Даммер, Теок, Нива, Сереа, Манек и Банда, вулканы снова появляются. В общем действующие вулканы приурочены к внутренней тектонической дуге Молукк, состоящей из названных островов, и отсутствуют во внешней (Тимор-Тенимберей); но и во внутренней они

начинают замирать в связи с возобновлением горообразовательных движений, причем начиная с тех мест, которые ближе всего к внешней дуге, т. е. участка Алор-Рома. Вся эта область является чрезвычайно интересной и благодарной для решения ряда основных проблем тектоники и вулканизма, тесно связанных между собой, к которым мы вернемся в главе IX.

Молуккские, Филиппинские и промежуточные между ними острова составляют также значительный ряд вулканов, продолжением которого служат 4 вулкана о-ва Формозы, где три действующих; у берегов этого острова наблюдались подводные извержения. Прибрежные вулканы Азии от Формозы тянутся к СВ; прежде всего выступают вулканы о-вов Лиу-Киу и полуо-ва Кореи, за ними многочисленные вулканы Японии. В Японии имеется около 200 вулканов, из которых 50 продолжают действовать до настоящего времени.

В последний раз 19 января 1914 г. произошло извержение вулкана *Сакура-яма*, бездействовавшего в течение 136 лет, с 1779 г. В результате извержения Япония потеряла 37 млн. иен. Последнее извержение *Фудзи-яма*, наиболее крупного вулкана Японии, произошло в 1915 г. К этой зоне относится и о-в Сакурашима в бухте Кагошима, известный громадным извержением 1914 г.

Японские вулканы располагаются рядами, простирание которых, по исследованию Наумана, имеет теснейшую связь с основными линиями дислокации Японии, г. е. С и СЗ; последния из них является преобладающей. Самые замечательные вулканы Японии: *Асама-яма*, сделавшийся известным в 864 *г.*, а в 1783 г. произведший страшное извержение, доставившее колоссальные потоки лавы; также и в 1908 г.; *Фудзино-яма*, или *Фудзи-яма* (3 778 *м*), с кратером в 500 *м* в диаметре и 167 *м* глубиною; *Бандайсан*, извергший в 1888 г.; *Ошима* на Ниппоне, в окрестности Токио, принадлежит особому ряду вулканов, продолжающихся на о-ве Бонине и далее, уже в Тихом океане, на Марианских о-вах. За вулканами о-ва Иессо следует группа Курильских о-вов, где насчитывают до 20 вулканов, из которых около половины потухших.

За ними к северу идет замечательная группа вулканов полуо-ва Камчатки (рис. 405), наиболее значительная после яванской, подробно исследованная членами экспедиции Рябушинского: С. Конради, Комаровым и др., до того К. Богдановичем, а в последнее время А. Заварицким и В. Кулаковым. Камчатские вулканы располагаются тремя более или менее параллельными рядами, простирающимися вдоль полуострова согласно с тремя горными кряжами. Всего насчитывают 38 вулканов, из которых 12 действующих и 26 потухших; наибольшее количество их находится на восточной стороне южной половины Камчатки, тогда как северная часть ее повидимому лишена вулканов. Самый высокий из камчатских вулканов — *Ключевская сопка* (4 850 *м*) — представляет после Килиманджаро самый высокий вулканический конус на земной поверхности. Она извергала очень часто и иногда (1727—1731 гг.) непрерывно в течение четырех лет: в 1853 г. после продолжительного извержения с потоками лавы, с 17 на 18 февраля 1854 г. Ключевская сопка мгновенно замолкла, а как бы взамен ее разверзлась соседняя *сопка Шевелюч* (3 036 *м*), считавшаяся потухшей, но теперь обнаруживающая энергичную деятельность. Рядом с ней возвышается *Уткинская сопка* (3 352 *м*) и *Крестовская*. Южнее группы Ключевских сопок находятся дымящиеся конусы: *Большая Толбача* (2 377 *м*) и *Малая Толбача*, а еще южнее, на берегу Кропоцкой бухты, три вулкана: *Кроноцкая сопка* (3 033 *м*) между Унока и Кизименом, далее *Семечик*, *Жупанова сопка* (2 580 *м*), *Авачинская сопка* (2 547 *м*), *Коряцкая* или *Стрелошная*, *Вилучинская*, *Опальная*, *Галигинская* и *Явина*; эти последние залегают на самой южной оконечности Камчатки.

Вулканы Камчатки составляют часть (дугу) [28] огромного Тихоокеанского вулканического кольца и служат продолжением к северу Курильской вулканической грядь. На севере Камчатки вулканическая дуга резко меняет направление с меридионального на ВСВ и переходит в Алеутскую гряду. Камчатская часть Тихоокеанского вулканического кольца слагается из двух зон: западной (потухшей) и восточной (действующей).[1]

Западная зона совпадает с главной осью полуо-ва — Срединным хребтом, вытянутым с СЗ на ЮВ и сложенным глинистыми и кремнистыми сланцами, филлитами и разнообразными гнейсовыми породами палеозоя (?), прорванными гранитами мезозоя (?).

[1] Новые данные получены от В. Кулакова, изучавшего в 1931 и 1932 гг. эти вулканы. На Камчатке вулканы называются «сопками», тогда как в Восточной Сибири этим термином называют вообще все возвышенности.

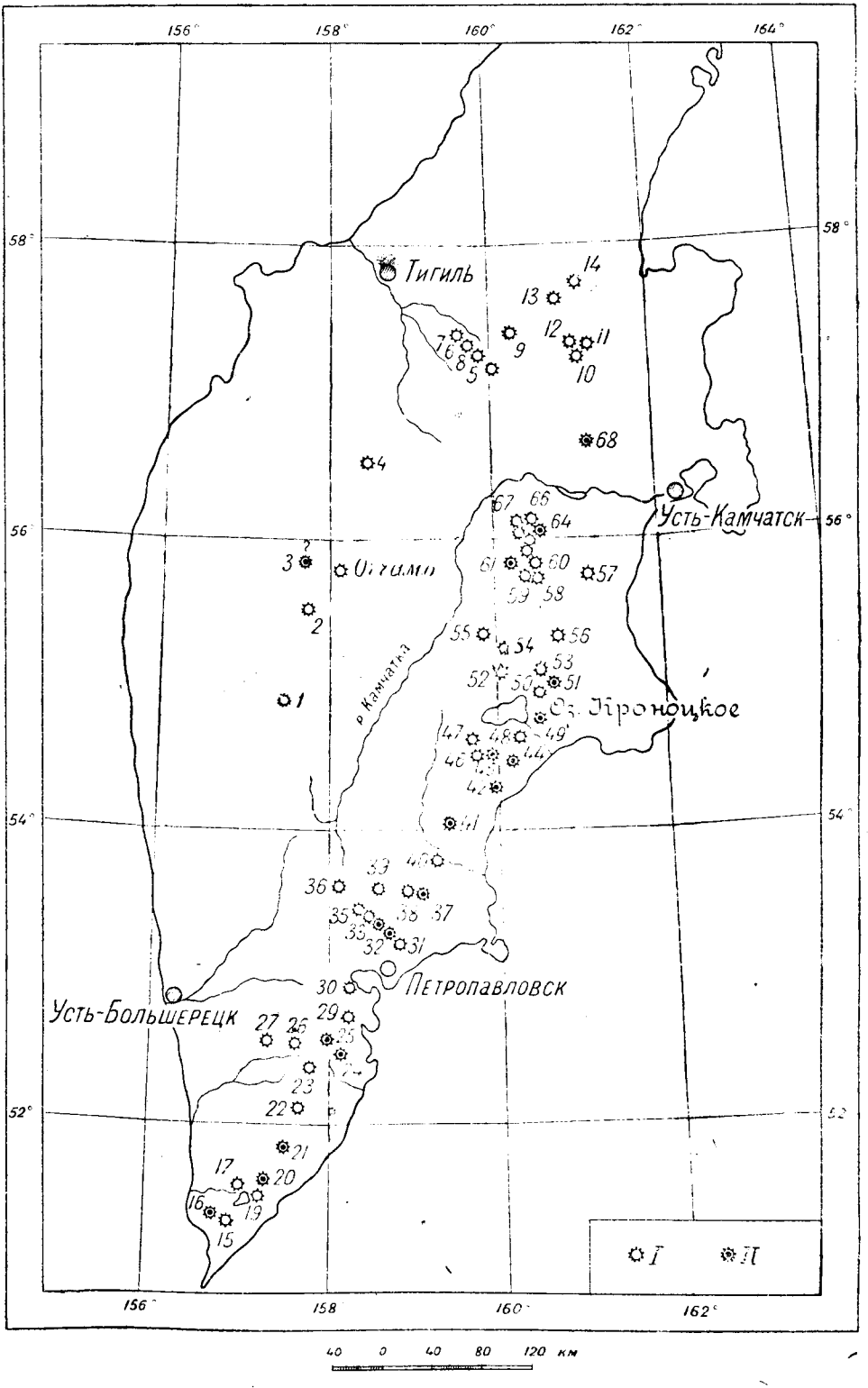


Рис. 405. Карта вулканов Камчатки.

I—вулканы недействующие; *II*—вулканы действующие. Соответственно цифрам в тексте дано описание (см. стр. 460—463).

По обеим сторонам Срединного хребта развиты аркозовые и алевролитовые сланцы, диабазы и диабазовые туфы неопределенного возраста. В прибрежной полосе полуострова развиты отложения плиоцена, к этому же времени относится и начало вулканической деятельности западной зоны. В постплиоцене вулканическая деятельность перекинулась на восточную часть полуострова.

Западная вулканическая зона Камчатки в южной оконечности Срединного хребта начинается вулканом (цифры порядковые соответствуют цифрам на карте рис. 405):

1. Хангар, лежащим в истоках рр. Правой Компаковой, Крутогоровой и Левой Облуковины и представляющим собой остатки плоского купола в виде руин высоких массивов с острыми гребнями (наивысший из них 2 100 *м* абс. выс.), расположенных на платообразном поднятии. Хангар достигает 1 200 *м* абс. выс. и имеет в основании около 10 *км* в поперечнике. В строении принимали участие также рыхлые продукты.

2. Аолкан. В истоках р. Кыргана, притока Камчатки.

3. Сопка Белая (Анвей, Колхон, Котхлонг, Ичивская, Колыхон, Хвэалин, Фхэалин, Хоа-Шен, Уахлар, Эвэаянн, Ахлан, Алянигей — последнее название в переводе с коряцкого значит «снежная гора»). Расположена в истоках рр. Сопочной, Рассошиной и Быстрой (Плэйхен) и представляет собой конус со срезанной с С на Ю вершиной 3 840 *м* абс. выс. На вершине находится сплошное снежное поле, питающее висячие ледники, спускающиеся к ЮВ. Есть указания на появление временами белого дыма над вершиной. Горы, окружающие сопку Белую, — Оччамо, Нанчан, Чернук и возвышенности с запада, — являются соммой по отношению к сопке Белой.

4. Сопка Анаун — почти правильный конус до 1 500 *м* абс. выс. На СЗ стороне конуса у вершины правильная эллиптическая кальдера, из которой течет р. Мильх. Вулканический конус стоит в углублении и окружен кольцом гор, являющихся по отношению к конусу соммой.

5. Красная сопка. В верховьях р. Поворотной, притока р. Еловки; подковообразно изломанный кратер.

6. Вулкан Двухюрточный, или *Двухглавый* в верховьях р. Седанки; на правом берегу расположен конус (?), окруженный кольцом острых гребней. С вершины вулкана тянется поток застывшей лавы, заполняющей долину этого полукольца.

7. Западнее Двухюрточного расположена кальдера с острым краевым гребнем, один из ее потоков мощностью от 6 до 16 *м* не достиг р. Седанки на 10—15 *км*.

8. В. Леутонгей (Байдарский кратер) — конус на краю кальдеры, открытый на юго-запад.

9. В. Шишель (Зиссель) — кальдера с зубчатыми краями, открытая на восток.

10, 11, 12. В истоках р. Еловки на краю кальдеры расположены массивы Юрточный Лежитц и Уочкарен.

13. В. Айчелкан (Шишила по Крашенинникову) — кальдера, окруженная группой из трех гор, сходящихся в котловине на абсолютной высоте 1 533 *м*. По ущелью с западной стороны вытекает р. Воямполка.

14. В. Алнгей (Белая или Оледенелая) — остатки кальдеры.

Восточная вулканическая зона расположена вдоль берега Тихого океана и географически распадается на три части: 1) южная, от мыса Лопатки до Авачинской бухты, образует главный водораздел рек Охотского моря и Тихого океана; 2) средняя часть от Авачинской бухты до Кроноцкого оз., наиболее близко подходящая к берегу океана, расположена на прибрежной с мелкими увалами долине; южная и средняя части зоны имеют общее ССВ направление; 3) северная часть имеет меридиональное направление и в главной части расположена в долине опускания между хребтами Кумрочь и Срединным.

Не считая группы низких сопочек, окружающих тундру р. Камбальной у мыса Камбального, восточная зона начинается вулканами Камбальным и Кошелевым, которые здесь занимают всю ширину полуострова и образуют вероятно поперечный ряд в зоне.

15. Сопка Камбальная (фигурирующая в литературе под названиями: Сопка Первая, Кошелева, Камбалиная, Комбалинная). Абсолютная высота 2 140 *м*, конической формы, у вершины с корытообразным углублением, заполненным фирном.

16. В 15 *км* к западу от предыдущей, сливаясь с ней основанием, расположена *сопка Кошелева* (Чаохч, Широкая), конусообразной формы, высотой около 1 900 *м*, с кальдерообразной северной частью и двумя небольшими ледниками. В кальдерообразной части действуют две фумаролы. В окрестностях вулкана много горячих ключей.

17. В 20 *км* к СЗ от предыдущей на западном берегу оз. Курильского расположен *В. Дикий Гребень* (Каракули), 1 050 *м* абсолютной высоты. Массивное излияние крупноглыбовой лавы с радиально расходящимися ветвями. На склоне к озеру ряд сбросов.

18. Курильское оз. (Ксуй, Ксуай), лежащее на 200 *м* выше уровня моря и имеющее глубины до 300 *м*; представляет вероятно кальдеру вулкана.

19. Сопка Ильина (Вторая, Вине, Ильинская, Озерная, Гаврилова), абс. выс. 1 568 *м*, расположена на северо-западном берегу Курильского оз. и представляет конус из слоев лавы и рыхлых продуктов: песка, пепла, шлаков; около вершины на юго-восточном склоне глубокая воронка недавнего взрыва диаметром около 600 *м*.

20. Сопка Желтовская (Жолтовская, Третья, Ходутка) расположена в 13 *км* к СВ от предыдущей. Конус 1 950 *м* абс. выс.. с соммой. После сильного землетрясения первых

чисел февраля 1923 г. по восточному берегу Камчатки в районе сопки Желтовской, 11 февраля 1923 г. и 7—8 февраля 1933 г. выбрасывала рыхлые продукты.

21. В. Штюбеля (Ксудач) в 40 *км* к ССВ от предыдущей. В. Штюбеля — кальдера диаметром 7 *км*, с правильными склонами снаружи и крутыми внутри; в ЮВ стороне озеро полулунной формы. В центре кальдеры находится утес высотой около 800 *м*. В марте 1907 г. вулкан вступил во вторую фазу деятельности, образовав взрывом между утесом и краем кальдеры кратер с кратерным озером внутри, насыпав конус из песка и шлаков в 250 *м* высоты. Пепел заносился за Петропавловск. Являясь иллюстрацией идей Штюбеля, назван его именем.

22. Сопка Хадутка (Азача, Ассачинская, Четвертая, Шадутка) расположена километрах в 20 на ССВ от предыдущей. Расчлененный конус 2 073 *м* абс. выс., сидящий на краю кальдеры, диаметр которой около 7 *км*. Возможно сопке Хадутке принадлежат извержения 1828 и 1848—1855 гг., ошибочно приписанные Асаче, хотя координаты, приводимые для Асачи Постельсом и Дитмаром, только на 0°0′,1 отличаются от координат Хадутки Келля. На ССЗ склоне расположен меньший вулкан Приемыш 1 197 *м* абс. выс.

23. Сопка Асача (Ашача). Сильно расчлененный конус, так что образовались 4 вершины (высшая 1 900 *м* абс. выс.). Совершенно безжизненная. Изрезана барранкосами. Ей ошибочно приписан ряд извержений в XIX веке.

24. Сопка Мутновская (Поворотная) к ССВ от предыдущей. Высшая точка 2 322 *м* абсолютной высоты. Отделена от Асачи плато, покатым к океану и покрытым базальтовыми мощными излияниями. Представляет собой кальдеру грушевидной формы, вытянутую в широтном направлении; больший диаметр около 3 *км* с отвесными внутренними склонами. Кальдера забита льдом и фирном с прослойками лапилли и песка. В северной и западной части кальдеры горячие озерки, между ними помещается действующий кратер, который иногда выбрасывает рыхлые продукты. Извергалась в 1827 г. Весной и летом в 1898 г. в кратере появлялась лава.

Северное горячее озеро служит истоком р. Мутной и образовано фумаролламп, расплавляющими лед. Ниже по каньону р. Мутной еще 2—3 выхода фумаролл.

25. Сопка Горелый Хребет (Правая Мутновская, Вторая Мутновская) расположена к СЗ от Мутновской и почти сливается с ней основанием. Пологий широтно вытянутый купол, по гребню которого расположены 4 больших кратера от 400 до 600 *м* диаметром и до 250 *м* глубиной в форме котлов. В верхней части восточного склона еще два кратера меньшего диаметра. Высшая точка 1 831 *м*. С сентября 1929 г. по настоящее время действует периодически второй с запада кратер. Пинии из газов и рыхлых продуктов достигали 5 *км* высоты. Вся деятельность свелась только к выбросу рыхлых продуктов, которых выброшено не больше 1 *км*^{3}.

Лежащие к западу от Горелого вулкана сопки Вопросительная Вершина, Опала и Ипелька вместе с Горелой и Мутновской составляют вероятно поперечный ряд в восточной зоне Камчатской вулканической дуги.

26. Сопка Вопросительная Вершина представляет руины вулкана 1 200 *м* абс. выс.

27. Сопка Опала (Апальская, Апача, Апачинская, Опалинская, Опальная, Опольская, Пик Колачев), 2 470 *м* абс. выс. Ребристый конус на краю кальдеры. Небольшой конус на склоне. Опала и два конуса у южной подошвы проявляли деятельность в XVIII веке.

28. Хребет Ипелька. Руины вулкана в виде кольцевого гребня до 1 600 *м* высотой.

Между сопками Опалой, Горелым Хребтом и Асачей расположена область мелких вулканических конусов высотою от 500 до 1 225 *м*, частью разрушившихся, с рыхлыми продуктами и потоками лав на склонах, кратерами на вершинах.

29. Сопка Вилючик (Вилючинская), в 23 *км* на СВ от сопки Горелый Хребет. Недеятельный ребристый конус 2 175 *м* абс. выс. правильной формы; до половины XIX века временами выделяла пары.

30. Тарьинская Бухта (Тареина), расположенная в ЮЗ части Авачинской губы, вытянутая в ЗСЗ — ВЮВ направлении, представляет затопленную часть кальдеры. Остров Хлебалкин в этой бухте, известный своими базальтовыми бомбами, представляет остаток склона вулкана пли кратера.

В 25 *км* к ССВ от Петропавловска расположена Авачинская группа вулканов, представляющая поперечный ряд в восточной зоне и состоящая, считая с востока, из вулканов:

31. Козельский (Козел). Название возможно происходит от названия собаки подземного бога Туила — «Козей», которая, стряхивая с себя снег, производила землетрясения. До 1930 г. считалась второй соммой Авачи. В 1930 г. Н. Г. Келлем установлено, что она представляет самостоятельный вулкан-кальдеру, открытую на ВСВ и ССВ. Абсолютная высота — 2 186 *м*. С крутыми наружными и внутренними склонами. Внутри цирковый ледник диаметром около 1,5 *км*. От Авачинской сопки Козельская отделена мощным переметным ледником.

32. Авача (Авачинская, Горелая). Кальдера диаметром около 5 *км*, окруженная типичной соммой. Внутри кальдеры эксцентрично, километрах в двух на СВ по отношению к старому центру извержений, расположен новый конус правильной формы высотой 2 825 *м*, сложенный из чередующихся потоков лав и рыхлого материала и представляющий собственно Авачу. На вершине кратер подковообразной формы диаметром 400 *м*, глубиной 120—140 *м*, с отвесными и навесными стенками. По стенкам кратера и по краю вала много

продуктов возгонки фумаролл. Со времени Крашенинникова (1737 г.) отмечено 12 извержений с лавой, последнее — в 1926 г.

33. Коряцкий (Коряка, Стрелочная, Стрелошная). Абсолютная высота 3 462 *м*. Правильный расчлененный конус со скошенной вершиной. В настоящее время кратер у западного края вершины по временам выделяет пары. Изливал лаву в 1896 г. На склонах трещины, заполненные лавой.

К северо-востоку от Коряцкого расположены вулканы:

34 и *35. Аяк, Арик* (конус 1926 г.) и *Тарбеева*. Этот ряд на северо-западе кончается вулканом Баккениным.

36. Баккенин (Камчатская вершина, Беиникен) представляет конус выпячивания (?) и находится в истоках рр. Авачи и Камчатки. Конус окружен полуразрушившимся кольцевым валом.

37. Сопка Жупаноеа (Жупанская) расположена к северо-востоку от Авачи. Представляет хребет, вытянутый широтно, с четырьмя вершинами. Высшая — 2 931 *м* абс. выс. Две более высокие восточные разделены ледником, опускающимся к югу. Третья с востока немного ниже двух предыдущих и более резко обособлена. У вершины, по южному склону видны свежие лавовые потоки. Четвертая западная вершина, самая низкая, выделяет интенсивно фумароллы, по изредка проявляет слабую фумарольную деятельность и вторая западная вершина.

К западу от сопки Жупановой к Баккенину вулкану тянется хребет Дзун-Дзур, в котором выделяются руины двух вулканов:

38. Игоревского и *39. Юрьевского*.

Сопка Жупанова, Дзун-Дзур и Баккенин вулкан вероятно составляют поперечный ряд в восточной вулканической зоне.

40. Сопка I. Абсолютная высота 1 680 *м*.

В 25 *км* на северо-восток от предыдущих начинается хребет Березовый из группы вершин, среди которых:

41. Сопка Березовая (Карымская, М. Семячкин) расположена в верховьях р. Березовой и представляет кальдеру с зубчатой краевой частью. В кальдере правильный конус 1 320 *м* абс. выс., сложенный лавами и рыхлыми продуктами. Извергалась в 1854 г. Пробужденная февральским землетрясением 1923 г., действует по настоящее время, далеко выбрасывая рыхлые вулканические продукты.

42. Сопка Большой Семячик — кальдера с пилообразными краями 1 720 *м* абс. выс. Извергалась в 1815 г. (пепел доносился до Верхнекамчатска) и в 1851—1852 гг. Сейчас — в стадии сольфатары.

Севернее следует группа сопок района Кроноцкого оз.

43. Само-озеро, треугольной формы, вероятно кальдера огромного вулкана. С южной стороны озера находятся вулканы:

44. Кихпиныч (Чачамокож), конус с двумя вершинами — Белой южной (1 740 *м* абс. выс.) и Черной северной (1 700 *м* абс. выс.), соединенными скалистым гребнем.

Черная вершина горы Савича с кратером глубиной около 40 *м* и диаметром около 80 *м*, в котором действуют фумароллы.

45. Сопка Узоп. В 15 *км* к востоку от предыдущего. Кальдера диаметром 7 *км* окружена кольцевым валом с высоким (1 540 *м* абс. выс.) северным краем. Внутри озере 0,75 *км*^{2}, центральные и периферические горячие ключи, термы, грязевые вулканчики, теплые и горячие мелкие озерки.

46. Сопка Тауншиц (Таунзиц) расположена к ЗСЗ от предыдущей и почти сливается с ней основанием. Представляет сомму с пильчатой вершиной 2 250 *м* абс. выс.

47. Сопка Упана. В 15 *км* к ССЗ от предыдущей. Конус с расчлененной вершиной, абс. выс. 2 020 *м*.

48. Сопка Крашенинникова. В 35 *км* к востоку от предыдущей. Кальдера, с юго-запада гребень с тремя вершинами, высшая 1 895 *м* абс. выс.

С восточной стороны озера расположены:

49. Сопка Кроноцкая, 3 730 *м* абс. выс., изрезанная барранкосами; правильный конус, по временам выделяет пары.

50. Сопка Шмидта (Гамчен, Хамченская) — группа кратеров и конусов; высший 1 900 *м* абс. выс.

51. Сопка Гамчен (Кизимень) — правильный конус 2 600 *м* абс. выс., с глубокими барранкосами; после февральского землетрясения 1923 г. начала действовать, в 1927 г. излила лаву.

Севернее озера:

52. Сопка Попутная — руины вулкана.

53. Сопка Конради (Игла, Шиш), приблизительно 2 000 *м* абс. выс.

54. Сопка Шапинская (Чапина), приблизительно 2 800 *м* абс. выс., не входящая в Кроноцкую группу.

55. Сопка Кунчокла (Киньчокла, Кюньцекла, Кинцекла), остатки разрушенного вулкана с отрогом — Никольскими горами.

56. Сопка Тымрак — руины вулкана; от нее к ССВ в 50 *км* на южной оконечности хребта Кумроч расположена:

57. Сопка Шиш, абс. выс. 2 430 *м*.

К западу от сопки Шиш сопками Большой и Малой Удиной начинается группа вулканов Ключевского дола, сидящих на плоскогорьи до 1 000 *м* абс. выс., представляющем долину опускания между хребтами Кумроч и Срединным, заполненную массовыми вулканическими излияниями.

58. Сопка Малая Удина.

59. Сопка Большая Удина (М. Толбачик, Таватка), 2 951 *м* абс. выс. Рядом стоящие правильные конусы с развитыми барранкосами.

60. Сопка Зимина в 10 *км* севернее предыдущей. Группа вершин с зубчатыми краями, высший 3 118 *м* абс. выс. На северном склоне «желтый ледник» (покрыт пеплом).

61. Сопка Большой Толбачик (Толбачик) расположена к западу в 15 *км* от Зиминой. Кальдера диаметром около 16 *км* с острыми краями, западный 3 730 *м* абс. выс. По склонам обилие лавовых потоков и паразитических кратеров. К р. Толбачик — отрог Бугры с паразитическими кратерами. Сильное извержение в 1739 г. выжгло лес на склонах. В настоящее время выделяет пары.

Севернее Зиминой:

62. Сопка Безымянная — 3 120 *м* абс. выс., за нею:

63. Сопка Камень — конус 4 560 *м* абс. выс. со сброшенной и сильно разрушенной ледниками восточной частью.

Севернее, сливаясь основанием с Камнем, расположена:

64. Сопка Ключевская (Камчатская), 4 850 *м* абс. выс. Самая высокая гора и самый деятельный вулкан полуо-ва в виде правильного конуса из рыхлых продуктов и лав. По западному склону деятельное участие в строении принимают фирн и лед. В 1829 г. произвела одно из величайших лавовых излияний в $3^2/_3$ *км*^{3}; поток достиг скорости 32,5 *м/сек*. Со времени занятия русскими Камчатки и до сего времени сопка часто изливает лаву и почти беспрерывно выбрасывает пепел. 21 июля 1935 г. геолог В. Кулаков с отрядом пограничников впервые проник в кратер Ключевской сопки.

Кратер представляет чашу с обрывистыми краями в 420 *м* ширины. Главная масса газовых выходов располагается на стенках кратера, имеющего глубину до 125 *м*. Внутри главного кратера расположен второй, размером 100 на 75 *м*. На дне обнаружено несколько фумарол.

У подножия кругом сопки насчитывается около 22 паразитических кратеров относительной высотой до 250 *м* с крутыми склонами. Из них два с восточного края проявляли деятельность в 1926 г.

В первых числах февраля 1932 г. на СВ от Ключевской сопки (в 20 *км* к юго-западу от селения Ключи) в местечке Киргурич, в русле Сухой реки, возник новый паразитический кратер.

К северо-западу от Ключевской расположена группа недеятельных сопок.

65. Сопка Дальняя Плоская (Крестовская), 3 930 *м* абс. выс.

66. Сопка Средняя с двумя большими барранкосами на СВ и ЮЗ, 3 020 *м* абс. выс.

67. Сопка Ближняя Плоская (Ушкинская) — хребет, вытянутый с СВ на ЮЗ, с закругленной вершиной 4 030 *м* абс. выс.

В 80 *км* почти на север от сопки Ключевской за р. Камчаткой расположена:

68. Сопка Шивелуч (Шивелюч, Шивеличь, Шевелнчь) — полого-изогнутая часть огромного купола, обрушившегося на ЮВ, с двумя вершинами (высшая 3 291 *м* абс. выс.). В обрушившейся части много лавовых потоков и рыхлых продуктов. В феврале 1854 г. обнаружила деятельность, сменив Ключевскую, моментально замолкнувшую. Работала в 1926 г. Сейчас проявляет слабую активность.

К востоку от Шивелуча рядом сопок без названий восточная вулканическая зона переходит в Курильскую гряду.

Алеутские вулканы, числом 48, как бы соединяют в одно общее кольцо азиатские прибрежные вулканы с американскими. Алеутские вулканы производят частые извержения, в результате которых нередко появляются новые острова: например в 1796 г. образовался о-в Иоанна Богослова. [1]

Вулканы Америки — алеутский ряд вулканов, отделяющий Берингово море, продолжается в шести вулканах полуо-ва Аляски [2] и бывших русских владений, из которых наиболее известны энергичный вулкан *Катмай*, давший большое извержение в 1912 г. (21 *км*^{3} продуктов), и гора св. Илии (5 444 *м*): севернее ее находятся повидимому вулканы в системе Медной реки. Южнее, где западная часть Северной Америки прорезана массивными параллельными кряжами: Сиерра-Невада, Кост-Рэндж на западе и Скалистыми горами на востоке, разделяющимися обширным плоскогорьем, вулканы развиты преиму-

[1] В ноябре 1934 г. на южной оконечности о-ва Кюсю (Япония) происходило длительное извержение подводного вулкана, в результате которого появились три новых острова.

[2] На Аляске в 1934 г. открылся новый гигантский кратер до 45 *км* в окружности.

щественно в западных кряжах. Целый ряд большею частью потухших вулканов высотою от 3 000 до 5 500 *м*, например Губ в Орегоне (3 580 *м*), обнаруживает еще следы слабой деятельности. Замечательно громадное кратерное озеро в Орегоне длиной 12 *км* и шириной 8 *км*. Гора *Бекер* на территории Вашингтона производила извержение еще в 1860 г. На самой границе Калифорнии находится известная гора *Шаста*, между которой и пиком *Лассена*, действовавшим еще в 1914 г., большая часть Сиерры-Невады является вулканической (см. рис. 352).

Несравненно более развиты вулканические образования в промежуточном плоскогорьи между Сиеррой-Невадой и Скалистыми горами, прорезанном самостоятельными цепями гор: Уасатч, Унита, Гумбольдта и др. Излияния трахитов и базальтов в виде потоков, покровов или вышеописанных лакколитов достигают громадного развития, и хотя относятся преимущественно к третичной эпохе, но некоторые из них сохраняют еще настолько правильную форму кратера, что вероятно извергали в последние столетия, т. е. после заселения страны испанцами. Указывают, что в 1873 г. было извержение горы *Эврика* в Неваде, а в 1877 г. — близ форта Юма.

Много вулканов находится в Мексике, где продольный ряд из 14 вулканов простирается на 1 000 *км*. также в Центральной Америке, в Экуадоре, Перу, Боливии и Чили.

Из вулканов Мексики, известных лишь с XVI века, интересны: Сеп-Хуан у Тепика (1 860 *м*), *Чеборуко* (2 165 *м*), *Колима-де-Фуего*, *Танцитаро*, *Иохутла* и др., оканчивающиеся на юго-восточной оконечности Мексики горою Сосопуско, соединяющей мексиканские вулканы с вулканами Центральной Америки. Кроме того под 19° с. ш. находится поперечный ряд вулканов, протягивающийся от Атлантического до Тихого океана и особенно развитый у г. Мексико; у Атлантического океана, к ЮВ от Веракруца находится вулкан *Тукетла*, извергавший в 1793 г., но еще и теперь дымящийся; за ним следуют громадный пик Оризаба (*Цитлатепетль* 5 580 *м*, извергавший в 1687 г.), Кофр-де-Перот (*Наухкампетепетль*), *Попокатепетль* (5 450 *м*) в состоянии сольфатары, потухший *Ицтсигуатль* (4 687 *м*), вулканы оз. Иохимилько, *Серро-де-Аюско*, где в 1881 г. образовался новый вулкан, интересный своим далеким расстоянием (в 270 *км*) от моря; у Тихого океана к тому же ряду относятся *Толюко* и *Хорулло* (1 320 *м*), образовавшийся в 1759 г. На протяжении этого ряда в Тихом океане залегают вулканические о-ва Ревила-Гигедо. Вулкан Тукетла (1 550 *м*) интересен тем, что является единственным из американских, лежащим на атлантическом побережьи.

От мексиканского Сосопуско, или Такана, начинаются многочисленные вулканы Центральной Америки, протягивающиеся до республики Коста-Рика и разделяющиеся на несколько групп по провинциям: Гватемала, Сан-Сальвадор, Гондурас, Никарагуа и Коста-Рика, не имеющих впрочем определенных естественных границ. Интересно, что на атлантическом побережьи вулканы располагаются на высоких пьедесталах древних гор, состоящих из массивных пород, кристаллических сланцев и осадочных образований; на западном же, тихоокеанском, побережьи они поднимаются среди плоской, низкой, намывной полосы или группами, или же изолированными конусами, которые большею частью незначительной высоты. Исследования Запнера показывают, что среднеамериканские вулканы общим числом 101, из которых 23 действовавших в течение последних 360 лет, на расстоянии 1 250 *км* (15°7′ с. ш. и 92°06′ з. д. — 8°48′ с. ш. и 82°30′ з. д.) от Такана до Чирикве располагаются на нескольких коротких трещинах, заходящих друг за друга, причем ни одной трещины нет вполне прямолинейной, хотя все они более или менее параллельны горному кряжу, залегая на гребне его (Сальвадор, Коста-Рика), или на склоне (Гватемала), или у подошвы (Никарагуа). Все действующие вулканы залегают на главной трещине, а потухшие — вдали от нее, но те и другие группируются неравномерно, — то тесно, то редко. Наибольшие вулканы находятся на концах всего ряда, например *Агуа* у Такана (4 064 *м*), *Ирацу* у Чирикве (3 328 *м*), *Фуего* (3 835 *м*). К ним же принадлежат: *Козегвина* (1 160 *м*), *Изалько* (1 885 *м*), образовавшийся в конце восемнадцатого столетия (1770—1773 гг.); в том же штате, в 12 *км* от г. Сан-Сальвадора, при Иллопанго образовался новый вулкан в 1880 г. В Коста-Рике 4 вулкана: *Орози*, *Виаия*, *Миравиллес* и *Тенарио*; ими заканчиваются среднеамериканские вулканы, и новые группы их появляются в Южной Америке, через 1 600 *км*.

Только немногие вулканы Южной Америки находятся вблизи моря; большая часть их расположена на значительном расстоянии от моря. В противоположность среднеамериканским вулканы Южной Америки располагаются рядами, вдоль высоких цепей Анд, благодаря которым они имеют большую абсолютную высоту, даже при незначительной высоте собственно вулканических конусов. Интересно, что извержения их, подобно вулканам Явы, доставляют огромное количество туфов и бедны лавами. Все вулканы Южной

Америки, за немногими исключениями изолированно стоящих гор, можно разделить на следующие группы: Колумбии в 600 *км* длиной, *Толима*, действовавший в 1595 и 1826 гг., Парамо-де-Руиц, Экуадора в 900 *км* длиной, Перу-Боливии 1 300 *км* и Чили 1 100 *км*. Вторая группа от первой отстоит на 1 600 *км*, а третья от второй — на 800 *км*, разделяясь обширными невулканическими пространствами. Рядом с действующими вулканами находятся громадные трахитовые купола, иногда даже без признаков кратера; представителем их является массивный Чимборазо (6 310 *м*).

Группа Экуадора тянется между 5° с. ш. и 2° ю. ш. Она состоит из двух рядов вулканов, согласно двум параллельным хребтам, ограничивающим высокое плоскогорье Квито, и некоторых вулканов, как *Сангай* (5 323 *м*), почти безостановочно действующий с 1728 г., залегающих восточнее Анд в системе Амазонки. Между экуадорскими вулканами, кроме Сангая, пользуются известностью: *Пасто, Пичинча* (4 787 *м*) около Квито, представляющий гребень с четырьмя вершинами, *Антизана* (5 756 *м*), *Котопахи* (5 943 *м*), последний, извергавший впервые в 1543 г., затем в 1742—1768 гг. и наконец в 1903—1906 гг.; всего считают 20 вулканов Экуадора.

Перуанский ряд состоит из 16 действующих вулканов и протягивается от 16° ю. ш. до 26° ю. ш.; вулканы его так же удалены от моря, как и предыдущие, а вулканы оз. Титикака и пустыни Атакама отстоят в 40 *км* от моря, т. е. не менее Толима. Между ними вулкан *Сахама* или *Гвалатьери* представляет резкий пример того, что при большой абсолютной высоте (в 6 693 *м*) относительная высота собственно вулканического конуса не более 1 050 *м*, т. е. менее Везувия (1 297 *м*); кроме того известны: *Омато* (5 000 *м*), *Излуга* (5 530 *м*), *Мисти* (6 005 *м*), *Увиллас* и самый южный вулкан *Луллайлако* (6 620 *м*).

Чилийская группа вулканов протягивается между 30°5′ и 42°50′ ю. ш. и содержит до 140 вулканов, которые в южной части приближаются к самому берегу моря: например гора Аконкагуа (7 000 *м*), которая большею частью состоит из слоистых пород, создана складчатостью; южнее находятся вулканы *Чиллан, Аулука, Дезкабезадо* (4 200 *м*), *Май Пу* (5 300 *м*) и др. К Чилийскому берегу, между Вальпарайзо и вулканическим о-вом Хуан-Фернандец, прилегают подводные вулканы.

Прежде полагали, что чилийскими вулканами оканчиваются группы американских вулканов; теперь доказано существование не только больших масс туфов и лавы в Патагонии, но также действующих вулканов в южной части ее, а также между о-вом Веллингтона и Патагонией (под 48°56′30″) и в южной части Огненной Земли под 55° ю. ш. Довольно значительна частью действующая группа Южношотландская; далее на островах у побережья Земли Луи-Филиппа известны новые вулканы, как гора *Гаддингт*.

Вулканы Австралии. Материк Австралии так же беден вулканами, как и другие материки; на нем известна только одна вулканическая область в колонии Виктория; но зато прилегающие материковые острова, особенно Новая Зеландия, богаты ими. Различают три группы новозеландских вулканов, преимущественно на северном острове.

Одна, называемая Таупа, представляет ряд вулканов, простирающихся с ЮЗ на СВ по направлению трещины, отделяющей краевые юго-восточные горы от внутренней части острова; она начинается на ЮЗ вулканом *Руапеху* (2 803 *м*) и оканчивается на СВ в море вулканическим о-вом Вакари; эта же область знаменита горячими источниками, гейзерами и грязевыми вулканами.

Вторая вулканическая область Новой Зеландии находится на перешейке Окленд и состоит из многочисленных, но маленьких конусов, не превышающих 300 *м* в диаметре и вероятно образовавшихся одним извержением. Область эту считают Флегрейскими полями Новой Зеландии. На южном же острове замечательна трещина Таравера в 15 *км* длиной, образовавшаяся при сильнейшем извержении 1886 г.

На *Новой Гвинее* известно пять вулканов и не мало их также находится вообще на островах Тихого океана: Новобританских, Соломоновых, Новогебридских, Дружбы, Фиджи, Самоа, Маркизовых, Таити и Волабола из о-вов Товарищества. Около американского материка, кроме вышеупомянутого Хуан-Фернандец, известны еще вулканические острова Вайгу, Остар и особенно архипелаг Галапагос. Среди Тихого океана замечательна группа вулканов Сандвичевых о-вов, между которыми особенно знаменит о-в Гавайя с колоссальными *Мауна-Лоа, Мауна-Кеа и Килауэа* (рис. 392). Наконец в Южном полярном море находятся вулканические о-ва Баллени (64°14′ ю. ш. и 163°15′ в. д. от Гринича) и Александр (69° ю. ш.) и на Антарктическом материке, побережьи Виктория, действующий вулкан *Эребус* (3 890 *м*).

Рассмотрение географического распределения вулканов приводит к следующим заключениям (рис. 406):

1. Дислокация земной коры представляет одну из существеннейших причин, вызывающих появление вулканических рядов, а не наоборот,

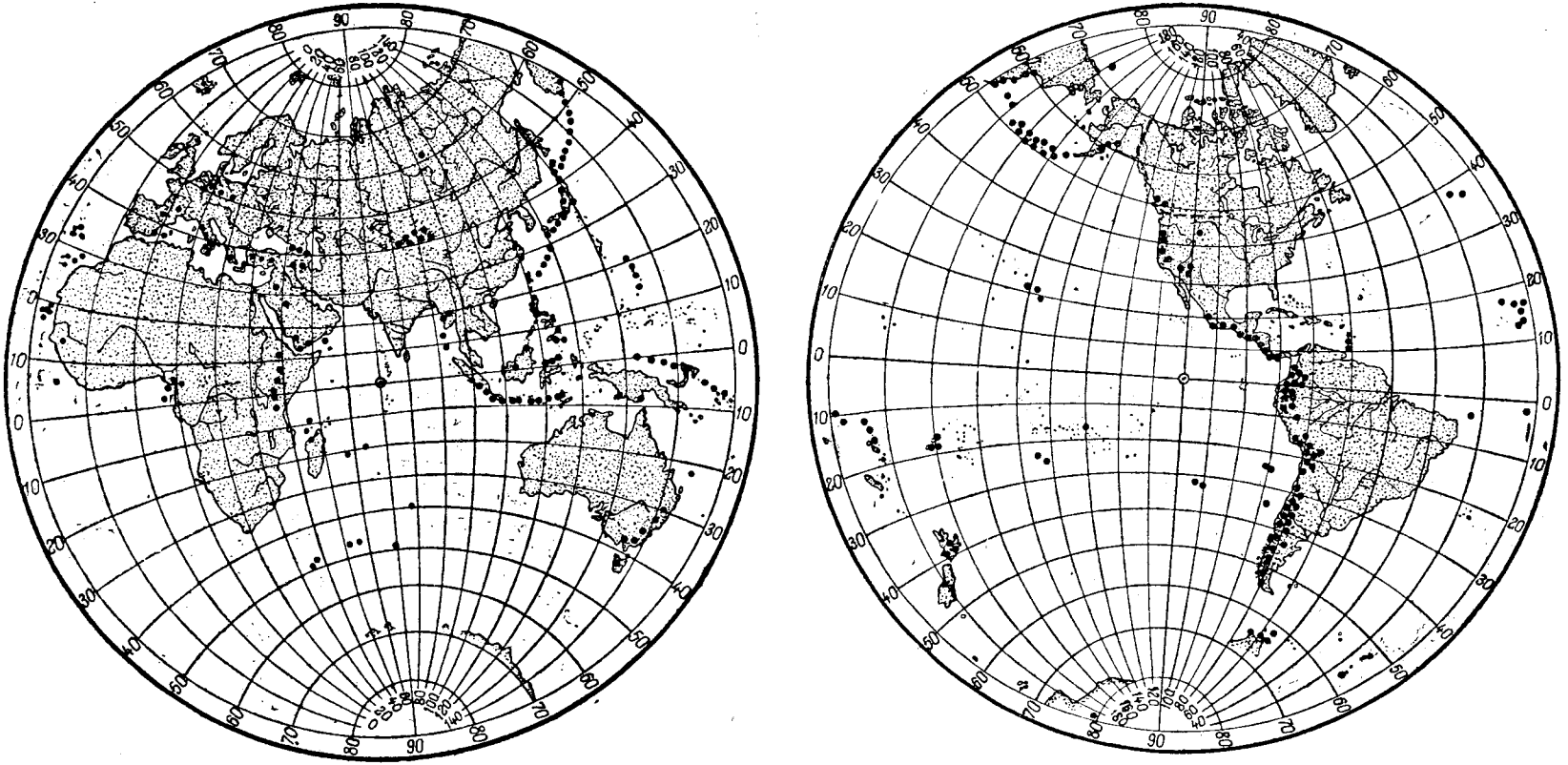


Рис. 406. Карта распределения на земле действующих или недавно угасших вулканов. Точки в стереографической проекции Пенфильда, по Пирсону.

т. е. не вулканы производят дислокацию, как предполагала старая теория поднятия.

2. Так как главнейшие и крупнейшие пояса разлома земной коры находятся на окраинах материков и морей, то очевидно лишь поэтому наибольшее количество вулканов группируется вблизи океанов. Вышеприведенное описание географического распространения вулканов свидетельствует, что почти все известные нам действующие вулканы залегают или по берегам материков, или на островах, представляющих остатки опустившихся частей материков, как например Циклады, Зондские, Японские, Курильские и пр. острова, или же наконец на вулканических островах открытого океана. Только некоторые из американских вулканов, например в Экуадоре, Перу, Боливии и Чили, удалены от моря от 150 до 300 *км*. Наиболее удаленными являются вышеописанные угасшие вулканы маньчжурские, хинганские и витимские, и особенно африканские (Кирунга — в 1 000 *км* от моря), ныне действующие. В центральных же частях материков нет ни одного действующего вулкана. Из 145 вулканов, производивших извержения с 1750 г., около 100 находятся на островах, а из остальных подавляющее большинство на берегах материков вблизи морей.

3. Почти все вулканы и вулканические области расположены рядами в виде вытянутых зон, опоясывающих весь земной шар; две главные зоны обрамляют Тихий океан — «главную арену проявления земного вулканизма» (Штюбель), сходясь на севере, и заключают в себе более 250 действующих вулканов. Западная ветвь, доходя до о-ва Целебеса, разделяется на ряд зондско-бирманский и другой, восточный, направляющийся через Новую Гвинею на о-ва Самоа и Тонга. Третья зона — атлантическая — протягивается меридионально от о-ва Ян-Майен на Исландию, о-ва Азорские, Канарские, Зеленого Мыса, Вознесения, св. Елены, Тристан-д'Акунья; восточным ответвлением этой полосы можно принимать среднеевропейскую и средиземноморскую зоны. Параллельно атлантической проходит вулканическая полоса армяно-арабско-африканско-мадагаскарская. Таким образом мы видим три главных меридиональных вулканических пояса с одним еще боковым параллельным и один поперечный широтный, состоящий из восточных и западных ответвлений меридиональных, соответствующий и главному поясу разлома материков (см. главу III, рис. 41).

Итак все вулканы географически можно разделить на три группы:

1. *Тихоокеанскую*, связанную с границами океана, причем азиатская подгруппа расположена линейно дугообразно в пределах океана (на островах), а американская — прямолинейно по краю материка.

2. *Атлантическую*, нелинейного расположения и не привязанную к окраинам океана, но расположенную среди океана. Эта группировка вулканов присуща и материковым частям, испытавшим недавнее морское покрытие.

3. *Африканскую*, чисто материковую, линейного расположения в связи с большими разломами (большие грабены восточной Африки).

Ближайшее рассмотрение отдельных вулканических зон выясняет расположение вулканов почти повсеместно длинными рядами, прямыми или изгибающимися, находящимися в тесной связи с основными тектоническими структурами данных областей. Рассмотрение этой связи отнесено нами к главе IX.

Вопрос о густоте расположения вулканов в одном ряду или их взаимных расстояниях друг от друга затронут в последнее время, однако без какого-либо определенного результата, как это само собой разумеется. Никакой правильности и постоянства здесь нет и быть не может. В некоторых районах, как Овернь и Флегрейские поля, расстояния между вулканическими конусами всего лишь 1—$1^1/_2$ *км*, обыкновенно же больше. Так в Экуадоре и южнее в Южной Америке — 15 *км*, на Липарских о-вах —

20 *км*, на Гавайских — 35—40 *км*, Алеутских и на Яве — 50—55 *км*, на Камчатке — 80 *км*, а в других областях и еще более. Если смотреть с точки зрения лишь современной активности вулканов, то окажется, что в молодых вулканических областях расстояние между конусами меньше, чем в дряхлеющих, где целый ряд их замирает. Грином еще в 1875 г. было высказано предположение, что увеличение расстояния между вулканами соответствует утолщению земной коры данного места, а Фридлендер (1918 г.), присоединяясь к этому, считает однако, что вместе с тем густота точек извержения может указывать и глубину залегания магматического очага.

§ 32. САЛЬЗЫ, ИЛИ ГРЯЗЕВЫЕ СОПКИ

Постоянным продуктом извержений грязь является только в сальзах, или грязевых сопках, тогда как в вулканах, доставляющих расплавленные массы, грязевые потоки образуются только иногда, и притом от различных причин. Выше мы видели, что извержения сопровождаются вулканическими грозами с проливными дождями и что дождевая вода, увлекая за собою массы пепла, образует мощные потоки грязи, низвергающиеся с большой быстротой и опустошающие все, что встречается на пути. Грязевой поток, спустившийся в 1122 г. с Везувия, похоронил местечки Сен-Себастиано и Масса. Образовавшийся в 1877 г. на вулкане Котопахи грязевой поток не только совершенно заполнил ущелье в 100 *м* шириной и 60 *м* глубиной, но покрыл впереди пространство в 50 $км^2$, местами слоем в 30 *м*; скорость этого потока доходила до 10 *м/сек*.

Вторая причина образования грязевых потоков, преимущественно у высоких вулканов, покрытых постоянным снегом, заключается в быстром плавлении громадных масс снега или льда вследствие возвышения температуры при наступлении извержения: например в Исландии при каждом извержении долины заливаются чудовищными потоками, увлекающими с собою льдины, шлаки, целые скалы и смывающими все, что есть на пути. Жители острова,— говорит Реклю, — ничего так не боятся, как этих жидких лавин или «водяных лав». В 1766 г. вулкан Кетлугья выбросил такую массу грязи, что из нее образовались три мыса, далеко выдающиеся в море, где раньше была глубина 74 *м*.

Третья причина образования вулканических потоков заключается в том, что кратеры долго отдыхающих вулканов, наполняясь атмосферной водой, превращаются в большие озера, которые при новом извержении изливаются бешеными грязевыми потоками. Наконец известно, что во многих вулканах, например в Квито, на Арарате и др., находятся обширные подземные пустоты или пещеры, которые, питаясь ручьями, заполняются водой, содержащей иногда рыб, растения и инфузорий. При извержении, когда образуются трещины, эти подземные воды образуют мощные грязевые потоки. На вулканах Имбабура, Котопахи, Карагуазаро извергавшаяся грязь (Lodozales) содержала множество органических остатков, между которыми особенно интересна маленькая рыбка (двущитка — Pimelodus cyclopim) из сомовых; она, по словам Гумбольдта, только и водится в андских пещерах. При извержении Имбабуры в 1691 г. гниение выброшенных организмов заразило воздух и породило злокачественную лихорадку во всей окрестной местности.

На Яве вулкан Папандаянг уже с 1792 г., когда вершина его взлетела на воздух, ничего не извергает кроме грязи, которая выходит из маленьких кратеров и расплывается по скатам бугорков в несколько метров высотою. Вместе с грязью выделяются нагретые газы и горячие ключи. Вулкан Агва (Водяной), около 4 000 *м* высотою, никогда не извергал ничего кроме грязи. В 1541 г. извержение взорвало верхушку его, обломками которой, смешавшись с водою, разрушили г. Гватемалу; последний перенесен был к подножию соседнего вулкана Фуэго (Огненный), но, будучи также разрушен им, основан теперь в безопасном месте.

Многие вулканы Явы и Филиппинских о-вов также выбрасывают массу грязи. В 1793 г., несколько месяцев спустя после страшного извержения Унзена на о-ве Киу-Сиу, один соседний вулкан Мийи-яма выбросил массу грязи, которая затопила много селений, причем, как говорят, погибло 53 000 человек. В 1797 г. во время землетрясения в Риобамбо из трещины вулкана Тунгурагва произошло извержение массы липкой грязи, которая заполнила некоторые долины до высоты 180 *м*.

Особенно интересно извержение Арарата 20 июня 1840 г. Арарат состоит из двух гор: Большого Арарата (высотою 5 211 *м*) и Малого Арарата (высотою 3 958 *м*), разделенных седловиною (2 688 *м* высотою). Вечный снег (на высоте 4 315 *м*) и ледники находятся только на Большом Арарате. Во время сильного землетрясения на склоне Большого Арарата, немного выше деревни Архури или Аргюре, образовалась громадная трещина, из которой с чудовищной силой стали выбрасываться пары, газы и камни различной величины, достигавшие равнины у подошвы вулкана. Громадные черные облака облекли вершину горы, в окрестностях распространился серный запах. Хотя извержение продолжалось не более часа, тем не менее деревня Аргюре и монастырь св. Иакова со всеми жителями погибли под потоками грязи и камней, величина которых доходила до нескольких метров в диаметре. Вскоре после извержения кратер Арарата, представлявший громадное ущелье, наполнился водою, которая прорвалась через края кратера и образовала стремительные потоки липкой грязи, несшей обломки скал, деревья и трупы людей. Эта грязь достигла русла Карасу, запрудила его и изменила течение реки.

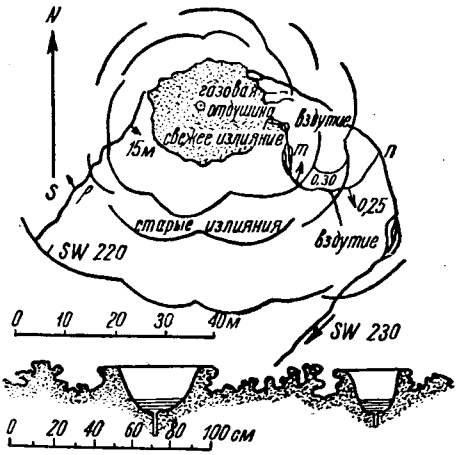


Рис. 407. План грязевой сопки Боза около Шемахи и разрез через ее газовые отдушины, по В. Веберу.

Кроме перечисленных больших вулканов извержения грязи преимущественно, и даже исключительно, происходят из небольших конусообразных холмов (максимум 400—500 *м* высотою), называемых *сальзами*, или *грязевыми вулканами* (рис. 407—410). С одной стороны, сальзы имеют много общих черт с вулканами, а с другой — отличаются от них, приближаясь к гейзерам, так что они представляют как бы переходный член от вулканов к гейзерам.

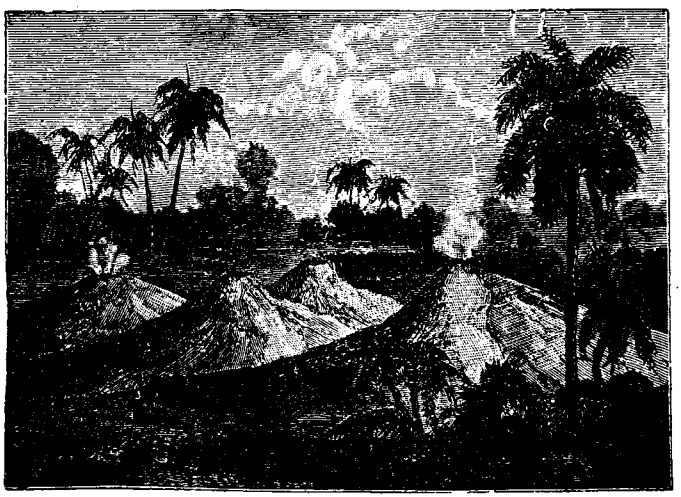


Рис. 408. Грязевые вулканы Турбако.

Число грязевых вулканов весьма значительно, и они большею частью находятся или в связи с настоящими вулканами, или в связи с большими залежами нефти.

Как на один из замечательнейших примеров грязевых вулканов можно указать на так называемые *макалубы* в Сицилии, которые известны уже со времен глубокой древности.

В расстоянии 7,5 *км* к северу от Джирджентп, посредине несколько вогнутой равнины, на зыбкой почве, стоит множество конических горок из серой глины, от 3 до 9 *м* вышины. Из маленького воронкообразного углубления на вершине горки поднимаются один за другим пузыри из жидкой глины, вздуваемые развивающимися внутри парами и газами. Пузыри эти лопаются, и разорванная оболочка их расплывается по скатам конуса,

которые на высохших местах покрываются слоем соли. Иногда, как это было например 29 сентября 1777 г., слышен глухой подземный гул. В этот день в средине равнины открылось большое жерло, из которого выступил столб грязи, около 30 *м* вышины, причем вылетали также камни, по большей части известняки, и многочисленные куски сер-

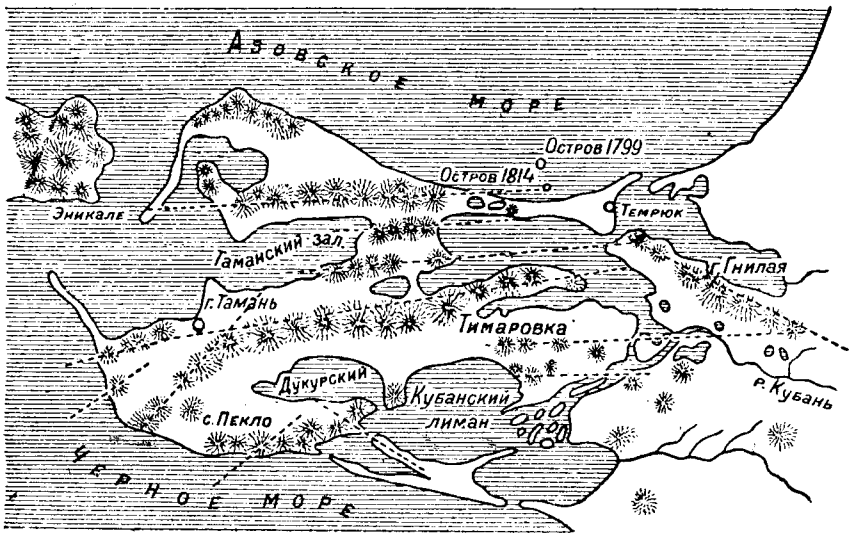


Рис. 409. Карта грязевых вулканов или сальзов Таманского полуострова.

ного колчедана, поднимавшиеся до высоты 48 *м*; большие потоки грязи, как бы из жидкого мела, вышедшие из жерла, разлились по более низким местам. Это явление продолжалось около получаса, после чего наступила короткая пауза, за которою последовало новое извержение, и т. д. Во время дождей глина размокает, и конические горки расплываются, так что остается только большое, наполненное жидкою грязью жерло, где масса находится в постоянном волнении. Грязевой вулкан близ Модены извергал в 1660, 1789 и 1835 гг., и последнее извержение доставило около 10 млн. $м^3$ грязи и камней. Говорят, что после каждого землетрясения число грязевых конусов в Сицилии значительно увеличивается и площадь макалуб растрескивается в разных местах. Деятельность сицилийских макалуб продолжается непрерывно в течение последних пятнадцати веков.

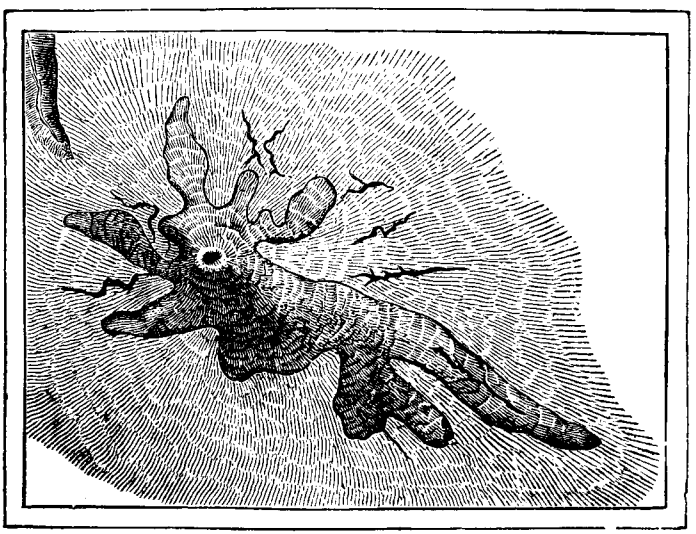


Рис. 410. Грязевой вулкан Пекло на Тамани с потоками грязи после извержения 1794 г.

Подобные конусы встречаются во множестве также в Кампаньи, Виссана, близ Джирженти, в окрестности Кальтаниссетты, близ Терранилага, Сирби, Патерно и в других местах Сицилии. Горное масло или нефть, обычный спутник грязевых вулканов, находится в особенно большом количестве на поверхности Нефтяного озера, близ Палагонии. В Римской области, близ Имолы, тоже есть грязевые вулканы, называемые там *боллитори*.

Грязевые сопки встречаются в Крыму близ Керчи, на полуо-ве Тамани в Азовском море и на Апшеронском полуо-ве, где они особенно многочисленны. На полуо-ве Тамани (см. рис. 409 и 410) иногда слышен подземный гул, сопровождаемый сотрясением почвы; из одного кратера, имеющего около 50 *м* в диаметре и несколько метров высоты, вылетает на 40 *м* черная земля другой кратер имеет около 100 *м* в поперечнике у подошвы и 150 *м* высоты. Сопка Куко-Обо или Горелая, прежде называвшаяся Пекло, на оконечности Тамани, поднимается почти из самого моря и представляет конус вышиною около 280 *м*; из этого вулкана в 1794 г. было сильное извержение, во время которого среди оглушительного шума и землетрясения, распространившегося больше чем на 50 *км* в окружности, из жерла поднялся высокий огненный столб, сопровождаемый густыми облаками дыма, после чего вылилось шесть потоков грязи, из которых один имел 1 000 *м* в длину, и которые все вместе принесли массу около 650 000 $м^3$. В этой местности тоже черпают с воды нефть в большом количестве. На Керченском полуо-ве большие извержения за последнее время наблюдались (в 1914 г.) из сопки Джау-Тепе [*29*] в 30 *м* высотой, с кратером до 40 *м* диаметром и до 3 *м* глубиной, стены которого носят следы оседания и разбиты трещинами. В юго-восточной стороне кратера — прорыв, из которого вытекли мощные потоки грязи до 400 *м* длины и 100 *м* ширины. Сопки Керченского района представляют собой невысокие холмы или озерки, лежащие на более или менее обширных полях затвердевшей грязи, которые можно разбить па несколько групп [*29*]; часть сопок каждой группы обычно является активной, часть — заглохшей, очевидно вследствие закупоривания продуктами извержения.

1. В 7 *км* к северу от Керчи находится Булганакская группа из шести сопок.

2. В 1 *км* к западу от первой группы находится Тарханская группа из двух сопок активных..

3. Еникальская группа в 1,5 *км* на ЮЗ от маяка из двух сопок.

4. Жержавская группа в 1,5 *км* к ЗЮЗ от Керчи из трех сопок.

Кроме того имеется ряд отдельных менее значительных.

В Темрюкско-Таманском районе имеется также четыре группы сопок.

1. Сопка Гнилая-Темрюк, в 3 *км* на ЮЗ от Темрюка, представляет собой невысокую (от 8 до 10 *м*) дискообразную возвышенность на аллювиальной долине Кубани, без кольцевого вала, площадью в 50 *га*, покрытую многочисленными отдушинами, частью активными, частью неактивными, типа озерков, конуса, щелей

2. Лежащая в черте г. Темрюка гора Мыска представляет типичный вулканический пологий конус, с кратером в 625 *м* диаметром, посредине заполненным пресным озером; сопка неактивна, но на склоне ее пробивается газ метан до 850 $м^3$ в сутки.

3. Гора Гнилая-Шуго в 5 *км* на ЮЗ от ст. Варениковской на Кубани, с кратером в 400 *км* диаметром, с рядом активных точек.

4. Карабетова гора в 1,5 *км* на В от Тамани, занимает площадь в 1 *км* диаметром, вершина пологого купола — в 215 *м* диаметром; по всей поверхности горы — потухшие отдушины, местами конусы, правильные воронки и т. п.

Кроме названных есть целый ряд других сопок.

Сопки обоих описанных районов качественно мало отличаются друг от друга, но масштаб всех явлений в Темрюкско-Таманском районе много грандиознее, что может объясняться обилием грунтовых вод в последнем. Сухая, густая грязь керченских сопок быстро твердеет и закупоривает выходы сопок. По свидетельству жителей, наиболее сильная деятельность сопок проявляется весною, т. е. в период наибольшего обилия грунтовых вод.

Результаты анализов грязи на борные соединения как свежей, так и затвердевшей приводят к следующим выводам: 1) затвердевшая грязь сопок

содержит борные соединения, равно как и твердый отстой жидкой грязи; 2) на основании анализов и данных о величине сопок можно приблизительно подсчитать запасы буры; так в сопке Гнилая-Темрюк ее около 25 млн. *кг*, а в Гнилой-Шуго — до 400 тыс. *кг*. Однако целесообразность технического добывания буры здесь сомнительна, так как пришлось бы подвергать выщелачиванию чрезвычайно большие массы грязи; кустарным путем возможно было бы выкристаллизовывать на месте из жидкой грязи соли (бура, сода, NaCl, Na и др.) и выщелачивать из твердой, отсылая для очистки на оборудованные заводы.

Иногда деятельность грязевых сопок усиливается в связи с землетрясениями, причем очевидцы говорят о появлении и извержении вулканов. Очень подробно такие явления описаны В. Вебером после исследования Шемахинского землетрясения 1902 г.

Приводим запись очевидца извержения сопки в 12 *км* от с. Маразы: «Минут через 10—15 после землетрясения показались по направлению от сопки клубы черного дыма, высотою до 106 *м*, которые кидало вверх. Затем они в верхних слоях превратились в белое облако, которое постепенно исчезло. Через некоторое время было довольно чувствительное колебание почвы, вслед за которым появился огненный столб горящих газов... высотою не менее 21 *м*. Дня через три столб этот превратился в короткое пламя над сопкой до 1,5 *м* высотой. Сопка эта существовала и раньше, теперь же только произвела извержение огромного количества грязи и газов 40 тыс. $м^3$». Подобная же сопка Боза со старым покровом в 22 тыс. $м^2$ дала свежих излияний около 20 тыс. $м^3$. На том же грязевом плато расположен ряд правильно-конических потухших сопок. Миниатюрные действующие сопки называются шемахинскими жителями «мыльными родниками».

В. Вебер пришел к заключению, что землетрясение имело лишь косвенную связь с извержением сопок, вызвав его лишь там, где оно было уже подготовлено, или усилив прежнее нормальное; никоим же образом нельзя, обратно, видеть причину землетрясения в извержении сопок (см. главу VIII).

Значительные грязевые вулканы находятся также в окрестностях Баку, на Апшеронском полуо-ве, далее близ Берка, в Валахии, где на пространстве 4 *км* иногда насчитывают более 400 маленьких остроконечных покрытых толстым слоем грязи конусов, из которых впрочем многие имеют кратковременное существование.

Наблюдения Абиха показывают, что грязевые вулканы, подобно настоящим, разделяются на центральные и расположенные рядами; они встречаются или на краю уединенных нагорных равнин, или в середине отдельно стоящих, как бы осевших внутрь плоских возвышенностей, поодиночке пли рядами, на дне широких долин или на хребте плоских сводообразных цепей. Точно так же низменные острова Каспийского моря лежат рядами на параллельных линиях, образуя различные системы. Новый остров, появившийся в мае 1861 г. вне тройного ряда существовавших до того времени, обозначает четвертый, более южный параллельный ряд. Этот ряд заключает небольшой остров Обливной, встречает на морском берегу выдающийся в виде мыса грязевой вулкан Бандован и соединяет его с группой, расположенной в виде ряда плоских небольших грязевых конусов, из которых самый замечательный, Аг-Сибир, имеет 140 *м* высоты; па небольшом расстоянии в том же направлении находим в степи еще один грязевой вулкан. Грязевой вулкан Торагай возвышается на 450 *м*; основание его лежит на высоте 142 *м*; большая ось эллиптического кратера равна 425 *м*; малая — 395 *м*; последнее извержение его было в 1841 г. Вулкан Кызылкетши имеет в поперечнике 354 и 249 *м*. Правильный плоский конус Колмас имеет 912 *м* в диаметре; Гаман, образующий мыс, — 608 *м* в диаметре и 107 *м* высоты. Арсена, поучительнейший пример развития типического грязевого вулкана, имеет эллиптический кратер, равняющийся двум третям кратера Везувия; высота кратерного вала равна 310 *м*. Остров Булла, высота которого 59 *м*, большой диаметр — 2 452 *м*, а малый — 1 368 *м*, является самым большим из известных нам островов, образовавшихся действием грязевого вулкана.

На Яве известны два грязевых вулкана, около 304 *м* в поперечнике и 12 *м* высоты. Наконец к известнейшим явлениям этого рода принадлежат грязевые вулканы Турбако, к югу от Картагены, в Новой Гренаде; среди богатого пальмами леса, на высоте 304 *м*, на глинистой равнине стоят 20—30 маленьких усеченных (см. рис. 408) конусов, некоторые до 6 *м* высоты, называемых volcanitos; самые большие из них имеют около 73 *м*

в окружности. Величина отверстия изменяется от 2 *м* в поперечнике до 30 *см* и менее. Явления, происходящие на этих вулканах, те же самые, какие замечаются на сицилийских макалубах; только газ, выделяющийся здесь, оказался, по исследованию Гумбольдта, чистым азотом. На восток от Картагены, близ Тотумо и в др. местах, тоже наблюдали явления этого рода на песчаной почве. Вулкан Замба был подобного же характера, хотя по своему наружному виду он походил на настоящую огнедышащую гору. Начиная с 1838 г. этот вулкан постепенно погружался в море, а в 1870 г., 7 октября, после сильного подземного гула, поднялся большой огненный столб, который в продолжение одиннадцати дней освещал окрестности на 30 *км* в окружности. На всех соседних берегах выделялся газ из многочисленных скважин в почве, а вокруг Замба образовались маленькие конусы из грязи — более 50 на пространстве 10 часов ходьбы. Упомянем также о грязевых вулканах и знаменитом асфальтовом или смоляном озере на о. Тринидаде. Это озеро лежит на холме около 24 *м* выше уровня океана и имеет приблизительно 750 *м* в длину и 94 *м* в ширину; по бокам озера — асфальт твердый и холодный, к середине — мягкий, далее — горячий и жидкий и наконец в центре озера — кипит ключом; острова, покрытые растительностью, лежат среди клокочущей смолы. Асфальт плавится при 155°, но не течет. Озеро так глубоко, что до сих пор не достали дна. Вся окрестная местность до морского берега и самое море у берегов облиты, словно лавой, огромной массой горной смолы. Кроме того в некоторых других местах озера асфальт выступает на поверхность почвы. В малых размерах грязевые вулканы существуют также в некоторых местностях Германии; таковы например холмы на лугах близ Иструпа в Вестфалии, где выливается на поверхность грязная вода, которая шипит и пенится от присутствия в ней углекислоты. В Исландии, по описанию Бунзена, есть много долин, где из земли с шипением вылетают серные и водяные пары; возле каждого подобного газового источника находится лужа кипящей воды, и образующиеся на поверхности этой лужи пузыри, лопаясь, выбрасывают на высоту 4 и более метров массы темносиней грязи, которая располагается вокруг кратера.

Во время правильной деятельности из кратера выделяется газ, который соединяется в один более или менее сильный газовый поток. Однако чаще в кратере накопляется вода, размягчает известную часть глины и превращает ее в жидкую и более пли менее густую и тягучую грязь. Чтобы выбраться из кратера, газы должны пройти через наполняющую его грязь. Если эта грязь не густа, то она поддерживается в состоянии постоянного движения, подобного кипению жидкости; если же она густа и тягуча, то газы образуют на ее поверхности большие пузыри, которые лопаются и разбрасывают ил во все стороны. Если выделение газов весьма сильно и если грязь густа, то сжатый газ достигает такой упругости, что поднимает грязь, и она выливается на склоны холма, увеличивая его, а иногда даже разливается по окружности.

После продолжительных дождей явления извержения принимают совершенно иной вид. Вся масса глины превращается в род грязного болота, в котором исчезают отдельные конусы. Только в местах выделения газов масса грязи находится в волнении.

Но существуют также периоды извержений, во время которых, в меньшей только степени, повторяются все явления вулканических извержений. Дно прежде сильно волнуется, нагревается, потом поднимается столб пара, разбрасывая кругом ил и камни, иногда довольно объемистые, и наконец изливается поток грязи, который покрывает окрестности. Нагревание бывает иногда так сильно, что появляется огненное сияние, и потоки грязи обжигают растения, до которых они достигают. Близ Патерно, в Сицилии, находится вулкан Салинелла, известный уже с весьма древних времен; этот вулкан произвел извержение 22 января 1866 г.; оно было самое сильное из всех, о которых сохранилось воспоминание. Жители Патерно раньше еще, 15 января, почувствовали сотрясение земли, а 25 января вода протекающей вблизи реки стала теплой, соленой и приобрела отвратительный запах; в то же время началось извержение Салинелли. На месте вулкана образовалось озеро, вода которого издавала запах тухлых яиц. Под уровнем его видна была кучка небольших холмиков с кратерами; наибольшие из них имели 1—1,5—2 *м* в диаметре. Шесть конусов выбрасывали воду на высоту 2 *м*, тогда как выделяющиеся газы придавали воде вид кипящей жидкости. Температура выбрасываемой воды была на 20—40° выше атмосферной. Другие конусы выбрасывали небольшое количество грязной воды нормальной температуры, перемешанной с газами. Деятельность большей части кратеров скоро прекратилась, некоторые даже высохли и выделяли только газ с сильным свистом.

В 1794 г. грязевой вулкан Куко-Обо, в Тамани, произвел извержение, сопровождавшееся треском, похожим на гром, и землетрясением, которое было чувствительно на расстоянии 85 *км* вокруг. Сначала заметен был громадный сноп огня, в продолжение получаса, в то же время поднимался густой столб пара, сохранившийся еще на следующий день. Несколько месяцев спустя грязь высохла так, что по ней без опасности можно было пройти.

Другой вулкан, находящийся близ Фанагорийской крепости, извергал в 1835 г. Была выброшена большая масса грязи и раскаленных камней. Во время извержения в 1839 г. близ Баку со страшным шумом поднялся высокий столб огня и черного дыма, из него падало множество небольших, пустых внутри шариков из глины. В воздухе чувствовался серный запах.

Интересны наблюдения Шёгрена над извержением Лок-Батана 5 января 1887 г.,

одного из грязевых вулканов в окрестностях Баку. Лок-Батан залегает в 12 *км* к юго-западу от Баку в конце антиклинальной долины Пута, где Шёгрен констатировал сброс, обусловивший площадь в виде горста до 200 *м* длиною и шириною; он представляет изолированную гору в 100 *м* высотою, с двумя коническими вершинами, до 30 *м* высотою. Извержение началось подземным гулом и сопровождалось появлением пинеобразного столба около 600 *м* высотою; оно доставило много горючих газов, грязи и камней и продолжалось с 5 по 8 января. Грязевой поток излился в западном направлении и вышеупомянутым сбросом разделился на два рукава; длина его около 300 *м*, ширина 200 *м*, а средняя мощность 2 *м*; поверхность его неровная и покрыта отдельными глыбами камней. Грязь эта состояла из синевато-серого глинистого вещества, смешаного с кусочками песчаника, нередко проникнутого нефтью. Западная сторона вершины Лок-Батана была покрыта трещинами, из которых еще 9 января выделялись углеводороды, а на северной стороне вместе с грязью попадались шарики и желваки с кулак величиною, аналогичные вулканическим бомбам. Интересно, что источник нефти при Бейбэле (в 10 *км* от Лок-Батана), доставлявший по 700 *т* ежедневно, за 5½ часов перед извержением совершенно иссяк и только через 2—3 недели покоя возобновился, но ослабевшим, т. е. давал по 400 *т* в день, а в марте совсем перестал доставлять нефть. Связь эта объясняется уменьшением давления вследствие выделения большого количества газов при изверженнии Лок-Батана. Сильные извержения его происходили также в 1926 г., в 1932 г. и 24 февраля 1935 г. Выяснено, что вся территория Лок-Батана представляет месторождение нефти.

Тестообразные массы, извергаемые сальзами, состоят большею частью из ила, разведенного водою. От количества воды зависит бо́льшая или меньшая густота их; цвет их изменяется от серого до темносинего. В них кроме того встречаются случайные примеси. Особенно часто находится там поваренная соль, отчего вода имеет соленый вкус. Макалуба в Сицилии представляет даже на окружности своего кратера соленую скорлупу из смеси поваренной соли с сернокислым натрием и магнием. Во время деятельности грязевого вулкана часто чувствуется запах смолы, и на поверхности замечается род пенки из нефти бурого пли черного цвета; иногда на поверхности ила или воды плавает целый слой ее. Некоторые из этих вулканов находятся в зависимости от нефтяных источников, которые изливают нефть фонтаном одновременно с вулканами. В областях, изобилующих грязевыми вулканами, — в Тамани и Баку, — нефть пропитывает всю землю и выходит на поверхность во многих местах. Температура грязи и пара немногим выше атмосферы; иногда она бывает довольно высока, но значительно изменяется даже в небольшие промежутки времени; таковы например грязевые источники Бубан-Салан: вода одного из них в октябре 1848 г. имела 37,5° С, а пузыри газа 43° С; к июню 1850 г. самая высокая температура не превышала 33° С.

Грязевые вулканы, имеющие всегда высокую температуру и выделяющие большое количество пара, составляют отдельный класс. Их температура приближается к температуре кипящей воды, а иногда и превосходит ее. Пары воды преобладают, так что другие газы имеют только второстепенное значение.

Исследуя продукты извержения бакинских грязевых вулканов, Шёгрен получил совершенно другие результаты, нежели Абих, а именно он не нашел в них никаких минералов, свойственных вулканическим породам, никакого сходства с палагонитом и трахитовым порфиром, как полагал Абих. Напротив Шёгрен различил в них: а) изотропные или почти изотропные, стекловатые, нечистые зерна; б) белые и красновато-бурые изотропные осколки, и те и другие имеют большое сходство с опалом и халцедоном; в) светлый пироксеновый минерал; г) зеленый амфибол; д) кусочки полевых шпатов; е) кварц; ж) известковый шпат в ромбоэдрах; з) магнетит и серный колчедан.

Анализы грязи, взятой из различных сальз, показали большое сходство их; для примера приведем анализ из Тьереки, произведенный Лунстрёном: SiO_2 — 57,98%, Al_2O_3 — 15,60, Fe_2O_3 — 9,662, MnO — 0,40, MgO — 4,52, CaO — 1,08, K_2O — 3,25, Na_2O — 1,34, H_2O — 5,75. Сумма 99,58. Интересно, что продукты эти являются иногда в виде маленьких пустых шариков величиною от булавочной головки до горошины. Такие же пизолитовые образования встречаются при извержениях настоящих вулканов и обусловливаются вероятно вулканическими грозами и дождем. Появление их объясняет нам происхождение пизолитовых зерен в древних туфах, например в диабазовых туфах Карелии.

Газообразные продукты грязевых вулканов состоят из углеводорода, углекислоты, окиси углерода, сероводорода и водорода. Углеводороды входят в таком количестве, что превышают содержание всех газов, вместе взятых; но их совсем нет в продуктах извержений вулканов, отличающихся высокой температурой. Для первых вулканов углеводороды составляют от 90 до 95% по объему, и углекислота и окись углерода, как кажется, составляют случайную примесь. Газы, составляющие воздушную смесь, являются в малом количестве и часто не в той пропорции, в какой они находятся в атмосфере, именно кислорода там меньше, чем в воздухе.

Сероводород появляется в весьма малом количестве. Он наоборот изобилует в вулканах, не выделяющих углеводорода, и тогда дает себя чувствовать издалека по своему характерному запаху. Иногда в смеси с сероводородом находят и чистый водород. В первой категории вулканов водяной пар появляется только временно, в начале извержения, когда температура сильно повышается; другие вулканы производят его постоянно в большом количестве, так что остальные газы исчезают.

Так как углеводороды горючи, то случается, что они загораются; подобный случай произошел с вулканом Замбо близ Турбако. Говорят, что в нем газ загорался уже несколько раз, но верные подробности имеются только о последнем событии в 1848 г. После продолжительной засухи газ загорелся и горел одиннадцать дней. Окрестность была освещена ночью на расстоянии 50 *км*.

По происхождению и продуктам грязевые вулканы разделяются на две группы.

Отличительные черты *первой группы* — постоянно высокая температура, образование большого количества водяных паров и отсутствие углеводородов. Газы эти иногда присутствуют в небольшом количестве, но они не имеют влияния на деятельность вулкана. Вообще газы, в которых преобладает сероводород, совершенно подчинены водяным парам.

Эта форма грязевых вулканов существует только в вулканических странах; они находятся обыкновенно у подошвы или по крайней мере по соседству с действующим вулканом. Из них замечательны Рейкьявик и Кризувик в Исландии, Изалько в Центральной Америке, Ново-Зеландские, на о-ве Целебес и пр. Эта группа грязевых вулканов находится в зависимости от настоящих и в действительности представляет не что иное, как вулканические фумаролы, проходящие случайно через слои глины и вулканического пепла. Водяной пар размягчает эти массы и превращает их в тягучую грязь; таким образом возникают препятствия, которые потом водяной пар должен преодолевать.

Вторая группа грязевых вулканов характеризуется выходом большого количества углеводородов и их низкой температурой. В сравнении с углеводородами количество других газов ничтожно; сероводорода совсем нет или только в очень малых дозах. Только в виде исключения, и то весьма короткое время, повышается температура и появляется водяной пар, при начале сильных извержений. Эта группа представляет собой грязевые вулканы в собственном значении слова. Они не имеют никакого соотношения с истинными вулканами и называются грязевыми сопками. С. Ковалевский [*33*] предлагает (1935 г.) всю сумму местных названий, прилагаемых к проявлениям грязевого вулканизма, заменить единым термином «*вулканоид*», его же огнедышащего аналога, обладающего ярко выраженной газовой характеристикой, также выделить из общей массы вулканических явлений определением «*газовый вулкан*».

За последнее время грязевые сопки Каспийского побережья, о-ва Челекена и Закаспия были описаны довольно подробно рядом исследователей, значительно дополнивших и частью изменивших данные Абиха и Шёгрена. При этом Калицким [*30*] было указано, что круглая форма кратеров грязевых сопок обязана своим происхождением влиянию размывающей деятельности воды, волнуемой выделяющимся газом, а сложная форма некоторых сопочных кратеров и фестончатый вид кратерной периферии нужно рассматривать как результат комбинированного действия нескольких центров газового извержения. Последним способом объясняются «эллиптические кратеры», описанные неясно Абихом.

Везде, где только есть в глубине земной коры органические вещества, они подвержены медленному, но постоянному разложению. Главные продукты разложения составляют углеводороды, вместе с которыми образуется немного углекислоты и окиси углерода. Эти газы могут собираться в большом количестве и выделяться целыми струями: например из каменноугольных пластов и источников нефти. Скопления нефти составляют существенное условие для образования грязевых вулканов второй группы, потому что, разлагаясь, они снабжают вулканы необходимыми газами. Каждое разложение органических веществ состоит в медленном сгорании, а потому при благоприятных обстоятельствах температура может значительно повыситься. Если в некоторых странах, например близ Каспийского моря, грязевые вулканы расположены

в ряды, то это происходит очевидно от направления трещин дислокации в нефтеносных слоях: где эти трещины открыты, там газы выходят свободно, извержений не производят и в случае возгорания их образуют так называемые «вечные огни» или «огненные колодцы» (хо-сянь); если же трещины закрыты с поверхности какой-либо непроницаемой породой, например глиной, то она, стесняя выход газов, заставляет их концентрироваться до тех пор, пока они не получат достаточного напряжения, чтобы прорвать непроницаемую покрышку, и тогда, выделяясь с большою силою, производят настоящее извержение и накопляют грязевой вулкан; следовательно механизм процесса тот же, что и у настоящих вулканов, но причина другая. Так как трещины на дне моря должны быть более покрыты, чем на суше, вследствие постоянно отлагающихся влажных осадков, то, при одинаковых других условиях, подводные извержения должны происходить чаще, чем на суше, что действительно и наблюдается, например в сальзах Апшеронского полуо-ва и вообще западного побережья Каспия, где подводные извержения часто производят новые острова, впрочем недолговечные, быстро размывающиеся волнами моря. Последние из таких островов появились в 1915 и 1923 гг. [*31*] против сел. Бузивни. Такие же явления известны у северного побережья Борнео и у западного Бирмы.

Хотя Абих указывал на определенную связь между сопками и тектоническими линиями, но лишь недавно благодаря работам Андрусова Губкина и Калицкого эта связь установлена с достаточной ясностью, а именно, что сопки обычно располагаются на гребнях антиклинальных складок, в особенности в тех местах, где осп таких складок меняют свое направление или где складки раздваиваются.

Нет сомнения, что те же тектонические условия продолжаются на некотором расстоянии от берега и под дном Каспия и что там сохраняется вся сумма условий, благоприятствующих возникновению и деятельности грязевых сопок.

Образованные подводными извержениями сопок острова, сложенные из легко размываемой глинистой грязи, разрушаются так быстро, что многих островов, описанных Абихом, в том числе и подробно описанного им о-ва Кумани, теперь, через 70 лет, уже нет.

Как ни мимолетно существование таких островов, они все же представляют большой интерес, способствуя изучению грязевых сопок и геологии морского дна. Изменяя и усложняя постоянно условия судоходства, острова этого так называемого Бакинского архипелага представляют уже давно предмет весьма тщательных гидрографических исследований, которым мы обязаны весьма цепными сведениями. Благодаря им появленпе и исчезновение островов фиксируется с большой точностью на морских картах и в описаниях лоций. Так например «15 июля 1915 г. транспортом «Аракс» был открыт новый остров. Общее направление острова по длине СЗ—ЮВ. Остров состоит из глинистой почвы; поверхность его покрыта небольшими отдельными камнями. Наибольшая высота острова 5 футов от уровня моря, а наименьшая —2 фута. На острове находится действующий грязевой вулкан, выделяющий газы и жидкий ил. Окружающие глубины в 50 саж. от береговой черты острова — от 5 до 6 саж., а далее идут, быстро увеличиваясь». Длина острова до 65 *м*. Из описания ясно, что остров возник на небольшой глубине, причем сопка не только изливала жидкую, впоследствии затвердевшую грязь, но и выбрасывала обломки нижележащих твердых, вероятно третичных пород — явление обычное для сопок Апшерона и Тамани.

Острова Дуванный, Булла, Глиняный, Лось, Свиной и Облпвной Бакинского архипелага были подробно исследованы в последние годы Калицким [*30*] и Зубером [*32*]. Все шесть островов обнаруживают много общих черт. Все они в плане округлой или овальной формы и сложены из сопочной брекчии, состоящей из глинистой массы, в которую вкраплены обломки твердых пород, различные по форме, величине, цвету и составу. Размеры обломков колеблются от мельчайших кусочков до больших глыб в половину роста человека. По составу относятся к осадочным породам. Все острова являются останцами бывших грязевых сопок, уцелевших от размытия морем. Калицким был выдвинут вопрос — в каких условиях возникли в свое время эти шесть крупных грязевых сопок? Образовались ли они на дне морском и, нарастая путем последовательных извержений, постепенно поднялись над поверхностью моря, или же они возникли на суше, которая затем погрузилась под воды Каспия. Повидимому более вероятно второе решение вопроса, к которому приходит Калицкий, а за ним и Зубер. Последний указывает еще на частоту довольно интенсивных, но не бурных подводных извержений в архипелаге, подчеркивает опускание и былое соединение островов с сушей, связь их и расположенных между ними банок вместе с антиклинальными грядами Прикуринских низменностей и обращает внимание на сохранение в брекчии сопок громадных глыб слабо окатанных мягких, рыхлых пород, указывающее на особенный ход извержений. Вместе с тем сопки эти являются

удобными для познания скрытой стратиграфии района и констатирования нефтяных песков в недрах.

10 октября 1924 г. у северо-восточной части Аншеронского полуо-ва в море началось извержение, в результате которого появился небольшой новый о-в Бузнвнинская сопка. Среди аншеронских грязевых вулканов наибольший интерес представляет Лок-Батан, в последние годы дававший оглушительные взрывы с заревом от воспламенявшихся газов и обильными истечениями грязи. Во время извержения вокруг кратера наблюдалось взбухание почвы до 0,5 *м*. Произведенные в последние годы глубокие бурения Лок-Батана увенчались крупными успехами в смысле получения нефти и опровергли прежние представления, что в районе грязевых вулканов ее быть не может.

11 апреля 1932 г. произошло сильное извержение на о-ве Свином в Бакинском архипелаге, представляющем остатки старого конуса и расположенном на пересечении дислокаций ССЗ и ЗСЗ направлений. За историческое время на нем не наблюдалось извержений, почему и был сооружен маяк в 1891 г. и туманная сирена. В 18 час. 30 мин. внезапно произошел взрыв громадного количества сопочной брекчии и больших камней, а через 3 мин. произошло воспламенение газов, и весь остров оказался объятым пламенем, горевшим 10 мин. При этом погибло 12 человек. Затем пламя держалось лишь в центральной части острова, где выделялись газы, в виде столба выше маяка (33,5 *м*). Зарево было видно в Баку (60 *км*). Температура была высока, судя по расплавлению цинкового ядра. На другой день газ выделялся спокойно. Площадь, покрывшаяся сопочной грязью, составляла 105 000 $м^2$ (25% площади острова), толщиной до метра. Брекчия была выдавлена в твердом виде. Центральная часть острова опустилась вдоль трещины, а северная поднялась на 10 и более метров, судя по рядам живых моллюсков на камнях. Целый ряд трещин сходится к воронкам взрыва, диаметр которых от 1 до 2 *м*. Глыбы выброшены размером до 64 × 65 × 36 *см*. Некоторые очевидцы говорили о колебаниях почвы. Звук был большой силы. Бакинская сейсмическая станция отметила это извержение в противоположность большинству других, что может указывать на глубокий характер извержения и тектоническую его причину. Этим в значительной мере стирается резкая грань, проводившаяся ранее между грязевыми сопками и вулканическими. По мнению С. Ковалевского, ее вообще не существует.

Распределение грязевых вулканов и газирующих источников Крымо-Кавказской полосы и ее продолжения в Копет-дагском поясе Закаспия подчинено строгой закономерности, как давно было отмечено еще Абихом. Грязевые вулканы появляются лишь тогда, когда линии дислокации тянутся и разрываются. «В направлении их возникли разрывы земной поверхности, послужившие причиной частичного поднятия и опускания». Впоследствии С. Зубер подчеркнул значение этих разрывов земной поверхности в распределении вулканических островов и банок Бакинского архипелага, располагающихся по углам сетки параллелограмма или, правильнее, трапеции. Точно так же и С. Ковалевским при исследовании грязевых вулканов Кавказа было отмечено исключительно важное значение в распределении вулканов и терм пучка почти параллельных разломов «кавказского направления». Это уже достаточно ясно наметившееся на Кавказе закономерное расположение главных газовых источников по линиям разрывов приобретает, по мнению С. Ковалевского, еще более яркое выражение к востоку от Каспийского моря в Туркменистане. Здесь повидимому намечается дальнейшее развитие трапецоидальной системы кавказских разломов, очерчивающих впадину южнокаспийской депрессии. Особенно замечательным, по С. Ковалевскому, представляется огромнейший и глубокий, почти прямолинейный разлом, отшнуровавший депрессию с севера от Кавказско-Копет-дагского барьера. Отдельными звеньями этого разлома рисуются крупнейшие тектонические нарушения, установленные различными исследователями как по южным склонам Главного кавказского хребта, так и по северному склону Копет-дага.

Молодые движения Каспия и закаспийских областей освещаются также и в связи с изучением весьма важной проблемы Аму-дарьи. Известно, что сравнительно недавно она впадала не в Аральское, а в Каспийское море, и следом ее былого течения считается так называемый Узбой — сухое русло в настоящее время. Вопросу об Узбое посвящено много различных географических и геологических работ. В одной из новых подобных работ С. Зубер[1] указывает на наличие древней дельты Узбоя, или Аму-дарьи, представленной плиоценовыми и четвертичными отложениями на юго-восточном побережьи Каспия. Эти отложения очень мощные, глинистые. Образование их было прервано повидимому недавно в связи с поднятием области современных Закаспийских пустынь Туркменистана, которое и нарушило течение древней Аму-дарьи к западу, заставив ее обратиться на север к Аральскому морю. Бывшие же левые притоки этой древней Аму-дарьи, текущие с юга, не встречая своей магистрали, кончаются в настоящее время в песках пустыни. Исчезновение этой древней Аму-дарьи соответствует наиболее высоким каспийским террасам, возраст которых рассматривается обыкновенно как верхнеплейстоценовый. Однако С. Зубер считает их гораздо моложе — конца четвертичного времени и даже позднее. Именно коренному изменению всей гидрографической системы, происшедшему вследствие тектонических движений, С. Зубер приписывает процесс общего высыхания Туркестана, которое могло произойти уже во времена человека. Древние переселения народов могли

[1] Доклад на Международном конгрессе 1933 г. в Вашингтоне.

быть вызваны именно этим изменением гидрографической, а тем самым и ирригационной сети сравнительно недавно.

Западный — азербайджанский — отрезок нарушения К. Богданович определяет как «сбросовую линию южного склона юго-восточного Кавказа, которая обнаруживается выходами вулканических пород Лагических тор и рядом терм от Ето-су на СЗ, от Нухи до Джебаны около Шемахи». В. Вебер вдоль этой линии простирает ось шемахинских землетрясений.

Далее к востоку на протяжении этой же сбросово-сейсмической линии расположены два мощных грязевых вулкана — Большой Морозинский и Большой Боз-даг, давшие извержения во время последнего шемахинского землетрясения. Дальше к востоку эта линия проходит по южному склону подводного барьера, пересекая крупнейший морской вулкан Туркмении — «Банку Ливанова». За Каспием в том же направлении эта линия пересекла бы южные Кызыл-кумы, параллельно «копет-дагской линии термальных источников», выйдя своим восточным концом в область Гауданского эпицентра ашхабадского землетрясения 1930 г. Возможность прохождения в закаспийских песках системы разломов, параллельных копет-дагскому направлению, отмечал еще Н. Андрусов, указывая на вероятное ступенчатое погружение по этим разломам Закаспийской низменности Туркмении. Тектонические разломы, окаймляющие современную каспийскую депрессию, идут по древним направлениям. Порой они открыты нашему непосредственному наблюдению, местами же скрыты под небольшой складчатостью позднейших отложений. В последних случаях линия жерла сопок и грифоны газов и терм намечают погребенные швы разлома земной коры [33].

Генезис земных газов имеет, с точки зрения С. Ковалевского, большое значение для определения сероводородного пояса Туркмении. В складчатости Копет-дага, Кавказа и Крыма, принадлежащей молодой тектонике с еще активными дизъюнктивными линиями, выделяются в СССР своим исключительно широким распространением проявления сероводородных струй, вследствие чего В. Вернадским они были охарактеризованы как «химические области серы».

Второе псевдо-вулканическое явление — это *огненные столбы*, или так называемый подземный огонь. Часто в связи с извержениями грязевых вулканов из земли выделяются легко воспламеняющиеся углеводороды. Так например в Моддене, близ Баригаццо на Апеннинских горах, по земле стелется огонь, который поднимается гораздо выше, если рыть почву. Подобное же явление замечается во многих местах северной части Апеннинского хребта. Местные жители часто пользуются подземным огнем для обжигания извести, набрасывая кучи известняка в тех местах, где из почвы пробивается пламя. Еще большею известностью пользуются огненные источники в окрестностях Баку на берегу Каспийского моря, в расстоянии 10 или 11 *км* от города, между деревнями Сура-Хани и Эмир-Годжан, в местности, называемой Атешиах (Огненное место), где персы-огнепоклонники построили храм. Из четырех каменных труб, возвышающихся над стенами этого здания, вылетало большое пламя; кроме того здесь были еще другие, меньшие трубы, из которых тоже выходил огонь, и вся окрестность усеяна огненными источниками. Выделяющийся из почвы газ, который легче атмосферного воздуха, не возгорается сам собою; здесь тоже его употребляют для обжигания извести и для варки кушанья. По Гебелю, он состоит из 79,16 частей этилена, 13,76—болотного газа, 5,08 — окиси углерода и 2,00 — атмосферного воздуха, следовательно из тех самых газов, какие получаются при сухой перегонке угля и смол. И здесь извержения по временам бывают сильнее обыкновенного. Так например в январе 1839 г. на запад от Баку близ деревни Баклихи последовало до того сильное извержение, что шум его был слышен за 30 *км*, а огонь, выходивший из земли в продолжение всей ночи, освещал всю окрестную местность на 10,8 *км* в окружности; густой дым и серный запах распространялись на такое же расстояние, и кругом летали выбрасываемые камни.

В Китае различают огненные колодцы и светящиеся горы. Первые особенно многочисленны в богатой каменной солью провинции Сы-чуаи. Здесь, на пространстве около 18 *км* в длину и 7,2 — 9 *км* в ширину, насчитывают более 2 000 подобных колодцев; их раскапывают для получения соляного рассола, при этом из колодца выделяется горючий газ, который воспламеняется как порох, образуя огненный столб от 6 до 9 *м* вышины. Те же самые явления наблюдались в Японии, Бирме, Яве, Месопотамии, Курдистане

и т. д. Северная Америка также богата примерами этого рода; во Фредонии, в штате Нью-Йорк, выходящим из земли газом пользуются для варки кушанья и для освещения улиц, в Генуе — для освещения и т. п.

Однако в течение долгого времени применение газов не играло значительной роли, и лишь со второй половины XIX века газы постепенно сделались предметом весьма значительной эксплоатации и в некоторых странах приобрели серьезное значение в горной промышленности, в особенности в США. Правильная добыча газов производится при помощи буровых скважин; некоторые из них одновременно дают и нефть, а некоторые являются «сухими». Газ от скважин к пунктам потребления разводится по газопроводам, иногда на значительное расстояние. В США в 1905 г. было уже 49 000 *км* таких газопроводов, тогда как в России (в Сураханах — Баку) — около 40 *км*; соответственно с этим добыча газа в США составляла 90% мировой (в 1905 г. на 150 млн. руб., тогда как в Сураханах — на 1 млн.). Литература, посвященная природному газу, весьма обширна; сводка главных работ была сделана А. Стопневичем [*33*], которому, как и В. Вернадскому, принадлежит ряд отдельных работ по этому вопросу. В СССР помимо Сурахан выходы газа встречены: в районе Новоузенска; в Калмыцкой авт. обл.; в Мелитопольском районе; около г. Ейска; в Ставрополе-Кавказском; в Грозном; на о-ве Челекене; в Туркменистане; в Эмбенском и Ухтинском нефтеносных районах и др. Важно, что, судя по анализам, существенных отличий между газами грязевых сопок и газами буровых скважин не наблюдается.

Главной составной частью газов (до 97%) является метан, хотя иногда его количество сильно падает (до 50—28%), замещаясь азотом; углекислоты около 3—6% (лишь у Темрюка 26%), тяжелых углеводородов 1—4%, кислорода 0—2%, сероводорода следы, этан и водород редки; обращает на себя внимание присутствие изредка фосфористого водорода, наличностью которого можно объяснить самовоспламенение сопочных газов при извержении. В одном случае констатирована радиоактивность в 0,45 единиц Махе на 1 *л* газа. Исследование газовых месторождений поставлено планомерно в СССР лишь с 1930 г. и дало уже большие практические результаты.

§ 33. ПРИЧИНЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Выше было указано, что вопрос о причине вулканических явлений всегда возбуждал разнообразные мнения, между которыми в конце прошлого и начале нынешнего столетия резко обособились два крайних воззрения. *Нептунисты* школы Вернера не придавали вулканам большого значения и смотрели на них как на явления случайные, вовсе не связанные с историей происхождения Земли и зависящие от самовозгорания некоторых горючих веществ вроде каменного угля, серы и пр. *Вулканисты* школы Гумбольдта и Буха напротив придавали им слишком универсальное значение и считали вулканы *клапанами*, через которые происходит воздействие внутреннего расплавленного ядра Земли на ее поверхность. Как реакция против этого последнего воззрения, со времени возрождения школы униформистов во главе с Ляйэлем, появились различные объяснения, основанные то на химических, то на механических процессах, совершающихся внутри Земли.

Исходя из того, что температура возрастает с глубиною даже в осадочных образованиях, предполагали, что вулканические очаги находятся не глубоко — в области осадочных отложений, и вулканические извержения представляют результат расплавления осадочных пород, залегающих на такой глубине, где температура достаточно высока для расплавления их. Объяснение это, по замечанию Рихтгофена, не выдерживает критики уже потому, что переплавление осадочных пород давало бы более разнообразные по составу вулканические породы, чем это наблюдается в действительности. Однако этот взгляд возродился в XIX веке в идеях Ога и др.

Маллет объяснял вулканические извержения механическим путем, т. е. обрушением больших каменных масс в подземных пещерах, причем от удара при обвалах разви-

ваются такая механическая сила и теплота, которая, по его мнению, совершенно достаточна, с одной стороны, для раздробления, а с другой — для расплавления пород. Он нашел, что под давлением 14 *т* на 1 кв. дюйм раздробляются самые твердые породы, например гранит, порфир и пр. Но, во-первых, географическое распределение вулканов было бы совершенно другое, чем в действительности, а во-вторых, такая высокая температура, какая имеет место при вулканических извержениях, требует для своего воспроизведения моментального удара, следовательно продолжительно или постоянно действующие вулканы совершенно необъяснимы гипотезой Маллета; в-третьих, Маллет свои заключения выводит из опытов над свободными кубиками пород, тогда как в природе, да еще на глубине, породы со всех сторон стеснены и вследствие этого едва ли могут раздробляться так же легко, как при опытах со свободными кубиками.

Не останавливаясь на перечислении всех гипотез, высказывавшихся о причине вулканических явлений и имеющих более исторический интерес, укажем, что новейшие и более точные наблюдения над вулканами, в связи с другими тектоническими явлениями, приводят к тому наиболее вероятному заключению, что *причина вулканизма кроется в истории происхождения и развития Земли.*

Когда Земля представляла газообразный или расплавленный шар, то извержения на ней вероятно появлялись в виде таких же протуберанцев (см. выше главу I), какие теперь наблюдаются на Солнце. После образования твердой коры газы и пары, не имея возможности выделяться со всей поверхности расплавленной массы, заключающей их, группировались в отдельных местах и, достигнув достаточного напряжения, прорывали кору и производили массовые извержения наподобие тех, которые повидимому происходят и теперь на поверхности так называемых потухающих и неправильно периодически самовозгорающихся звезд (см. главу I). Способность расплавленных масс поглощать газы, пары и выделять их при остывании доказана опытами с расплавленными металлами. Рейер обратил особенное внимание на эту аналогию и подтвердил ее сравнением с современными лавами, на поверхности которых происходит, точно так же как на поверхности остывающей массы расплавленного серебра, свинца и т. д., сначала выделение газов со всей площади, а как только образовалась твердая кора, то из отдельных пунктов извержения, обусловливающих появление фумаролл или конусов извержения (Sprazkegel).

При дальнейшем охлаждении Земли кора настолько окрепла и утолстилась, что заключенные во внутренней магме газы и пары не в состоянии были преодолевать давление ее, а потому вероятно вулканические извержения на некоторое время или прекратились, или же были не настолько сильны, чтобы достигать поверхности Земли, и происходили только на значительной глубине. Под влиянием громадного давления, несмотря на высокую температуру, внутренняя магма также затвердела со всеми заключенными в ней газами и парами. Но твердое состояние магмы, проникнутой газами, сохраняется только до тех пор, пока не нарушается равновесие давления; при малейшем нарушении равновесия давления она быстро превращается в расплавленное состояние, а заключенные в ней газы стремятся выделиться из нее. Процесс этот подтверждается многими прямыми опытами: например такое легкоплавкое вещество как парафин, будучи заключено в трубку под высоким давлением, остается твердым при температуре гораздо более высокой, чем его точка плавления; но достаточно открыть конец трубки, следовательно нарушить и уменьшить давление, как твердый парафин моментально расплавляется и вытекает как жидкость.

Различные процессы во внутренности Земли ведут за собою изменение объема ее, что отражается в земной коре разного рода перемещениями отдельных частей (см. главы VI и X). Перемещения эти обнаруживаются на поверхности Земли образованием складок, сдвигов и сбросов. Разломы отдельных частей коры достигают громадных размеров и представляют области наибольшего нарушения равновесия давления. При таком нару-

шении равновесия и уменьшении давления затвердевшая магма быстро расплавится и в силу гидростатического давления, а также вследствие стремления газов выделиться из нее по направлению наименьшего сопротивления, поднимется вверх по трещине и произведет вулканическое извержение. Это теоретическое заключение подтверждается географическим распределением вулканов; действительно вулканы располагаются по наиболее слабым полосам земной коры и преимущественно по направлению наибольших разломов у окраин горных кряжей в областях опускания. Эта связь объясняет ту периодичность в напряженности извержений, какая наблюдается в древних вулканах, проявлявших свою деятельность в связи с эпохами сильных нарушений земной коры.

В зависимости от количества газов и паров, заключенных в магме, видоизменяется характер извержений. При малом содержании их расплавленные массы или не доходят до поверхности, или же изливаются спокойно, без всякого напряжения, как например исполинские потоки лавы, изливающиеся из кратеров о-ва Гавайи; при значительном содержании их напротив извержение достигает громадного напряжения, сопровождается катастрофическими явлениями и образованием массы рыхлых продуктов. В первом случае, т. е. при спокойном извержении, возникают преимущественно вулканические покровы или потоки и реже купола, конусы набухания, щитовидные лавовые вулканы, а во втором — воронки взрыва, маары и слоистые конусы; между теми и другими существуют различные переходные формы накоплений, как мы уже видели выше. Количество газов и паров оказывает существенное влияние не только на характер и силу извержения, но и на качество поверхности лавы и сложение ее по затвердевании. Словом, постоянное участие газов и паров не только видоизменяет процесс и продукты вулканических извержений, но является главным фактором, их обусловливающим.

Обилие паров при вулканических извержениях, качество газов и порядок их выделения при извержениях, с одной стороны, с другой — связь географического распределения действующих вулканов с морскими бассейнами ранее приводили к тому заключению, что пары и газы образуются вследствие просачивания морской воды в вулканические очаги и что прекращение доступа ее ведет за собой потухание вулканов или вообще прекращение вулканической деятельности. При этом одни допускали проникание воды через широкие зияющие трещины; однако на глубине трещины смыкаются вследствие постоянно действующего горизонтального стяжения и следовательно не могут служить проводниками воды. Другие считали более вероятным проникание воды по сети мелких капиллярных трещин под влиянием гидростатического давления, но оно также не может итти глубоко вследствие высокой температуры, которая сравнительно уже на небольших глубинах должна превращать воду в пар. Третьи допускали диффузивное распространение пара на больших нагретых глубинах, но это находится в противоречии с термическими условиями глубин и особенно с твердым состоянием магмы, которая разжижается только при нарушении равновесия давления.

В настоящее же время вопрос о возможности проникания поверхностных вод в вулканические очаги решается отрицательно.

В конце XIX века появились два оригинальных объяснения, из которых одно, принадлежащее французскому ученому С. Менье, отличается фантастичностью, а другое, принадлежащее русскому ученому П. Тутковскому, — большей простотой и вероятностью. Менье совершенно произвольно предполагал, что из верхней водоносной части земной коры падают по зияющим трещинам большие глыбы в область перегретых сухих пород, где и производят взрывы, как это в малом виде наблюдается при падении сырых кирпичей в доменную печь. Такие обвалы, по мнению Менье, во-первых, производят землетрясения, а во-вторых, доставляют влагу в вулканические очаги; достаточно падения сырой массы в 1 $км^3$, чтобы объяснить все вулканические и сейсмические явления.

Несостоятельность предположения Менье очевидна сама собой и едва ли требует разъяснений; достаточно напомнить только, что если на большой глубине не может быть трещин для проникания воды, то каким же путем большие глыбы могут достигать до вулканического очага. Еще менее понятна причина этих обвалов; очевидно обвалы в пещерах, которые предполагал Маллет, не могут удовлетворить Менье, так как они происходят на небольшой глубине и в области осадочных, легко растворимых пород. Словом, гипотеза Менье вся построена на произволе и не имеет никаких задатков для развития.

Интереснее идея Тутковского, опирающаяся на вероятные, а не воображаемые явления. По величине геотермического градиента он прежде всего определяет глубину пояса критической температуры для воды (т. е. 366° С), который представляет собою как бы предел более или менее свободного проникания воды в глубину. Само собой разумеется, что вследствие неравномерного охлаждения коры под материками и океанами глубина этого пояса неодинакова: под материками он залегает на глубине 12 *км*, а под океанами — на 17 *км*, т. е. на 5 *км* глубже; в этих пределах он допускает весьма умеренную влажность пород — от 2,5 до 3%, основываясь на наблюдениях Делесса, Добрэ и др. Кроме того радиус контактного влияния магмы, поднимающейся из вулканического очага, Тутковский принимает в 4 *км*, согласно наибольшей ширине метаморфического пояса в контактах с вулканическими породами. При таких условиях в подокеанической части земной коры находится несравненно больше влажных пород, а значит и влаги, чем в подматериковой коре; это превышение составляет почти 251 $км^3$ пород или при среднем удельном весе 2,5 массу в 627 500 000 000 *т*, которая при 2,5% влажности заключает 15 837 500 000 *т* воды, что в 25,5 раза превосходит количество воды, выброшенной при стодневном извержении Этны в 1865 г. Следовательно благодаря бо́льшему охлаждению и увлажнению океанические области в состоянии доставить поднимающейся расплавленной магме в каждом пункте такой избыток водяного пара, который будет вполне достаточен для вулканического извержения. «Таким образом, — говорит Тутковский, — если сделать вышеуказанные допущения и принять приведенные числовые данные, то влияние близости океана на характер вулканических извержений становится понятным. В океанических областях расплавленная магма появляется на поверхности с громадным запасом захваченного ею по пути водяного пара, вследствие чего происходит распыление лавы и образование слоистого насыпного вулканического конуса. В континентальных же областях расплавленная магма должна пройти вверх по извилистым трещинам излишнее расстояние, около 5 *км*, пока она начнет насыщаться паром на счет горной влажности земной коры. Весьма вероятно, что при таких условиях одного тектонического давления будет недостаточно для извержения магмы на поверхность Земли, т. е. для поднятия ее на протяжении последних 12 *км* земной коры, а потому магма застрянет на глубине в виде лакколитовой массы. Если же расплавленная магма и достигнет при таких условиях поверхности, то на своем пути она будет соприкасаться с влажными горными породами на протяжении гораздо меньшем, чем в первом случае (на 5 *км*). Вследствие этого извержение ее не будет сопровождаться распылением и образованием рыхлых продуктов; оно будет происходить медленно и спокойно, без насыпания слоистого конуса. Изверженная лава, смотря по ее вязкости и температуре, даст покров или купол, словом, произойдет массовое извержение, и в результате получится массивный вулкан». С этой точки зрения «слоистые вулканы представляют собой своеобразные надземные продукты подземного контакта расплавленной магмы с влажными частями земной коры», следовательно они «являются продуктом реакции расплавленных внутренних масс Земли на ее кору, но не в активном механическом смысле гипотезы Гумбольдта и Буха, а в смысле вышеописанного контактного взаимодействия».

Резкий поворот в отношении к вопросу об активности магмы и постепенное возвращение к идеям Буха произошли после исследования североамериканских лакколитов Джильбертом и особенно после работ А. Штюбеля [*13*], весьма оживившего интерес к вулканизму вообще. Штюбелем была выдвинута идея о периферических магматических очагах внутри «панцырной» земной оболочки (Panzerdecke) как остатка древнейшей фазы вулканизма в эпоху тонкой коры и массовых излияний. Очаги эти замкнуты и, питая известную группу вулканов, постепенно истощаются; возможно однако соединение периферических очагов с другими, более глубоко залегающими, но не с центральной магматической зоной, реакции которой на поверхности ныне стали уже невозможны ввиду большой толщины земной коры. Последнее утверждение Штюбеля однако мало доказуемо. Вообще понятие об угасших и действующих вулканах весьма относительно и неясно. Касаясь внешней части вулканического аппарата, Штюбель обращал внимание, что в большинстве случаев, как это было доказано еще Ляйэлем и П. Скропом, горные породы, служащие основанием вулканов, не обнаруживают нарушения залегания от проявления вулканических сил.

Это позволяет предполагать, что проявление этих сил было внезапным, причем соответственно большому сопротивлению и количество магмы, доставленное на поверхность, должно быть велико и составлять значительную часть массы, заполнявшей данный вулканический очаг, близкий следовательно к исчерпанию. Такие вулканы, которые образованы мощным, единым, хотя бы и очень длительным, но не прерываемым продолжительным покоем извержением, Штюбель назвал *моногенными* вулканами.

Наряду с ними Штюбель признавал, хотя и в меньшем количестве, существование *полигенных* вулканов, полагая однако, что каждый вулкан должен иметь моногенное ядро, а созданная впоследствии полигенная оторочка имеет второстепенное значение. Кратер является существенной частью полигенного вулкана, тогда как у моногенного его может и не быть, так как образование горы происходит путем непрерывного поднятия лавы всей массой.

Кратерообразное углубление несоразмерно большого диаметра на вершине моногенных вулканов названо Штюбелем *кальдерой;* образование такой кальдеры происходит независимо от какого-либо выводного канала в результате обрушения внутренней части горы вследствие ослабления подъемной силы магмы; таким образом кальдера представляет последний акт моногенного творения.

К кальдерам-вулканам, по Штюбелю, относятся Тенерифский пик, Гран-Канария, Мадера, Антизана, о-ва Пальма и др.

Коренное генетическое различие между моногенными и полигенными вулканами следовательно в том, что последние обнаруживают продолжительное соединение поверхности с подземным очагом, а моногенные представляют продукт единого излияния из такого очага. Эти идеи Штюбеля несколько напоминают мысль Л. Ф. Буха о коренном различии между вулканами и кратерами поднятия. Штюбель принимал большую аналогию между кальдерами (особенно двойными, т. е. двукратного пробуждения, вроде Соммы-Везувия) и кольцевыми горами луны — моногенными вулканами, считая, что поверхность луны соответствует состоянию поверхности Земли после фазы катастроф.

Известная стройность гипотез Штюбеля обеспечила ей сначала много сторонников, и целый ряд фактов она действительно объясняет лучше других. Так например: 1) быстрое исчерпание некоторых вулканических областей (Эйфель, Овернь); 2) большие различия в составе продуктов извержения соседних вулканов (в Липарской группе Вулкано дает лишь кислый трахит, а Стромболи — лишь базальты); 3) полная независимость активности соседних вулканов (Этна и Липарская группа); 4) небольшая величина геотермического градиента в некоторых вулканических областях (Япония и др.), объясняемая лишь неглубоким залеганием магматического очага.

С другой стороны, гипотеза Штюбеля не только не отвечает на ряд вопросов, но и противоречит многим фактам и должна ныне применяться весьма осторожно: 1) понятие о моногенных вулканах и кальдерах во многом искусственно, не обосновано, и если может быть приложимо, то лишь к небольшому числу вулканов, а отсюда — не универсально; 2) остается неясной неравномерность проявления вулканизма: почему в некоторые геологические эпохи (средний девон, нижний и средний карбон, пермская и верхнетретичная) он достигал такого сильного развития, а в другие замирал; 3) непонятно чрезвычайное однообразие и постоянство химического и минералогического состава извергавшихся местами на больших протяжениях продуктов, скорее говорящее за происхождение их из больших глубинных очагов, а не замкнутых периферических; 4) наконец самым главным недостатком гипотезы Штюбеля является игнорирование ею связи и тесной зависимости между распространением вулканов и тектоническими линиями земной коры. Основной причиной поднятия магмы Штюбель считал увели-

чение ее объема при затвердевании, связанное с уменьшением веса (наподобие льда). Эта предпосылка однако ошибочна, как явствует из: 1) многочисленных опытов Баруса [*34*], доказывающих, что силикаты при расплавлении увеличиваются в объеме; 2) наблюдений на оз. Килауэа, где затвердевшие куски лавы не плавают, а тонут в жидкой лаве после потери заключавшихся в них газов; 3) явления образования трещин и форм отдельностей в изверженных породах (см. главу V), а также наблюдений Дельтера (удельный вес лавы Этны жидкой — 2,6, твердой — 2,75 и до 2,8). Таким образом, если даже увеличение объема застывающей магмы и происходит, вызывая этим ее поднятие, то не согласно гипотезе Штюбеля, а в силу иных причин, например поглощения воды (Аррениус), к чему мы еще вернемся. Итак, как уже сказано, *главное значение идей Штюбеля состояло в возвращении к активному значению магмы.* Помимо Джильберта и Штюбеля оно стало выдвигаться в начале XX века рядом геологов на основании изучения различных областей: Саломон-Кальви (Адамелло), Фольц (о-в Пуло Лаут у Борнео), Бургхард (Цакатекас в Мексике) указали на непосредственное поднятие осадочных свит экструзиями. Одновременно с этим значительно видоизменялась и опровергалась укрепившаяся со времен А. Гумбольдта идея об обязательной приуроченности вулканов к трещинам; здесь сыграли главную роль работы Гики, а особенно Бранка, Лакруа, Кнебеля и др. Таким путем и в этом направлении последняя четверть XIX века характеризуется известным возвращением от идей Скропа и Ляйэля к идеям Буха, с избежанием крайностей обоих этих столь противоположных направлений. В некоторых отношениях однако развивались далее и идеи Скропа: так Аррениус полагал, что образование трещин, ослабляя давление, вызывает расплавление магмы и ее подъем; вода же, опускаясь на большие глубины и превращаясь в газообразное состояние при 1 000°, становится сильной кислотой, вытесняющей SiO_2 из магматических соединений; при этом происходит увеличение объема магмы, являющееся первопричиной вулканических явлений.

Выше было сказано, что вода с поверхности вообще не может проникнуть далеко вглубь. Так, в сольфатарах и фумароллах отсутствуют обычно столь обильные в морской воде J и B_2, а CO_2 и B_2O_3 присутствуют. Э. Зюсс также придавал большое значение водяным парам в вулканических извержениях, приписывая им расплавляющее и увеличивающее объем магмы влияние; он допускал, что водяные пары первоначально заключаются уже в магме (такие газы он называл *ювенильными*), причем встреча ими больших масс вадозовых вод поверхностного происхождения влечет за собой наисильнейшие взрывы (Кракатау 1883 г.). Выше мы уже указывали на крайнюю спорность и изменчивость взглядов на роль и происхождение воды в вулканических процессах. Если она ранее и переоценивалась, то затем (Грин, Брён [*12*]) несомненно впали в другую крайность, на что недавно определенно указано Шепердом [*13*] и Стопневичем [*14*]. За последнее время рядом авторов *основной причиной вулканизма выставляется гидростатическое давление опускающихся частей земной коры на пластическую или жидкую магматическую массу*, заставляющее последнюю искать выхода на поверхность (Гланжо, Мильх, Кайзер, Клоос, Иддингс, Дэли, Ампферер, Лозинский [35], Швиннер, Кобер, Брувер и др.). При этом можно предполагать, что *непосредственное извержение вызывается освобождением газов, насыщавших магму при ее застывании;* самые же газы присущи ей с первых стадий формирования Земли, т. е. ювенильны. Наконец некоторые видят причину извержений лишь в газовом давлении.

Левинсон-Лессинг в отношении вулканов центрального Кавказа пришел к следующему заключению по вопросу о механизме поднятия магмы: 1) интрузивные и связанные с ними экструзивные массивы встречаются вообще в двух типах: а) изолированных, вызвавших местные поднятия, и б) находящихся в области дислокационных (в частности

складчатых) процессов; если в первых вероятна активность магмы, то во вторых активность принадлежит дислокационным условиям, вызывающим пассивные вулканические образования. В частности магма должна, по Левинсон-Лессингу, устремляться преимущественно в своды антиклиналей как места, ослабленные наибольшими растягивающими усилиями, создавая здесь интрузивные массивы, превращающиеся при слабости свода в экструзивные. Следовательно Левинсон-Лессинг, в противоположность Дэли (см. ниже) и примыкая к Брэнка, считает, что магма находит себе выход не путем расплавления кровли, а путем образования разрывов, немедленно ею заполняемых, при этом он не допускает возможности поднятия лав по трещинам, возникшим ранее. Вместе с тем смену лав он толкует так, что в период покоя, предшествовавший извержениям, в магматическом бассейне произошла дифференциация с образованием более кислого верхнего и более основного нижнего слоя, почему извержения начинались (на Кавказе) с кислых пород и заканчивались наиболее основными.

Дэли, придерживаясь идеи «проплавления кровли», трактует такую смену лав так, что первые порции извергаемых масс видоизменены вплавлением прорванных пород, а коренная магма одна — базальтовая. Взгляды его в отношении связи вулканизма с тектоникой стройны и оригинальны. Он сформулировал их под названием *гипотезы глубинной инъекции*. Предпосылки, на которых основана гипотеза Дэли, следующие:

1. Сжимающийся земной шар, с поверхности сложенный относительно тонкой корой, налегающей на известной мощности жидкую базальтовую постель.

2. Эта постель настолько сильно сжата весом коры, что последняя вероятно может на ней плавать.

3. Развитие в земной коре поверхностной зоны сжатия, нижней зоны растяжения и среднего горизонта без напряжений.

4. Накопление давления в зоне сжатия и одновременное накопление трещин и могучих неразрешившихся растягивающих усилий в зоне ниже горизонта без напряжений.

5. Постоянные или повторяющиеся разрывы в зоне растяжения с образованием трещин, вызывающие могучие инъекции жидкой магмы субстрата, по отношению к которой в момент дислокации даже вязкий слой зоны играет роль относительно твердой массы. Дислокации эти обусловлены приливными скручиваниями земной коры; но кроме того причиной таких дислокаций в зоне растяжения могут быть: подэкваториальное скручивание, предполагаемое на основании тетраэдрической теории строения земного шара, деформации в земной коре, обусловленные влиянием других космических сил или сил, возникающих вследствие неоднородности самой коры.

Дэли пришел к следующим выводам:

1. Глубинная инъекция вызывает уплотнение вещества в зоне растяжения. Трещины закрываются, и значительная часть накопленных растягивающих усилий расходуется на движение вещества в стороны от инъецированного тела. Пока это тело остается жидким, растягивание зоны, обязанное продолжающемуся стяжению Земли, совершается при посредстве движения вещества в одних и тех же направлениях. Величина такого движения достигает максимума выше зоны инъекции и уменьшается до минимума на некотором расстоянии вправо и влево от средней линии зоны инъекции.

2. Такое движение в стороны вызывает прогиб земной поверхности, непосредственно налетающей на уплотняющуюся зону. Образующаяся таким путем геосинклиналь может быть местом продолжительного накопления осадков. А в таком случае вес самих осадков стремится увеличить боковое движение вещества в зоне растяжений, и прогиб медленно углубляется.

3. Зона сжатия уже ослаблена на краях прогиба. Дальнейшее ослабление ее вызывается накоплением осадочных масс, которые, сами по себе обладая небольшим сопротивлением, обусловливают размягчение своего собственного основания в силу подъема геоизотерм. Когда содержимое геосинклинали достигает значительной мощности, зона сжатия, в силу накопленных в ней вековых напряжений (еще возросших благодаря метасоматическим изменениям), начинает поддаваться. В результате возникают горные сооружения

4. Полное разделение (разрыв) зоны сжатия от зоны растяжения во время орогенических процессов уменьшает еще неизрасходованные в нижнем слое натяжения. Таким путем в этой зоне начинаются или продолжаются глубинные инъекции крупного размера. Ослабление сжимающих усилий во время акта горообразования впервые дает повод к обрушению магмой своей кровли и таким путем вызывает обильную ассимиляцию сланцев и осадков первичной базальтовой магмой. Дифференциация сложных вследствие такой ассимиляции магм объясняет нахождение в горных хребтах центральных гранитных батолитов и пр. вместе с сопровождающими их штоками, инъецированными телами и вулканическими излияниями.

5. Местные искривления земной коры, по крайней мере отчасти, могут быть поставлены в зависимость от различных напряжений в глубинной инъекции.

6. Положение и направление горных хребтов, положение и вытягивание геосинклиналей, окончательное формирование магматических батолитов и сопутствующих им инъекций, — все это связано между собою и приурочено к специальным областям могучих глубинных инъекций. Положение этих областей, в общем, определяется влиянием космических напряжений, действующих на земной шар по особым азимутальным линиям.

7. Горообразование вызывает ослабление сжимающих усилий в поверхностном поясе.

В силу этого поверхностные излияния магмы, посредственно или непосредственно связанной с жидкой постелью, могут быть особо значительными после орогенических нарушений.

Таблица 40

Отношение трещинных излияний к периодам горообразования (по Дэли)

Местность	Время трещинного излияния	Предшествующий орогенический период
Область Верхнего оз.	Кьюиноуский	Конец периода анимики
Скалистые горы на 49-й параллели	Средний кембрий (?)	Начало среднего кембрия (?)
Британские о-ва	Девон	Каледонский
» »	Карбон	Герцинский
Аппалачские горы	Триас	Конец палеозоя
Британская Колумбия	Триас	Карбон
Декан (Индия)	Меловой или начало третичного (?)	Конец триаса (может быть позже ?)
Большой грабен Африки	Мел (серия Каптпан)	Конец триаса (может быть позже ?)
Штат Вашингтон	Эоцен (базальты Тинэчей)	Конец ларами
Сев.-зап. Шотландия	Олигоцен (нижний миоцен)	?
Исландия	Миоцен	?
Штат Вашингтон	Миоцен (базальт Якима)	Послеэоценовый, но домиоценовый
Большой грабен Африки	Миоцен (?)	Третичный (Альпы и пр.)
Большой бассейн (США)	Плиоцен	Миоцен
Река Снэк (Айдаго)	Плиоцен	Поздний миоцен
Хауран (Сирия)	Плиоцен	Начало третичного
Исландия	Плейстоцен и современный	Третичный

Приведем также взгляды Кобера [*36*], стоящего на точке зрения полной зависимости вулканизма от горообразования. В связи с проводимой им гипотезой о делении всей Земли на *орогеновые* и *кратогеновые* зоны (см. главы IX и X) он приурочивает проявление молодого вулканизма лишь к первым из них, причем именно моменты оживления горообразования открывают пути для выхода магм на поверхность. Вулканические же проявления в кратогеновых областях связаны с трещинами. Это неправильно, так как мы видим даже больше проявлений молодого вулканизма в связи с разломами (Камчатка, Исландия, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Восточно-африканский грабен) чем со складчатостью.

Породы орогеновых фаз — тихоокеанского магматического типа, а фаз эпейрогенических, спокойного опускания геосинклиналей — атлантического глубинного типа; вулканизм в первых преобладает. Этим объясняется преобладание тихоокеанского типа во все эпохи, особенно древнейшие, лишенные атлантического типа, между тем как к нему относится вся первичная глубинная магма, к тихоокеанскому же — лишь ее орогеновая фация.

К тектоническим идеям Кобера мы должны будем вернуться в главе X, но в отношении вулканизма они представляются довольно неясными и сомнительными.

Установление связи между вулканизмом и тектоникой принадлежит к основным проблемам геологии. До последнего времени вулканы рассматривались изолированно от своего геологического окружения или чисто формально статистически или с петрографо-химической точки зрения. Причины неудач геологического их изучения различны: во-первых, обычно в основу клали какой-то определенный законченный тектонический план, вместо того чтобы рассматривать *движения*, происходившие *во время извержений*; во-вторых, часто неправильно определяли самые вулканические продукты, и наконец критерии для различия поверхностных излияний от интрузий были неудовлетворительными. Детальное изучение древних вулканических областей (например западногерманских третичных) пролило свет на многие из названных вопросов и способствовало выработке более совершенной методики (Клюпфель).

Конец XIX и начало XX века характеризовались идеями Э. Зюсса о пассивности вулканизма. В 1918 г. в противоположность этому Клоосом было дано утвердившееся затем определение вулканизма как *тектоники вы-*

сокопластичного материала. Однако активность его была доказана еще в 1877 г. Джильбертом на лакколитах Генри-Маунтен и во многих других местах, особенно же в североменсиканском пограничном районе (Черрс-де-Мулерос) Бозе в 1906 г. Поднятие в 1902 г. «иглы Пеле» в 400 *м* высотой и 700 *м* толщиной доказало возможность выталкивания вулканическими массами твердых пробок наподобие «бисмалитов» Иддингса, а в тоналитовом районе Адамелло (Альпы) Саломон подсчитал поднятие интрузии на 5 250 *м*. Способность интрузий поднимать твердые массы определенно доказывал в 1912 г. Бранка. За вулканизмом была признана снова не только активность, но даже способность создавать складчатые системы (В. Пенк, Зандберг), как это полагал Л. Ф. Бух сто лет тому назад.

Иддингс [*12*] считает, что:

1) литосфера неоднородна;

2) под литосферой имеется зона, реагирующая на резкие изменения давления как твердое тело, а на медленные усилия — как пластичное;

3) заключающаяся в этой зоне масса магмы, при соответственных дислокациях литосферы, может менять свое положение и подниматься;

4) всякого рода тектонические движения литосферы являются главной причиной стремления магмы к поверхности, т. е. вулканизма, наряду с которой стоит содержание и давление газов в магме.

Смелее взгляды Хоббса [37], совершенно отрицающего существование первичной магмы на глубине и полностью подчиняющего вулканизм горообразованию.

Познакомившись с вулканизмом земным, обратимся еще раз к вопросу о возможности его проявления на Луне. Мы видели, что кольцевая форма лунных гор давно уже наводила многих исследователей на мысль о вулканическом происхождении этих гор. Действительно можно провести целый ряд аналогий, но много встречается и противоречий при более детальном изучении вопроса, вызывающих, как всегда, стремление найти совершенно иные объяснения образования лунных гор и самой Луны. Представителями последнего течения являются Шалер, Алсдорф и особенно Вегенер [*38*], объясняющий происхождение Лупы и ее гор гипотезой накопления падающих космических тел. В рассуждениях своих Вегенер опирается преимущественно на несходство лунных кратеров с земными и обратно — на сходство их с произведенным им искусственно падением твердых масс на поверхность порошкообразного цемента, наконец на наблюдения над оригинальным кратером в Аризоне (Coon Butte — диаметр 1 400 *м*, глубина 170 *м*), который весь заключен в осадочных породах, раздробленные куски которых (до 30 *м*) встречаются на километр в окружности, тогда как вулканических пород нет и следа. Дно кратера также состоит из горизонтальных осадочных пород; вместе с тем здесь же найдено много кусков метеорного железа (до 500 *кг* весом) на поверхности и вглубь до 200 *м*; в общем собрано его до 15 000 *кг*. Кратер этот, объясняемый Вегенером падением метеорита в 100—200 *м* в диаметре, пока единственный на Земле, может быть примером весьма распространенных таких же явлений на Луне (см. § 8).

Тому же вопросу происхождения Луны и ее гор, но о точки зрения вулканизма, посвящена интересная сводная работа Вильзинга [*39*], основанная на точных спектральных наблюдениях и совпадающая с идеями Дэна, Эберта, Фая, Лёви Пюизе и Штюбеля.

Историю возникновения магмы Вильзинг выводит из аналогии с образованием солнечных пятен (см. главу I) конвекционными восходящими вихрями раскаленных газов, представляющими следовательно начальную стадию вулканизма. При конденсации газов до жидкого состояния могли происходить подобные же циклонические подъемы уже жидкой лавы. Конвекционные процессы в лавовых озерах Килауэа, изученные Пере и особенно Дэли [*16*], хорошо иллюстрируют и подтверждают это предположение, причем главным поднимающим магму фактором являются заключенные в ней газы.

Объяснение лунных форм выводится Вильзингом далее по типу образования щитовидных лавовых вулканов Земли, а также при участии тектонических процессов (сбросов, горстов — согласно Зюссу и Принцу) при полном отрицании, в противоположность Вегенеру, метеоритных падений.

Роль газов на Луне та же, что и на Земле, но так как давление коры меньше в 6 раз, то в некоторый период проявление их взрывами на поверхность могло быть гораздо сильнее и создать массу соответствующих (маарам или кальдерам Штюбеля) образований — кольцевых гор, а не нормальных кратеров. Поднятие магмы при этом не следовало определенным трещинам. Возвышения же в середине лунных кальдер приписываются позднейшим проявлениям лунного вулканизма, сходным с вытягиванием иглы горы Пеле («белонитам»). Различие в цвете дна кальдер и лунных морей объясняется тем, что у первых оно покрыто светлыми рыхлыми продуктами извержения (взрыва),

а у вторых — темными застывшими лавами. Пликативные горы на Луне отсутствуют, как и самая зона сжатия ее коры. Светлые лучи, расходящиеся от лунных кальдер, — потоки жидких лав первого периода извержений, до возникновения рельефа, тогда как темные массы, располагающиеся в соответствии с рельефом и заполняющие впадины, суть образования лав позднейшего периода. Глубинные породы не проявляются на поверхности Луны, так как они должны образоваться на ней вообще глубже, чем на Земле, а вследствие отсутствия складчатости и денудации не испытывают затем подъема и не обнажаются. Угол поляризации поверхности Луны определен в $33°17' \pm 7'$, а у обсидиана $33°46'$, у витрофира $33°18'$, — величины весьма совпадающие, что доказывает сложение поверхности Луны этими эффузивными породами.

Исходя из всего изложенного, можно наметить три разных решения основной проблемы вулканизма:

1. Поднятие магмы — основная причина горообразования, орогенпи, — говорят все магмакратические теории.

2. Орогенез есть причина поднятия магмы, или вулканизм есть тектоника высокопластического материала (Клоос).

3. Орогенез и вулканизм — параллельные процессы, имеющие общие первопричины, частью лежащие быть может вне Земли.

К группе первой — теорий магмакратических — относятся *теории поднятия* Л. фон-Буха и теории Штюбеля, а в новейшее время гипотезы Ампферера и Швиннера (см. главу X).

Наиболее широко поставлены магмакратические вопросы Швиннером, причем он исходит преимущественно из идеи возникновения конвекционных токов в магмах наподобие атмосферных циклонов (нисходящих) и антициклонов (восходящих) и тесно связывает процессы вулканические с тектоническими. В этом же направлении работали В. Пенк, О. Баклунд и др.

Наоборот с точки зрения Вольфа контракционная теория объясняет наилучшим образом как горообразование, так и вулканизм. Вулканы проявляются обычно в тыловых частях складчатых зон (в зонах растяжения). Зоны сжатия обычно лишены вулканов. Вулканы, связанные вообще со складчатостью, можно называть типом тихоокеанским, и им преимущественно свойственны лавы андезитовые. Вулканы, располагающиеся на разломах и особенно на пересечении двух их систем или по краям грабенов, называются атлантическим типом, лавы которого тяжелее и менее способны к извержениям со взрывом.

В заключение попытаемся вывести основные положения о сущности вулканизма.

1. Вулканизм проявляется на поверхности Земли не беспорядочно, но подчиняясь известным линиям и областям (рис. 406).

2. Наиболее богатые вулканами области обрамляют Тихий океан.

3. Вулканическая деятельность и скопление вулканов приурочены к экваториальной зоне Земли и убывают к полюсам.

4. Связь большинства вулканов с морскими побережьями не прямая, а косвенная, обусловленная лишь частой связью побережий океанов (именно тихоокеанских) с главными поясами разломов и подвижности земной коры.

5. Наиболее активные вулканические проявления приурочены к главным орогеническим зонам и частью расположены непосредственно на трещинах, что иногда видно по линейному расположению вулканов.

6. Наряду с этим несомненно имеются и независимые от трещин вулканы, пробившие путем взрывов собственные каналы в литосфере.

7. Активность поднимающейся магмы зависит от тектонических давлений с одной стороны и заключенных в ней газов — с другой.

8. Газы и водяные пары в вулканических процессах — первичные, присущие самой магме, ювенильные.

9. Непосредственные движения земной поверхности, поднятия и опускания, а равно и внезапные сотрясения могут иметь причиной вулканические процессы, но являются лишь местными, не захватывающими больших

Фаза	Температура °С	Эффузии (примеры)	Экзалации
Постоянная деятельность Жерло открыто	1 300 — 1 150	Лава жидкая Кратеры: Гавайя Боковые извержения: Везувий Эксцентричные извержения: Этна	*Гавайский тип* Огненные озера и фонтаны лавы *Тип Стромболи* Ритмические выбросы лавы, полужидких бомб, газов
После долгого покоя Открытие жерла	1 150 — 1 050	Экструзии полутвердой лавы — купола набухания	*Пинатубский тип* Пароксизмы выхода сильно сжатых газов. Свечение облаков. Водяной пар и газы
		Вулканический тип Взрывы с восходящими облаками, выносящие пепел, лапилли, твердые бомбы	
Деятельность при закрытом жерле	1 050 — 850	Экструзии твердой лавы. Появление „игл" и т. п.	*Пелейский тип* Нисходящие облака, насыщенные твердым материалом разной величины
Фумароллы Хлорная фаза	1 000 — 650		Хлористые фумароллы H_2, N_2, CO, CH_4, HCl, CO_2, HF, H_2O, SO_2
Серная	650 — 200		*Кислые фумароллы* — все то же + SO_3, хлориды и флюориды, сульфаты, магнетит, железный блеск. Сернистая группа. As
Поствулканическая фаза	200 — 100		Сольфатары
	100 — 30		Гейзеры
Термальная фаза	100 до местной температуры		Термы

пространств и резко отличающимися от движений эпейрогенических, орогенических и сейсмических, рассмотрению которых посвящены главы VIII, IX и X.

§ 34. МЕТАМОРФИЗМ

Мы ознакомились с основными принципами и возможными причинами вулканизма, разновидностями и результатами движений Земли, как в виде создания изверженных горных пород, так и всевозможных нарушений земной коры, малых и больших, различными формами дислокаций и основной структурой *лика Земли*. Теми же процессами различные горные породы после своего первичного образования бесконечно и многообразно видоизменяются, *метаморфизуются*.

Все изверженные и осадочные породы возникли при определенных условиях давления и температуры. Если с течением времени меняются эти условия, то породы должны приспособиться к новым условиям. То же самое происходит, когда изменяются химические условия. Эти процессы глубокого изменения горных пород называются *метаморфизмом*. Если при происходящих процессах метаморфизма химические и структурные свойства пород изменяются постепенно, то полного разрушения тела породы не происходит.

Таблица 42

Изверженные и осадочные породы					
Причины					
внутренние	внешние				
Процессы	Диагенез	Увеличение температуры вследствие покрытия осадками	Давление вышележащих отложений	Давление при дислокациях	Вулканизм
Вид метаморфизма	Внутреннее превращение и окаменение (фоссилизация)	Метаморфизм опускания: Метаморфизм термальный (геотермический)	Метаморфизм опускания: Метаморфизм региональный давления (геобарический)	Метаморфизм дислокационный, кинетический	Метаморфизм контактовый
Продукты	Осадочные породы	Термометаморфические породы	Кристаллические сланцы. *Орто*-породы, если исходными являлись изверженные породы; *Пара*-породы, если исходными являлись осадочные породы		Контактовые породы

Понятие «метаморфизм» в собственном смысле этого слова нельзя ограничить строгими рамками. Так остаточные растворы, которые возникают при магматической дифференциации, могут проникнуть в уже застывшую породу и изменять ее, но мы не будем называть это метаморфизмом. Возможно также, что породы в интервале между застыванием и окончатель-

ным охлаждением претерпевают еще ряд превращений вследствие полиморфизма минералов (так называемый автометаморфизм изверженных пород). Аналогичное явление происходит с осадками, которые после своего отложения в виде тонкого ила позднее могут затвердеть и претерпеть другие изменения при процессе так называемого *диагенеза*. Превращения, вызываемые действием внешних сил на породы, мы называем *аллометаморфными*. Эти при некоторых условиях очень интенсивные превращения могут вызываться орогеническими и эпейрогеническими движениями земной коры. При этом могут изменяться или давление, или температура, или то и другое вместе. Давление может действовать или со всех сторон (гидростатическое), или по преимуществу в одном направлении (ориентированное давление). Не только структурные и текстурные свойства могут быть изменены этим способом, но одновременно могут протекать и химические превращения.

Образованные при высоком давлении и высокой температуре метаморфные горные породы могут снова попасть в условия низкого давления и низкой температуры (ретроградный метаморфизм, диафторез).

Очень часто метаморфизм горных пород вызывается их соприкосновением с поднимающейся магмой (контактный метаморфизм). Если в то же время из магмы будут выделяться газы и пары, то они могут интенсивно изменить горные породы как в минералогическом, так и в химическом отношении (инъекционный метаморфизм).

В таблице 42 дан обзор различных видов метаморфизма.

1. Контактовый метаморфизм (термометаморфизм)

Расплавленные массы изменяют структуру и даже состав тех пород, которые соприкасаются с ними. Изменение это не ограничивается только самым рубежом или контактом, но проникает на некоторое расстояние от него и называется *контактовым метаморфизмом*. Он делится на три вида: 1) каустический — простого обжига, 2) калорический — температурных изменений, 3) аддитивный — связанный с добавлением веществ.

Лавы, нагретые до высокой температуры, очевидно должны оказывать заметное влияние на все тела, приходящие с ними в соприкосновение. Расстояние, на котором сказывается это действие, разумеется обусловливается теплопроводностью пород; некоторые из них, приходя в соприкосновение с расплавленной массой, изменяются на значительном расстоянии, другие же — едва заметно и только в самом контакте или на месте соприкосновения.

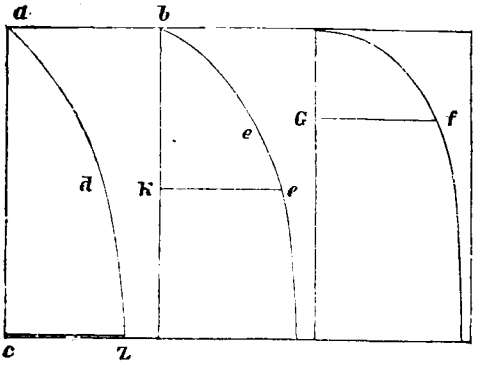


Рис. 411.

Известно, что металлы представляют лучший проводник тепла, нежели кристаллически-зернистые породы, а эти последние — лучшие проводники, нежели рыхлые или простые массы: например чугунная пластинка в 50 раз скорее проводит теплоту, нежели такой же величины глиняная пластинка. Если теплопроводность гранита обозначить 10, то теплопроводность гнейса, сланцев, песчаников, известняков и лавы будет от 5 до 7, а рыхлых пород туфов — от 2 до 4, дерева же — от 1 до 2. Если изобразить степень нагревания различных тел при одинаковых условиях графически, то получим кривые (рис. 411), из которых *d* соответствует нагреванию металлов, *e* — кристаллических пород и *f* — пористых пород. Чем хуже проводник, тем

ближе к поверхности нагревания *ab* лежит граница распространения температуры, выражаемая горизонтальными линиями *cz*, *kc* и *Gf*. Воздух, как и вода, — плохие проводники тепла, и если в них не образуется токов, происходящих от поднятия нагретых частиц и замещения их холодными, то в их среде охлаждение расплавленных масс происходит медленно. Расплавленные массы охлаждаются неодинаково быстро: основные лавы быстрее кислых, плотные кристаллические быстрее пористых лав.

В каждом потоке верхняя поверхность охлаждается быстрее, потому что, соприкасаясь непосредственно с воздухом или водою и выделяя теплоту, возбуждает циркуляцию, тогда как охлаждение нижней поверхности, соприкасающейся с твердыми породами, такой циркуляции не возбуждает, и потому она охлаждается медленно: в то время как на верхней образуется твердая кора, нижняя еще горяча и пластична, как это показывают вышеприведенные наблюдения. Охлаждение еще более замедляется, если поток

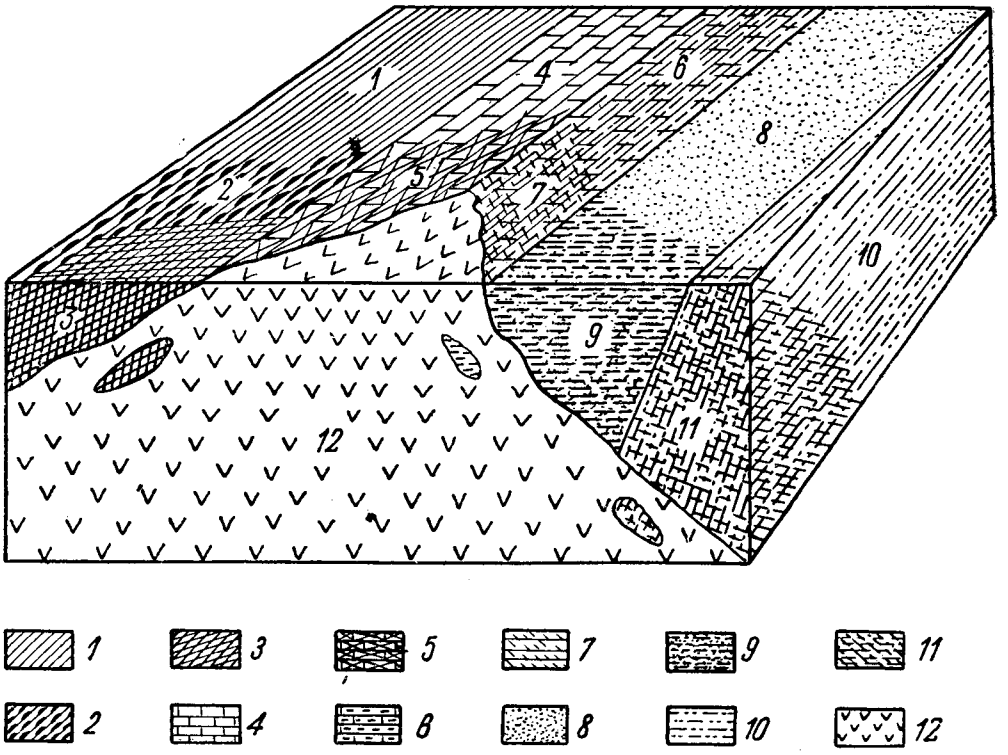


Рис. 412. Схема изменений различных осадочных пород в контакте с гранитом.

1—извеотково-туфовый сланец; *2*—гранатовая порода; *3*—залежь магнетита; *4*—известняк; *5*—мрамор; *6*—мергель; *7*—хлорито-эпидотовый сланец; *8*—глинистый сланец; *9*—андалузвтовый сланец; *10*—песчаник; *11*—кварцит; *12*—гранит.

прикрыт какими-нибудь рыхлыми продуктами. В жилах, как и в потоках, процесс охлаждения видоизменяется в зависимости от трещиноватости окружающих пород, от характера циркуляции подземных вод и от сложения пород. В силу сказанного Рейер различал следующие случаи:

1. Когда поток лавы располагается на ровной сухой почве, то лежачий бок его или нижняя поверхность, не возбуждая циркуляции, охлаждается весьма медленно и производит только ничтожное изменение или слабый метаморфоз в подстилающих породах.

2. При расположении потока на наклонной почве при благоприятных условиях (пористость, трещиноватость, влажные плоскости напластования

и пр.) происходит циркуляция и в нижней поверхности, а значит — более сильный метаморфоз.

3. Наиболее интенсивный метаморфоз свойствен висячему боку расплавленной массы.

Лавы, охлаждаясь быстрее при соприкосновении с холодными породами, с одной стороны, сами затвердевают в виде плотной и стекловидной массы в контакте, а с другой — остекловывают или сплавляют прилегающие к ним части пород. Так туфы и рыхлые кремнеземистые осадки в контакте затвердевают, уплотняются и даже сплавляются или ошлаковываются; например андезитовые туфы Пендиза в вулканах Падуа в контакте с небольшими андезитовыми жилами, по крайней мере до 1 *м* ширины, превратились в черную плотную брекчию, которая, местами у самых жил, имеет смоляной блеск и раковистый излом. Трахитовый туф в контакте с жилами риолита превратился в белую фарфороподобную массу на несколько дециметров шириною. Осадочные породы значительно уплотнены как в контакте основных, так и кислых лав. По словам Рейера, изменения эти в жилах Падуа очень неравномерны: в то время как одни жилы производят широкий пояс остеклования в контакте, другие не оказывают почти никакого влияния или едва заметное. Разница эта, по его мнению, вероятно зависит от различия температуры и продолжительности действия. Осадочные породы в контактах с вулканическими претерпевают почти те же изменения, как и от каменноугольных пожаров, т. е. песчаники и глины более или менее ошлаковываются, становятся тверже, иногда получают красный цвет наподобие обожженного кирпича, иногда превращаются в фарфоровую яшму или стекловатую массу; известняки превращаются в яснокристаллический мрамор (рис. 413). Например в контактах базальтовых жил при Эшвеге песчаники остеклованы, а при Эйсенахе кроме того ошлакованы и разбиты столбчатою отдельностью; филлиты Каммербюля при Эгере сделались красного цвета со шлаковидной корой; ретические сланцы и глины области Рена и Патерсберга у Кульмбаха превратились в фарфоровую яшму; юрские известняки у Штрейтберга — в кристаллические мраморы; каменный уголь Острау — в кокс, а вблизи базальтов Габихтсвальда, у Касселя, бурый уголь с 30% золы превратился в блестящий каменный уголь с 4—6% золы. Подобные же изменения наблюдаются в областях каменноугольных пожаров в Кульдже, где между прочим мелкозернистый песчаник превратился в стекловатую породу с игольчатыми, порфировидно выделяющимися кристаллами полевого шпата, местами скопляющимися в радиально-лучистые пучки; землистый мел на берегах Антрима в Ирландии превратился в мрамор; даже в гранитах замечаются изменения в контактах с базальтами: например ортоклаз гранитов сплавился



Рис. 413. Контактовая зона мраморов (нижняя светлая часть обнажения) и сланцев (верхняя темная над диоритовым батолитом). У подножия конус осыпи темных сланцев. Долина Гезарт. Алайский хребет. Фот. Д. Мушкетова.

в контактах Пюи-де-Дом, Вейтсберга у Карлсбада и пр. Подобные же изменения пород наблюдаются в контактах не только современных базальтовых лав, но также в жилах более древних трахитов, фонолитов, андезитов, липаритов и даже мелафиров и диабазов. Жилы мелафира в Рейнпфальце, прорезывая каменноугольные сланцы, превращают их в фарфоровую яшму на несколько дециметров в ширину; мелафир Ротгелля при Сен-Ингберте остекловывает песчаник, образует фарфоровую яшму из сланцев, также антрацит из каменного угля. Те же явления наблюдаются вблизи диабазовых жил Фихтельгебирге. В долине Ассы на Кавказе глинистые сланцы в контакте с диабазами и порфиритами превратились в особую плотную породу, названную *основным роговиком*, который представляет как бы результат сплавления диабаза со сланцем; там же песчаники местами превратились в адинол. Только что приведенные явления оплавления, обжига и т. и. обязаны преимущественно непосредственному действию высокой температуры извергающихся расплавленных масс и присущи породам эффузивным; они выделяются в процессы метаморфизма *каустического* (Кайзер) в противоположность термальному или *гидротермальному*, производимому породами глубинными. Основное различие обоих процессов заключается в различном содержании газов и паров в магме в обоих случаях. Оно весьма мало благодаря слабому внешнему давлению в магме, изливающейся на поверхность, и велико на глубине, где поэтому и воздействие горячих газов и растворов, проникающих под большим давлением в окружающие породы, несравненно сильнее и сопровождается новообразованием особых контактовых минералов. Эти явления называются *метасоматическими* и *пневматолитическими*.

Способность растворять твердые тела присуща не только жидкостям, но и газам, иногда даже в большой степени. Главная роль в пневматолитических превращениях принадлежит наряду с водой фтористым соединениям Si и Fe, затем B_2O_3, Cl и другим газам, названным французскими петрографами *минерализаторами;* при этом вновь образуются преимущественно топаз, плавиковый шпат, турмалин, апатит, аксинит и др. Характерными примерами пневматолитического метаморфизма представляются оловянные месторождения, везде приуроченные к контактам гранитов, месторождения железного блеска на о-ве Эльбе, пластообразных залежей магнетита горы Высокой в Тагильском округе Урала. Этим же путем происходит образование пегматитов или пегматитизация краевых частей больших гранитных массивов (реже сиенитов и габбро). Для пегматитов характерны резкая изменчивость, большие размеры зерен и присутствие обычно редких F и B содержащих минералов (турмалина, топаза, флюорита), состоящих из легчайших элементов. Все это и другие признаки указывают на то, что пегматиты являются последними членами в процессе застывания массива и обязаны своим происхождением газам. Пневматолизом же образуются различные минеральные друзы; друзы цеолитов (в базальтах и фонолитах), образующихся при низких температурах (300°), указывают на заключительную фазу процесса.

Еще Наумап указывал, что основная магма особенно богата минералами, причем, по мнению Добрэ, характер минералов зависит также от состава магмы; например цеолиты почти всегда находятся в контактах основной магмы, тогда как калиевая слюда, ставролит, хиастолит и пр. свойственны контактам кислой магмы. Чермак нашел в Предаццо, что минералы, содержащие силикат глинозема, находятся вблизи сиенита и диорита, а содержащие силикат кальция и магния, но свободные от глинозема — вблизи диабазов. Кроме состава магмы контактовые минералы зависят также от свойства пород, которые прорезываются жилами. Так в сланцах чаще других проявляются: кварц, ортоклаз, роговая обманка, слюда, турмалин и гнезда редких силикатов; например в сланцах Клаузена в Тироле вблизи диоритовых выходов выделяются: турмалин, плеонаст, андалузит, гранат, корунд, циркон, рутил, шпинель, тогда как в известняках находятся преимущественно известковые минералы: гранат, везувиан, волластонит, геленит, эпидот. Такие же оттенки в ассоциации контактовых минералов наблюдаются в наших, замечательных богатством и разнообразием минеральных копях Кусинской дачи, в южном Урале (Ахматовская, Шишимская, Николае-Максимилиановская, Парасковье-Евгениевская, Еремеевская и др.), где

в контактах диоритовых, диабазовых и протеробазовых жил в сланцах и известняках находятся многочисленные и редкие минералы (перовскит, шпинель, магнитный и бурый железняк, пирит, гидраргиллит, фельднерит, веннеа, эпидот, сфен, якировик, хлорит, ксантофиллит, апатит, везувиан, циркон, диопсид, баграгионит, клинохлор, валуевит, известковый шпат, горный хрусталь и пр.). Не менее интересны контактовые явления в олонецких диабазах и повенецких диоритах у нас на севере.

В контактах гранитов наблюдаются различные изменения как их самих — *эндогенный метаморфизм*, так и прилегающих пород — *экзогенный метаморфизм*. Сами граниты в контактах получают плотное или мелкозернистое, или даже порфировое сложение. Известняки вблизи гранита иногда превращены на некотором расстоянии в роговики или мраморы, причем образуются различные известь-содержащие силикаты (волластонит, везувиан, гранат), а также шпинель, слюда и др., пронизывающие мрамор красивыми кристаллами. Сланцы претерпевают весьма сложные изменения, характеризующиеся образованием слюдяных, хиастолитовых, андалузитовых и даже гнейсовидных сланцев. Таким путем возникают различные узловатые и пятнистые сланцы, носящие названия — Fleck-, Frucht- или Knotenschiefer.

Метаморфизм вблизи гранитов не ограничивается узкой полосой, а распространяется иногда на 2 и на 3 *км* от гранита. В массиве Адамелло, у Нредаццо, известняки местами на целый километр превращены в мраморы выходами сиенита и содержат много контактовых минералов (гранат, эпидот, турмалин, слюда, кварц, фассаит, роговая обманка, ортоклаз, везувиан и пр.). Но особенно интересна метаморфизация осадочных пород вблизи гранитов Осло в Норвегии, где силурийские известняки превращены в мраморы, известковистые глинистые сланцы — в роговиковые и слюдяные сланцы со включениями везувиана, скаполита, граната и эпидота, а местами — в гнейсовидные сланцы; черные глинистые сланцы превратились в хиастолитовые, кварцовые в графитовые. При всех этих изменениях иногда не наблюдается никаких признаков плавления, а также следов изменения гранита в контакте, хотя в других случаях изменяется и самый гранит. Лакруа описывает, что в контакте с гранитом Haut Ariège, с одной стороны, палеозойские сланцы переходят в филлит, а известняки — в мрамор с гранатом, везувианом и др., а с другой — гранит вблизи известняков обогащается плагиоклазом, роговой обманкой и переходит в тоналит, а местами даже в амфиболит. Наибольшая ширина контактового метаморфического пояса наблюдалась Барруа в Бретани в контакте силурийских сланцев с гранитами, имевшем до 4 *км* ширины. То же приводит Ю. Рот из Саксонии. Влияние метаморфизма обнаруживается на значительном расстоянии от контакта, не менее 2,5 *км*, но интенсивность его увеличивается с приближением к контакту.

Подобные же явления доказаны во многих других местах, например на Гарце, у гранитной массы Брокена, в Андреасберге, где обыкновенно граувакки превращены вблизи гранита в роговики, на Кавказе в долине Баксана, во многих местах Урала, Тянь-шаня (Зеравшан, Каракол, Кебин и др.), в Сибири, в Альбани, в Северной Америке. В Вогезах эти изменения с особою тщательностью изучены Розенбушем, который показал, что метаморфизация обнаруживается на расстоянии 1 200 *м* превращением пестрых песчаников в пятнистые или узловатые сланцы, которые с приближением к граниту переходят в слюдяные сланцы, а затем теряют сланцеватость и заменяются роговиками и андалузитовыми сланцами (см. рис. 412).

2. Дислокационный, или кинетический, метаморфизм

Дислокация не только изменяет нормальное залегание пород, но также внутреннюю структуру и состав их, т. е. тоже обусловливает метаморфизацию их. Такой вид метаморфизации, зависящий от механических процессов, называли дипамометаморфизмом.

Более удачным представляется однако старый термин *дислокационный метаморфизм*, или кинетический. Этот вид метаморфизма, в отличие от других (контактового и регионального), встречается исключительно у пород, испытавших сильные механические воздействия (сжатие, вытягивание, раздробление и т. п.). при тектонических процессах, связанных с движениями земной коры. Вместе с тем и обратно, о характере этих процессов и условиях их действия можно до известной степени судить по результатам дислокационного метаморфизма.

За главный фактор дислокационного метаморфизма (Гейм, Ван-Хайз, Кайзер) принимается громадное тангенциальное давление в земной коре и

кроме него нагрузка верхних ее слоев, высокая температура и циркулирующие в земной коре водные растворы — минерализаторы. В некоторых случаях метаморфизм выражается лишь в изменении текстуры породы, в других же — кроме того и в молекулярных изменениях, вызывающих перемену минералогического состава ее. Оба вида дислокационного метаморфизма настолько тесно связаны между собой, что обычно можно говорить лишь о преобладании одного из них, не создавая резкой границы между ними. Как общее правило (на примере Альп) Гейм указывает, что текстурная метаморфизация преобладает в сдавленных крыльях складок как больших, так и малых, другой же вид — в ядрах перегибов их, седлах и мульдах. Гейм, в противоположность многим другим, настойчиво подчеркивает, что *под дислокационным метаморфизмом необходимо понимать все изменения — формы* (отдельности и пр.), *текстуры, структуры и состава, которые породы претерпели под влиянием дислокации.* Это подтверждается и зональным расположением дислокационной метаморфизации в складчатых хребтах, где

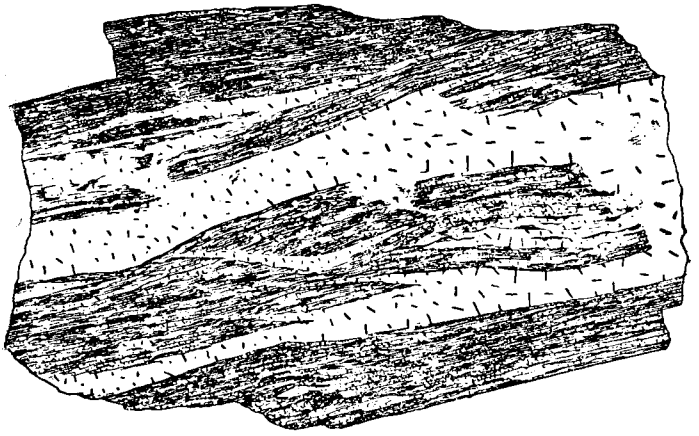


Рис. 414. Внутренние нарушения горной породы дислокационным метаморфизмом.

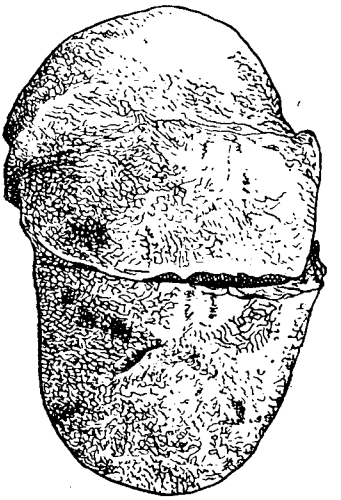


Рис. 415. Скалывание валуна (в конгломерате) тектоническим давлением.

зоны сильнейшей метаморфизации соответствуют и зонам сильнейшей складчатости и смятия.[1]

Дислокационный метаморфизм, в отличие от регионального *статического,* обязанного преимущественно давлению от нагрузки пород, оказавшихся на большой глубине, может быть еще назван *кинетическим*, вызванным давлением в силу движения горных масс при их тектонических перемещениях.

В зависимости от петрографического состава горной породы, величины и длительности испытанного ею давления и возможности для нее бокового перемещения, дислокационная метаморфизация проявляется или в раздроблении породы (рис. 414 и 415), или в смятии, без видимых разрывов, т. е. *пластически.* Резкой границы между обеими формами проявления метаморфизации провести нельзя; зависят они главным образом от глубины залегания пород. На основании опытов со льдом, металлами, каменной солью,

[1] На глубине 120 *км*, т. е. на изостатической поверхности, давление принимается в 28 000 *ат*, а температура в 900°; горизонтальное давление в верхних частях литосферы считают превосходящим в 1 700 раз сопротивление гранита, почему многие даже отрицают происхождение складчатости тангенциальным давлением и контракцией вообще.

кальцитом, гипсом, апатитом, слюдой, диопсидом и другими минералами (Треска, Шпринга, Кика, Ринне, Адамса, Таммана, Кинга и др.) способность к пластической деформации их установлена определенно, причем она не зависит от предыдущего расплавления и возрастает пропорционально увеличению давления, температуры и времени. Таким образом теория Гейма, много лет подвергавшаяся критике, получает все более признание. При переходе в пластичное состояние в породах легко могут происходить молекулярные перегруппировки и химические новообразования, ведущие к полному изменению минералогического состава.

Этот процесс *кристаллобластического* изменения пород объясняет (по Бекке и Грубенману) происхождение кристаллических сланцев.

В заключение приводим сравнительную таблицу Гейма результатов контактового и дислокационного метаморфизма пород в сокращенном виде (таблица 43).

Таблица 43

Контактовый метаморфизм (К. М.)	Дислокационный метаморфизм (Д. М.)
По текстуре	
Разрыхление	*Уплотнение*
Сланцеватые и вытянутые текстуры превращаются в массивные	Массивные текстуры превращаются в вытянутые, сланцеватые и пр. Кристаллобласты в сланцах
По структуре	
Обломочные и плотные превращаются в кристаллические, стекловатые (оплавление) и роговиковые	Кристаллические переходят в катакластические (раздробленные); отсутствует закономерная последовательность в выделении минералов Образование двойников плагиоклаза, микроклина, авгита, дистена, кальцита
По минерализации	
Часто с прибавлением элементов	Без прибавления новых веществ (иногда лишь воды)
При непосредственном простом К. М.: везувиан, волластонит, диопсид, гроесуляр, скаполит, андалузит, тридимит, ортит, корднерит, эпидот *При пневматолизе*: турмалин, плеонаст, флогопит, лепидолит, магнетит, гематит, шпинель, флюорит	Серицит, парагонит, хлорит, стеатит, отрелит, дистен, рутил, цоизит, ставролит, биотит, оливин, спессартин, глаукофан На большой глубине: турмалин, ортит, волластонит

Дислокационный метаморфизм подмечен уже давно (в 40-х годах), но ближайшее изучение его началось только лет 50 тому назад (с 80-х годов) вместе с развитием учения о дислокации и экспериментальными исследованиями. В настоящее время ему придают весьма важное значение, главным образом потому, что он бросает яркий свет в темную область вопроса о происхождении метаморфических сланцев, который, как выше упомянуто, до сих пор еще не разрешен с желаемою определенностью.

Влияние дислокационного метаморфизма выражается главным образом в изменении структуры или сложения пород и только отчасти — состава их. Под влиянием давления породы сплющиваются, вытягиваются или раздробляются, пронизываясь многочисленными трещинами, которые обусловливают вторичную или ложную сланцеватость пород или так называемый *кливаж* (clivage). Сланцеватость эта отличается от истинной тем, что всегда направляется под углом к плоскостям напластования, а не параллельно к ним, как истинная. Она имеет весьма важное значение уже потому, что определяет собою направление давления при дислокации, по отношению к которому она всегда располагается перпендикулярно. В сильно нарушенных породах она настолько развивается, что маскирует истинное напластование. Происхождение этой сланцеватости или кливажа выяснено не только непосредственными наблюдениями, но и многочисленными экспериментами с пластическими веществами, каковы: глина, воск, смола и др., которые под влиянием давления получают сланцеватость, подобную естественному кливажу. Добрэ, подвергая боковому давлению глину и свинец, получил не только пластинчатое или листовое складчатое сложение, но даже веерообразную сланцеватость.

Известно также, что железо от сильной прокатки или от ударов парового молота приобретает сланцеватое сложение; пушечное ядро при ударе в броню производит в ней сланцеватое сложение; взрыв при извержениях обусловливает появление пластинчатости в соседних породах. Кельгау получил пластинчатость в каменной соли простым ударом; наконец по опытам Жаннета даже порошкообразные вещества, например песок, под влиянием давления получают некоторую сланцеватость.



Рис. 416. Кливаж размятия.

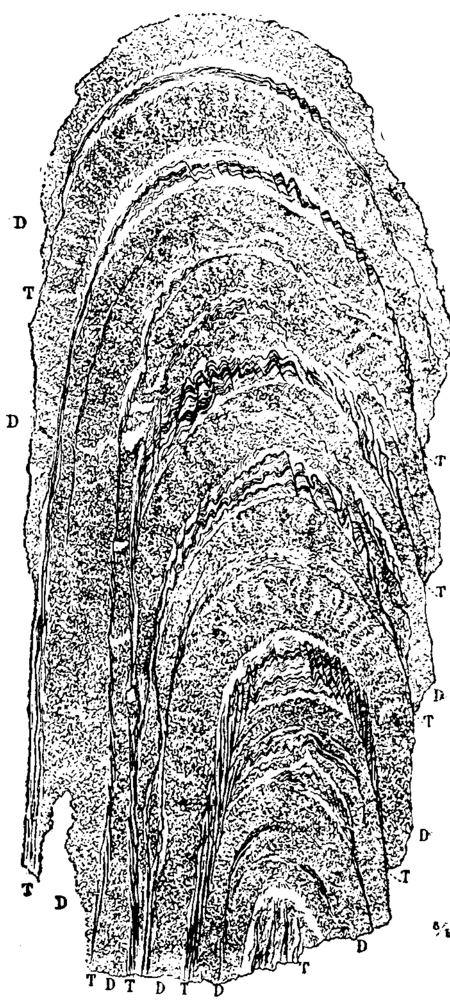


Рис. 417. Кливаж от микросдвигов.

D—плотный желтый доломит; *T*—зеленый глинистый сланец.

Все эти опыты до некоторой степени разъясняют происхождение естественного кливажа, который в природе проявляется гораздо разнообразнее и в большем масштабе, нежели при искусственных опытах. Гейм, сопоставляя все роды кливажа, приходит к заключению, что кливаж представляет непременное слѣдствие нарушения пород под влиянием давления и что он происходит не только от образования трещин и некоторого скольжения по

ним, но также от сплющивания и перемещения всех пластинчатых и шестоватых неделимых составных частей или включений в породах.

Под влиянием давления пласты утрачивают свою правильность и заметно перемещаются по образовавшимся трещинам в направлении давления (рис. 416), причем в каждом пласте обнаруживается кливаж в направлении, нормальном к давлению. В плотных породах, каковы известняки, доломиты и пр., следствием этого получается скорлуповатое пли плойчатое сложение, например в доломитах Кусинского завода, где плойчатое сложение различно объяснялось, пока не было изучено в связи с динамометаморфическими процессами. Нередко по трещинам происходят мелкие сдвиги, открываемые только микроскопом, которые и обусловливают кливаж; само собой разумеется, что отчетливость такого кливажа находится в зависимости от степени пластичности породы. В одной и той же свите перемежающихся пластов различного характера кливаж проявится сильнее в более пластических породах, например при перемежаемости сланцев с доломитами в первых больше, нежели во вторых, как видно на препарате (рис. 417), где кливаж обусловлен микросдвигами. Такого рода кливаж, происходящий от трещиноватости и микросдвигов или, все равно, от размятия пород, Гейм называет *кливажем размятия* (Ausweichungsklivage).

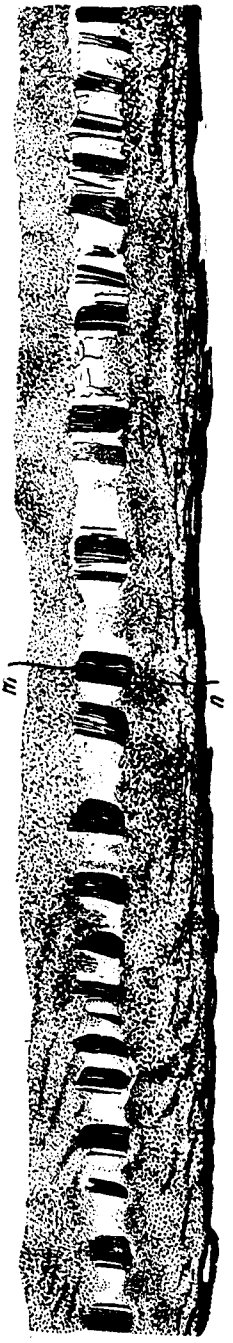


Рис. 418. Белемнит, разорванный на куски, сцементированные углекислым кальцием.

Другой род кливажа называется *микрокливажем* и обусловливается сжатием частиц породы в элементы пластинчатой или шестоватой формы в направлении размятия, которое большею частью нормально к направлению давления. Доказательством такого размятия служит не только сложение породы, но и сплющивание различных посторонних включений, например аммонитов в лейясовых сланцах Альп и пр. Нередко впрочем окаменелости или вообще какие-либо наиболее устойчивые включения, представляющие большее сопротивление сдавливанию, чем сама порода, окружаются сдавленными частицами последней и обусловливают сложение, напоминающее флюидальное сложение вулканических пород. Это наблюдается также в поперечных разрезах окаменелостей, например белемнитов из юрских известняков и сланцев Альп (рис. 418), также вокруг кварцевых зерен и кристаллов полевого шпата в гнейсах и гранулитах. Иногда включения не только сплющиваются, но и разрываются на отдельные части, цементирующиеся впоследствии каким-либо веществом: например куски белемнитов, сцементированные углекислым кальцием. При таком раздроблении включений сама порода не обнаруживает никаких следов разрыва даже в тех случаях, когда раздробление сопровождается скручиванием. Раздробленные части иногда претерпевают перемещение или сдвиги, что наблюдается как на отдельных кристаллах (см. ниже), так и на окаменелостях: аммонитах, белемнитах, фораминиферах и т. д. Иногда при этом получается полное распыление породы.

Кроме трещиноватости и сплющивания, т. е. кливажа размятия и микрокливажа, бывает еще третий род кливажа, происходящий вследствие того, что пластинчатые и шестоватые элементы, находящиеся в породе, под влиянием давления располагаются параллельно между собою и нормально к давлению, не претерпевая при этом никакого сплющивания. Это наиболее простой случай кливажа, который легко воспроизвести искусственно, а именно, если мягкую глину смешать с листочками слюды, железного блеска и т. п. и подвергать давлению, то все эти листочки расположатся более или менее параллельно между собою и обусловят кливаж. Этот кливаж можно назвать *нормальным*, потому что он располагается параллельно плоскостям напластования и следовательно может совпадать с истинною сланцеватостью (рис. 419).

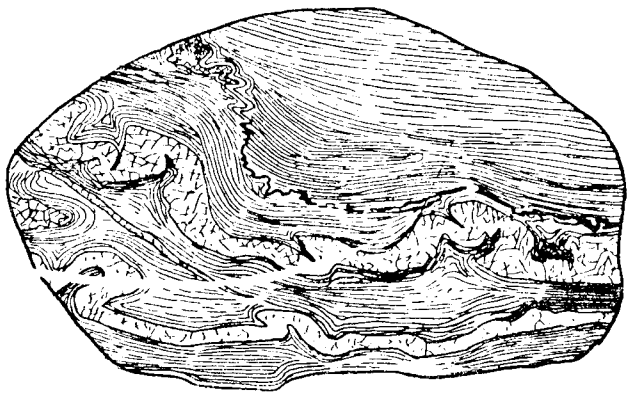


Рис. 419. Разрушение и рассланцевание (вторичное) сланца, инъицированного гранитом. $^1/_2$ нат. велич. Рис. Клооса. Ср. с рис. 377.

Сложение или структура пород, обусловленная динамометаморфизмом, называется *катакластической*. Для многих не только осадочных, но и вулканических пород катакластическая структура очень характерна и всегда свидетельствует об интенсивности механической метаморфизации (рис. 420 и 421).

Еще в сороковых годах Мурчисон указывал, что петрографический характер одновременных отложений Урала и Европейской России резко различается вследствие метаморфизации уральских осадков дислокациями, которые в Европейской России проявляются весьма слабо: в некоторых местах Урала каменный уголь превращается в графитистый, известняки — в мраморовидные, а некоторые песчаники — в графитовые сланцы, например по р. Багаряк, у деревни Баевки. Такую же разницу нашел Роджерс при сравнении одних и тех же палеозойских отложений Аппалачских гор и равнины Миссисипи, где с прекращением Аппалачских складок уменьшается и даже исчезает метаморфизация палеозойских осадков, а вместе с тем изменяется качество некоторых полезных ископаемых: например каменный уголь в области интенсивной складчатости проявляется в виде антрацита.



Рис. 420. Раздавленное дислокационным давлением зерно кварца (белое) облекло порфировую гальку (конгломерата Веррукано). Увелич. в 25 раз.

Весьма вероятно, что разница углей восточной и западной частей Донецкого бассейна, кроме различия в качестве растительного материала, из которого образовались эти угли, обусловливается также разною степенью метаморфизации.

Гюмбель проследил подобное же явление на мезозойских породах Баварии, которые с приближением к Альпам, т. е. к области интенсивной складчатости, подвергаются значительной метаморфизации. Некоторые из этих явлений прежде объясняли влиянием контакта с вулканическими породами. Но Бальцер еще в семидесятых годах XIX века, а в особенности после исследования Бернского Оберланда, доказал, что изменение пород в высоких горах обусловливается исключительно дислокационным метаморфизмом. Влияние его хотя отражается даже на гнейсах, но особенно на юрских известняках, которые в контактовом поясе превращены в зернисто-кристаллический мрамор, и в каждом данном месте тем сильнее, чем интенсивнее дислокация, доказательством чего служит развитие мрамора в местах наибольшего перегиба складок, в сжатых частях крыльев, в сплющенных и пережатых складках и пр. Бальцер указывает на две свиты мраморов, из которых одна представляет постепенный переход от брекчиевидных известняков к пестрым мраморам, а другая — от обыкновенных известняковых сланцев к пестрому сланцеватому мрамору; переходы эти находятся в тесном соотношении с усилением дислокации.

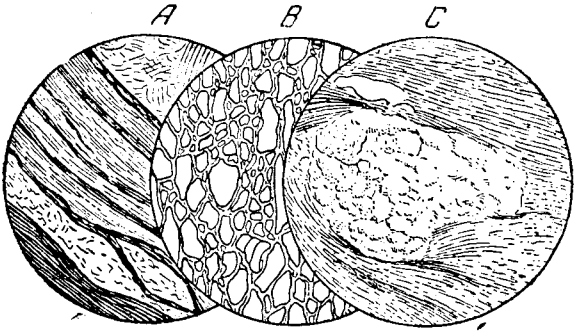


Рис. 421. Катакластические текстуры в результате дислокационного метаморфизма, испытанного по Харкеру:

A—известняком, *B*—песчаником, *C*—кварцевым порфиром (по середине—„глаз" неизмененной породы). Во всех случаях видно параллельное расположение зерен, возникшее вследствие давления.

Гейм, подтверждая наблюдение Бальцера, прибавил еще новые факты в пользу выводов Бальцера о влиянии динамометаморфизма. Между прочим он указывает не только на превращение известняков различного возраста в мрамор, но также различных окаменелостей и особенно кораллов, например в среднем крыле двойной складки (близ Alp. Ranasca, Ruscheln, Magiens, Sagoin etc.), которая залегает вдали от каких-либо кристаллических пород, причем мрамор получается одинаково как из юрских, так и из меловых известняков, а на северном склоне цепей Кларинден и Шеергорна — из нуммулитовых известняков. Мраморизирование известняков в группе Тёдп-Виндгеллен, по наблюдениям Гейма, нигде не увеличивается с приближением к центральному массиву, как бы следовало, если бы имел место контактовый метаморфизм, а распределяется совершенно неправильно, но только в строгой зависимости от интенсивности давления или складчатой дислокации; например в Гриесштоке, отстоящем от центрального массива в 5 *км*, мраморизирование гораздо сильнее, нежели в Гюфпэльтли, в Бригельгёрнере между пиками Ирлаун и Нором, отстоящими всего только на 100 *м* или даже залегающими в контакте с массивными силикатовыми породами; те же отношения наблюдаются в тоннеле Сен-Готарда. В Тянь-шане каменноугольные известняки превращены в мрамор почти во всех тех местах, где развита сильная складчатость, например в долине Каскелена, на северном склоне Заилийского Алатау, в долине Чаткала, Терсы, на Ангрене в Алайском хребте и во многих других местах, в различных и значительных расстояниях (от 1 до 15 *км*) от выходов массивных силикатовых пород.

Леман заметил, что под влиянием динамометаморфизма известняки получают более крупнокристаллическое сложение, что подтверждается и опытами Шпринта.

А. П. Карпинский указывал, что при метаморфизации каменноугольных отложений Урала известняки принимают мраморовидную структуру, а заключающееся в них углистое вещество превращается в графит; при этом иногда выделяются кристаллы граната, биотита и кварца, и тогда порода переходит в известково-елюдяной сланец, в котором сохраняются остатки криноидей. В песчаниках появляется роговая обманка и иногда в таком изобилии, что они приобретают диоритообразную внешность, тем более что содержат осколки ортоклаза и плагиоклаза. Углистые глины превращаются в графитовые сланцы с выделением слюды. Уголь переходит в своеобразный антрацит, содержащий от 0,38 до 0,43% водорода и небольшое количество графита.

Много в высшей степени интересных фактов о проявлении динамометаморфизма не только в кристаллических сланцах, но и в массивных породах, сообщается в работах Рейша, Лоссена, Ротплетца, Черульфа, Штапфа, Боннея, Лемана, Шустера, Ван-Хайза,

Грубенмана, Гейма, Мильха и мн. др., доказывающих интересное и сложное проявление динамометаморфизма, особенно в массивных породах, которые, подобно осадочным, не только обнаруживают пластическую деформацию, но даже изменяют некоторые из своих составных частей. Бальцер и Гейм указывали уже, что сланцеватость альпийского гнейса простирается согласно со сланцеватостью пород, а Шустер нашел ближайшую связь динамометаморфизма с химическим изменением пород; то же подтверждает Ирвинг.

С точки зрения кинетической в каждой складчатой системе можно различать: а) участки, укороченные в направлении движения; б) участки, растянутые в направлении движения. Вместе с тем оба эти процесса могут

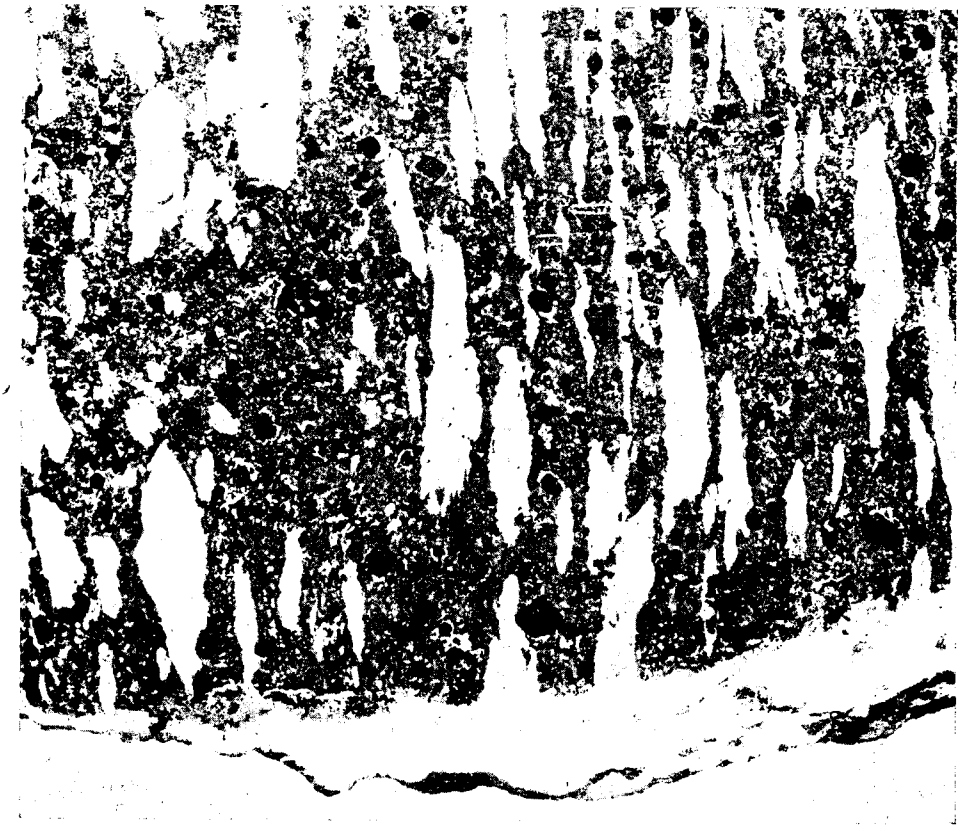


Рис. 422. Бороланит кристаллический. Порода, метаморфизованная давлением большого надвига Мойн в Шотландии (послекембрийской орогенией), по фот. Е. Бэйли.

происходить при поглощении более подвижными породами менее подвижных элементов (пластов), и наоборот.

В первом случае характер деформированного пространства определяет более подвижные элементы. При комбинации этого условия с участками растяжения (б) возникает особый вид метаморфизма песчаников — *будинаж*. При нем пласты разбиваются на линзовидные вытянутые цилиндры, разделенные перпендикулярными чечевицеобразными жилками кварца на сравнительно равных расстояниях. Поверхность же слоев при этом становится волнистой. Эти явления весьма распространены в сильно метаморфизованных толщах Скандинавии, Финляндии и Альп и важны как показатель растяжений, тех частных движений данного участка, по которым при накоплении данных можно вывести общее. Особенно это важно для масс, деформирован-

	Характерные признаки	Богатые глиноземом	Промежуточные	Богатые щелочными землями	Богатые щелочами (редко)	Мономинеральные породы
Группа филлитов и хлоритовых сланцев	Сланцевато-кристаллические породы с тонкочешуйчатой структурой. Характерны серицит и хлорит (т. е. алюмосиликат магнезии и железа), эпидот; из полевых шпатов только альбит	Филлиты: серицитовый, кордиеритовый, хиастолитовый Альбитовые филлиты	Филлиты и альбитовые филлиты с эпидотом и пеннитом, также хлоритом	Хлоритовые сланцы Слюдяные сланцы с карбонатами Змеевиковые сланцы Тальковые сланцы		Кварциты, мраморы, железные сланцы (магнетитовые в нижней зоне и гематитовые в средней и верхней). Наждаки
Группа слюдяных и актинолитовых сланцев	Сланцевато-кристаллические породы. Пластинчато-кристаллическая структура. Характерный алюмосиликат — мусковит. Вместо хлорита (алюмосиликата) характерным является актинолит (простой силикат). Обычен эпидот наряду с плагиоклазом в более богатых известью породах	Слюдяные сланцы: мусковитовый, двуслюдинсй, ставролитовый, андалузитовый, гранатовый Полевошпатовые слюдяные сланцы	Некоторые плагиоклазовые гнейсы с эпидотом, актинолитом Некоторые роговообманковые сланцы	Актинолитовые и роговообманковые сланцы и некоторые амфиболиты Антофиллитовые сланцы Нефритовые породы Эпидозиты	Глаукофановые сланцы	
Группа гнейсов и амфиболитов	Слоисто-кристаллические породы со структурой, переходящей в зернистую. Существенной составной частью являются полевые шпаты и др. минералы, тождественные с теми, что в изверженных породах	Гнейсы: диуслюдяной, биотитовый, кордиеритовый, гранатовый Гранулиты и лептиты	Диоритовые (плагиоклазовые) гнейсы Рогообманковые гнейсы	Эклогиты и амфиболиты Гранатовые породы Некоторые нироксеновые породы (пироксеново-скаполитовые и др.)	Хлоромеланитовые и жадеитовые породы	

ных до и во время их гранитизации и утративших благодаря ей всякие следы первичных структур. В таких случаях остатки «будинированных» пород надолго еще служат довольно устойчивыми свидетелями происшедших деформаций, помогая связывать генезис таких гранитизированных районов с негранитизированными. Это лишь один из примеров того нового важного метода анализа мельчайших движений, зафиксированных в земной коре (микротектоники), синтезируя которые только и можно построить истинную кинематику складчатых цепей. Этот метод можно было бы назвать *кинетическим анализом*. Благодарным объектом для него являются например породы *мигматиты* (подробно изученные в Финляндии), как особо отчетливо несущие в себе следы сложной минералогической и кинетической эволюции (рис. 271). По данным кинетического анализа (весьма недавно его начали применять в США, но особенно в Швейцарии Зандер и Вегман) можно исправить обычные понятия складчатости, создав новую *кинетическую терминологию* ее.

Первые попытки (Зандер) уже намечают возможность покончить с теми неясностями и спорами, которые накопились за последние два десятилетия вокруг вопроса о генезисе шариажей (см. § 23). Так кинетическим анализом можно установить различие между лежачей складкой, закатывающейся спереди на себя или толкающей вперед твердое свое ядро, и массой, расслаивающейся параллельными поверхностями на ряд пластин, скользящих и надвигающихся затем одни по другим, образуя пакет. Внутренняя механика этих форм совершенно различна, в особенности лежачего опрокинутого бока складок, испытывающего наибольшие деформации, растяжение и вывальцовывание, характеризуемые образованием вышеописанного *будинажа*.

Мы видим, что изучение проявлений дислокационного, или кинетического, метаморфизма, ждущее еще своего развития, неразрывно связано с тектоническими и в частности регионально-тектоническими исследованиями, подводя под них прочный методический фундамент, а вовсе не должно составлять лишь часть петрографического статического описания.

Кливаж проявляется с неодинаковою интенсивностью в различных породах в зависимости от степени пластичности их. Вообще можно сказать, что продукты хрупкие и зернистые несравненно менее склонны к проявлению кливажа, нежели породы слоеватые и мягкие; из зернистых пород кливаж более свойствен мелкозернистым породам, нежели крупнозернистым.

Механическое раздробление с возникновением *катакластических текстур* часто сопровождается переходом одних минералов в другие: например авгита — в роговую обманку и биотит, полевых шпатов — в мусковит, граната — в биотит и пр.

Дислокационный метаморфизм, действуя на сложные кристаллические породы, с одной стороны, раздробляет наиболее твердые и хрупкие составные части их, каковы кварц, полевой шпат, и затем цементирует их гидрохимическими новообразованиями, а с другой — превращает некоторые составные части их в другие, более пластические, как гранат — в слюду, авгит — в роговую обманку и пр. При таких условиях массивные породы переходят в очковые, сланцевые и ленточные или же наконец в разнообразные кристаллические сланцы (таблица 44).

Само собой разумеется, что при превращении какой-либо массивной породы в сланцеватую в одной и той же области могут образоваться различные разновидности в зависимости от напряжения дислокационного метаморфизма.

Дислокационный метаморфизм имеет значение еще и в том отношении, что повидимому следствием его является концентрация некоторых элементов в породах, например: слюды, графита, железной слюдки, магнитного железняка и пр.

По Левинсон-Лессингу, метаморфические породы можно подразделить следующим образом:

Силикатные и кремнистые породы	*Несиликатные породы*
Гнейсы	Мраморы
Слюдяные сланцы и филлиты	Железистые сланцы
Магнезиальные сланцы	Наждаковые породы
Амфиболиты	
Кварциты	

Мы видели уже, что метаморфизация горных пород зависит от условий давления и температуры, а так как эти условия зависят в свою очередь от глубины, то разные преобразования пород и разные минеральные комбинации соответствуют разным глубинным зонам. На основании такого представления составлена таблица 45.

Таблица 45

Метаморфические горные породы	Минералы (характерные)	Давление	Температура	Продукты реакции	Зоны
Филлит Тальковый сланец Хлоритовый сланец Кварциты, мраморы	Мусковит Тальк Хлорит Эпидот, кальцит, альбит	Одностороннее	Низкая	Водные силикаты, карбонаты, с малым объемом	Верхняя
Слюдяные сланцы Гнейсы Амфиболиты	Мусковит, биотит, эпидот Амфибол Гранат Дистен Плагиоклаз Микроклин	Одностороннее	Умеренная	Меньше водных силикатов, мало карбонатов Тела с малым молекулярным объемом	Средняя
Пироксеновые гнейсы Эклогиты	Биотит, полевые шпаты, гранат Пироксен Оливин	Всестороннее (гидростатическое)	Высокая	Водные силикаты почти исчезают	Нижняя

Надо иметь кроме того в виду, что каждая метаморфизованная порода может, испытывая ряд дальнейших метаморфизаций, переходить в другие, более высокие типы метаморфизма, чем также объясняется бесконечное разнообразие этой группы пород.

Подобно метаморфическим горным породам, метаморфические месторождения представляют образования, подвергавшиеся более или менее сильным изменениям, нередко затемнившим их первоначальный характер и ге-

иезис до неузнаваемости. По окончании эпохи металлообразоваиия, например интрузии с ее послевулканическими процессами или отложениями осадочного месторождения, рудное тело может подвергнуться влиянию иной температуры и иного давления, а также действию разнообразных растворов. В новых условиях слагающие его минералы становятся неустойчивыми и изменяются или замещаются другими, полностью или частью. Если рудное тело перемещено благодаря эрозии, интрузии или орогенезу в новую зону, в нем должны образовываться характерные минералы этой зоны, замещая первичные или перекрывая их. Часто случается, что месторождение подвергается складчатости, связанной с динамометаморфизмом, вызывающим механическую деформацию: жилы и штоки превращаются в чечевицы, которые могут быть изогнуты и надвинуты друг на друга; при этом происходит и перекристаллизация некоторых составных частей. Если благодаря складчатости месторождение оказалось на большей глубине, в нем появляются новообразования.

В зависимости от тех процессов, которые играли господствующую роль при преобразовании рудного месторождения, можно разделить категорию метаморфических месторождений на несколько классов, в каждом из которых выделить еще типы в зависимости от первичного генезиса данного месторождения, что не всегда можно сделать с достаточной уверенностью, так как первоначальный характер бывает измененным до неузнаваемости. Различают: 1) *динамометаморфические* месторождения, преобразование которых обусловлено сильным боковым давлением при орогенезе; среди них есть примеры *первично-магматических, первично-контактовых* и *первично-осадочных;* 2) *пирометаморфические* месторождения, преобразование которых обусловлено влиянием новой нагрузки — их первоначальный генезис распознается с большим трудом; 3) *гидатометаморфические,* преобразование которых обусловлено главным образом водами более глубокой циркуляции и неизвестного генезиса, обусловившими изменение и перераспределение первичного рудного материала; 4) *месторождения особенно сложного генезиса,* в преобразовании которых играли роль как пиро- и динамометаморфизм, так и воды глубокой циркуляции; примеры этого класса — месторождения железных руд Кривого Рога и района Курской магнитной аномалии в СССР.

Метаморфические породы являются наиболее трудными для определения их значения в истории Земли и их происхождения. Они представляют интерес с трех сторон: 1) как породы сами по себе, т. е. должны быть описаны по их минералогическому составу, сложению и пр.; 2) как измененная осадочная или изверженная порода, природа которой интересна, как всякая иная порода, образовавшаяся в известный период до метаморфизации; 3) интересны, самые процессы, изменившие первоначальную породу, с химической, физической и исторической точек зрения.

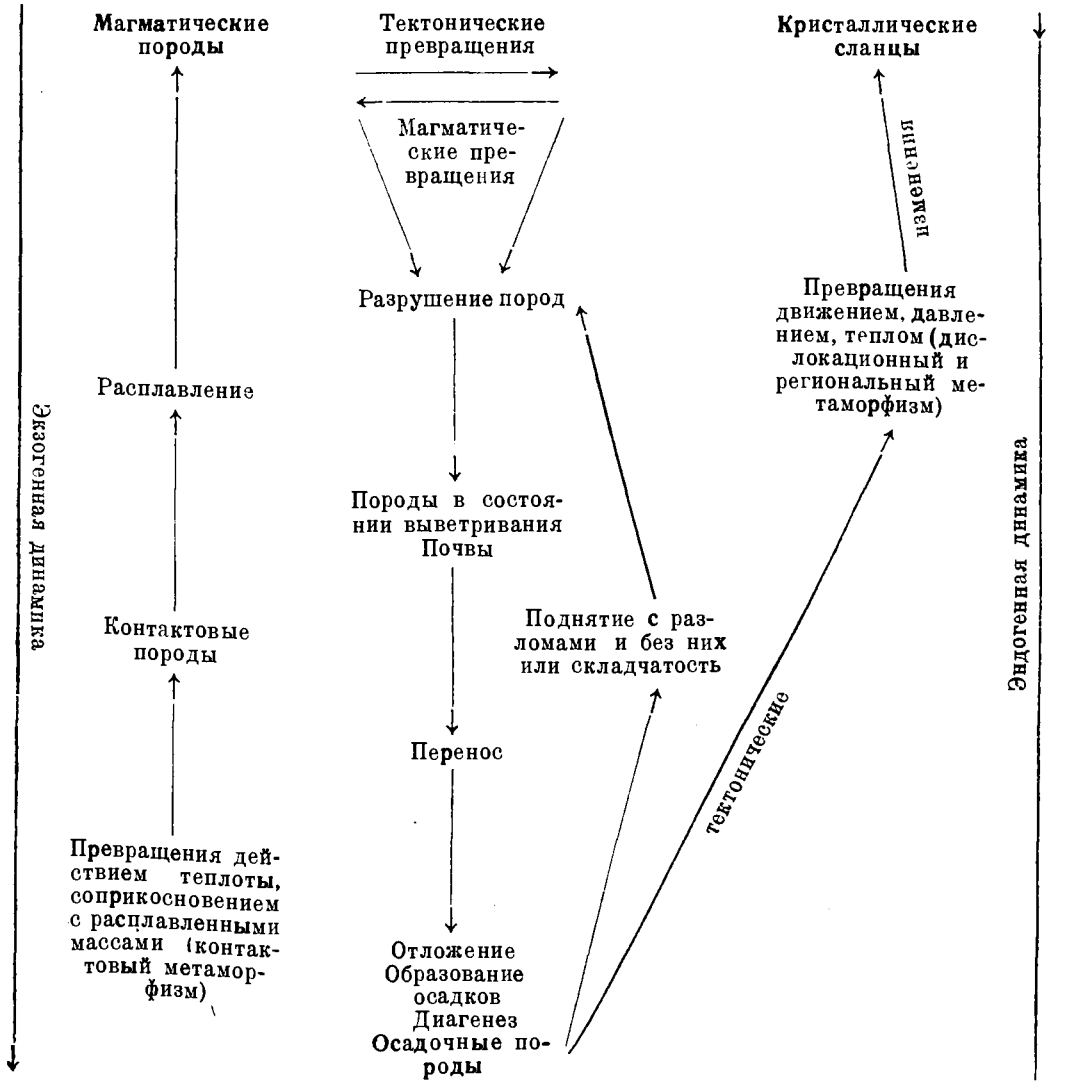
По Веберу, наблюдения в поле над метаморфическими породами не отличаются от наблюдений над осадочными породами, лишь особое значение приобретают наблюдения над второстепенными признаками, как ложная сланцеватость, для определения направления давления. Содержание вторичных минералов может пролить свет на причины метаморфизма, например андалузит является контактовым минералом, дистен указывает на метаморфизм региональный.

Весьма важно среди метаморфических образований следить за степенью метаморфизации как механической, так и по составу.

Среди сланцев, например аспидных, ложная сланцеватость выражена настолько резко, до листоватости, что часто совершенно затушевана слоистость. Эта слоистость сохраняется иногда едва заметными полосками, косо секущими сланцеватость; на эту скрытую, едва видимую слоистость необходимо обращать внимание, больше того — отыскивать ее, а найдя, определять залегание по двум наклонам слоистости.

Перед геологом стоит трудная задача при картировании метаморфических свит, когда например сланцы и песчаники громадной мощности, хотя и постоянной в отдельных пластах, не имеют руководящих горизонтов, но вся толща, очень сложная и разнообразная по составу, в общем представляется единой, нерасчленяемой и если к тому же она немая, что чаще и бывает. Обычно эти толщи сильно нарушены, складки и разрывы наблюдаются в них непосредственно, но учесть все перегибы, определить величину перемещений по разрывам невозможно. В таких толщах важно подметить уже не руководящие горизонты (которых нет), но хотя бы сделать расчленение на отличимые друг от друга свиты, например по преобладанию сланцев над песчаниками, по степени метаморфизма, общему цвету и т. и.

Круговорот горных пород (по Клоосу)



1. Основными работами последнего времени по вулканизму являются:
а) F. v. Wolff. Der Vulkanismus. 1914 и 1923 г. Наиболее полное сводное изложение — куре вулканизма.
б) R. Daly. Igneous rocks and their origin. 1914. Часть II издана в 1920 г. в русском переводе А. Герасимова.
в) Ф. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. 1913.
г) Joseph Iddings. The problems of vulkanism. 1914.
д) I. Friedländer. Ряд статей в издаваемом им же с 1914 г. специальном журнале „Zeitschrift für Vulkanologie", содержащем много интересного материала.
е) K. Sapper. Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche. 1917. — Его же Beiträge zur Geographie der tätigen Vulkane. 1917; также Vulkankunde. 1927. Монография.
ж) K. Schneider. Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. 1911.
з) A. Stübel. Die Vulkanberge von Ekuador. 1897. — Ueber den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. 1901. — Über die genetischen Verschiedenheiten vulkanischer Berge. 1903. — Der Vesuv... 1909.
и) W. Branca und E. Fraas. Das vulcanische Ries bei Nördlingen. 1901.
к) Lacroix. La montagne Pelée. 1904.
л) de Stefani. Die phlegräischen Felder. Peterm. Geogr. Mitteil. 1907.
м) Sabatini. Dernière éruption du Vésuve. 1907. — C. R. Congrès Géol. Intern. Mexico.
н) Thoroddsen. Island. Peterm. Geogr. Mit. Erg. H. 152, 153.
о) Glangenaud. Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme. Bull. serv. carte géol. France. № 123, 1909.
п) G. Tyrrel. Volcanoes. London, 1931; также в русском переводе — Тиррель. Вулканы. 1934.
р) I. Friedländer. The present condition and the future of Vulcanology. Bull. of he National Research Council, № 77.
с) T. A. Jaggar. The mechanism of Volcanoes. Bull. of the National Research Council, № 77.
2. Cloos. Geologie der Schollen in Schlesischen Tiefengesteinen. Abh. Preus. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 81, 1920; Der Gebirgsbau Schlesiens, 1922; Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. 1921.
3. Steinmann. Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Sudamerikas. Geol. Rundschau, 1, 1910.
4. Wolff. Beitr. z. Geol. u. Petrogr. Chiles. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 51, 1899.
5. W. Hobbs. Gerlands Beitr. z. Geophysik. XII, 1913, S. 329.
6. Michel Lévy. Contrib. á l'étude du granite de Flamorville. Bull. serv. carte géol. France, 5, № 36, V, 1893/94.
7. H. Cloos. Zur Terminologie der Plutone. Fennie № 2, 1928.
8. Sederholm. Über die Entstehung der migmatischen Gesteine. Geol. Rundschau, Bd. IV, 1913 и его же Ptygmatische Faltung. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 36, 1913.
9. J. Sederholm. On Migmatites and associated Rocks of S. W. Finnland. Bull. Com. Geol. de Finnlande, № 77, 1926.
10. Из литературы по лакколитам укажем классическую работу Gilbert. Geology of the Henry Mountains. 1887 и позднейшие монографии: Jaggar. Laccoliths of the Black Hills. U. S. Geol. Survey 21 Rep. III, 1901. Baltzer. Laccolithe des Berner Oberlandes. Verh. Intern. Geolog. Kongr. Wien, 1904.
11. Wera Derwies. Laccolites de Piatigorsk. 1905. Stark. Festschrift naturwis. Verb. Universität. Wien, 1907.
12. Brun. Recherches sur l'exhalaison volcanique. 1911.
13. Shepherd and Day. Journ. Washingt. Acad. Sc. 1913, 3, p. 457. Реферат Гинзберга в Геол. вестнике № 3, т. I.
14. А. Стопневич. Ювенильные воды. Известия Геогр. ин-та, № 2, стр. 97 — 112.
15. H. Reck. Physiographische Studien über vulkanische Bomben. I Ergänzb. zur Zeitschr. Vulkanologie. 1915.
16. I. Friedländer. Über die Kleinformen der vulcanischen Producte. Zeit. Vulkanologie, B. I.
17. Wallace E. Pratt. An anusual form of volcanic Ejecta. The Journal of Geology, № 5, 1916.
18. L. Grange. Volcanic ash showers N. Zeeland. J. of Science, vol. XII, № 4, 1931.
19. C. N. Fenner. The Katmai region, Alaska. Journal of Geology, № 7, 1910.
20. H. A. Brouwer. Sur les domes volcaniques des volcans actifs de l'Archipel Malars. Zeitschr. f. Vulkanologie, B. VI, 1921.
21. A. James. Factors producing columnar structure in lavas. Journ. of Geology, № 5, 1920.
22. Список некоторых главнейших учебников и курсов по описательной петрографии:
а) Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. Lpz. 1893 — 1894. 3 тома. Руководство отчасти устарелое, но во многих частях все-таки весьма ценное до сих пор.
б) Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Основная сводка по изверженным породам с подробным описанием литературы и изложением методики исследований (в первой половине I тома).

в) Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre. Новое издание 1923 г. в переработке Озанна (Osann). Один из лучших учебников петрографии.
г) Rinne. Gesteinskunde. 6 и 7 изд., 1921. Очень коротенький, но затрагивающий разнообразные вопросы учебник петрографии.
д) E. Weinschenk. Grundzüge der Gesteinskunde. 2 тома.
е) Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. 2-е изд., 1910. До сих пор это лучшая сводка по кристаллическим сланцам. См. 47.
ж) Грубенман и Ниггли. Метаморфизм горных пород. 1933.
з) Левинсон-Лессинг. Петрографический словарь. 1932.
и) А. Заварицкий. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. 1926.
к) Iddings. Igneous rocks. 2 тома. Лучший из американских учебников петрографии.
л) Harker. Petrology for students. Очень короткий, но прекрасно написанный учебник описательной петрографии.
м) Hatch. Text-book of Petrology. Vol. I: The Petrology of the igneous rocks и vol. II: Hatch and Rastall. The petrology of the sedimentary rocks. 1923. Короткий хороший учебник петрографии. Особенно ценным является том II (осадочные породы),
н) Holmes, Petrographie Methods. 1921. Кроме методики исследований, прекрасно изложены некоторые общие вопросы описательной петрографии (например о структуре, о химическом составе и др.).
о) Федоров. Основы петрографии. Содержит главным образом изложение оптических методов исследования.
п) И. Мушкетов. Краткий курс петрографии для студентов ИИПС.
р) Лучицкий. Петрография. 1932.
с) Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография. 1933.
т) Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Белянкин. Петрографические таблицы. 1933.— На русском языке есть также перевод петрографических таблиц Линка (екатеринославское издание 1903 г.).
у) По книге Ф. Ю. Левинсон-Лессинга „Успехи петрографии в России" 1923 г. можно ознакомиться с развитием этой отрасли геологии в России и найти довольно подробный перечень всей русской петрографической литературы. История развития петрографии в России рассматривается в связи с успехами ее за границей, и в книге Левинсон-Лессинга можно найти обзор главнейших работ всей мировой петрографической литературы.

23. Интересны следующие работы по вопросу об отдельностях:
а) Shaler. The geology of Cape Aun (Ninth An. Rep. U. S. G. S.), 1889, pp. 597 — 602.
б) W. Branca und E. Fraas. Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Phys. Abh. k. Preus. Academie d. Wiss., 1905. Образование конической отдельности.
в) A. James. Factors producing structure in lavas. J. of Geology, № 5, 1920. Изложена теория вопроса — генезис базальтовой отдельности.
г) W. H. Bucher. The Mechanical Interpretation of Joints. J. of Geology, № 8, 1920. Дана методика точного наблюдения плоскостей отдельностей в обнажениях, с нанесением на сетку стереографической проекции, весьма важной для познания тектоники и установления возраста трещин.
д) H. v. Höfer. Schwundspalten. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 8, 1915.
е) Flatt. British pillow lavas. Geol. Magaz., 1911.

24. Becke. Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Atlantische und pazitische Sippe der Eruptivgesteine. Min. u. petr. Mitt., 22, 1903.

25. G. Merzbacher. Die Gebirgsgruppe Bogdo-ola. 1916.

26. А. Герасимов. Оро-геологический очерк части Яблонового хребта и Витимского плоскогорья. Сборник „Памяти И. В. Мушкетова", 1905. См. также статью П. Преображенского. Вулкан Лопатина. Геол. вестник, № 6, 1915. — Вислоух. Известия Русск. геогр. об-ва, вып. VII — X, 1911.

27. H. Brouwer. Über Gebirgsbildung u. Vulkanismus in den Molukken. Geol. Rundschau, VIII, H. 5/8, 1917.

28. Список литературы по вулканизму Камчатки:
а) С. Крашенинников. Описание земли Камчатки. СПБ., 1755.
б) К. Дитмар. Поездка и пребывание в Камчатке. 1852 — 1855 гг. СПБ., 1901.
в) В. Н. Тюшев. По западному берегу Камчатки. СПБ., 1906.
г) Н. В. Слюнин. Охотско-Камчатский край. СПБ., 1900.
д) А. Постельс. Геогностические наблюдения, произведенные в путешествие вокруг света на шлюпе Сенявине. СПБ., 1836.
е) А. Н. Заварицкий. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Записки Минерал. об-ва, ч. LX, вып. 2.
ж) К. И. Богданович. Геологический очерк Камчатки. Перевод с немецкого под редакцией А. Н. Заварицкого.
з) С. А. Конради и Н. Г. Келль. Геологический отдел Камчатской экспедиции Рябушинского 1908 — 1911 гг. Известия ГРГО, VII, в. 1, 1925.
и) В. А. Обручев. Вулканы Камчатки. Сибирская энциклопедия, т. 1. Новосибирск, 1929.

к) Н. Г. Келль. Карта вулканов Камчатки. Л., 1928. Карта северных окраин Дальневосточного края, приложение к итогам переписи северных окраин Дальневост. края (1926 — 1927). Благовещенск, 1929.
л) К. Л. Комаров. Путешествие по Камчатке в 1908 — 1909 гг. Камчатская экспедиция Рябушинского. М., 1912.
29. Н. Изгарышев и А. Слудский. Грязевые вулканы Керченского полуо-ва Темрюко-Таманского района. Рудный вестник, т. 11, № 3 — 4, 1917.
В. Седельщиков. Извержение грязевой сопки Джау-тепе на Керченском полуо-ве 18/III 1914 г. Материалы Доно-Кубано-Терского о-ва сельского хозяйства, в. 1, 1914.
С. Гембицкий. Извержение Джау-тепе. Южный инженер, 1914, № 4.
Чирвинский. Die Schlammvulkane der Halbinsel Kertsch. Zeit. f. Vulkanologie. Bd. I.
Его же. Некоторые замечания о грязевых вулканах Керченского полуо-ва. Зап. Киевск. о-ва ест., т. XX, вып. 3, 1908.
К. Калицкий. О сопочных кратерах сложной формы. Геол. вестник, т. II, № 4, 1916.
Его же. Бакинский архипелаг. Нефтяное и сланцевое хозяйство, № 5 — 8, 1921.
30. К. Калицкий. Отчет о поездке на Архипелаг. Изв. Геол. ком., 1918.
31. А. Герасимов. Новый остров в Каспийском море. Геол. вестник, т. II, 1916.
32. С. Зубер. К познанию Бакинского архипелага. Азерб. нефт. хозяйство, № 10 — 11, 1922 и № 1, 1923.
К. Калицкий. Грязевые сопки в окрестностях Чикишляра. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 5, 1914.
Э. Штебер. Грязевые вулканы и происхождение нефти. Южн. инженер, 1914, № 4, 5 и 6.
К. Калицкий. Отчего кратеры грязевых сопок имеют круглую форму. Геол. вестн., т. I, № 7.
33. А. Стопневич. Природные газы. Полезные ископаемые. Сборник ест. производ. сил России, т. IV, 1917. Дана литература и по грязевым сопкам.
С. Ковалевский. Генезис земных газов Туркмении. 1933, и его же Газовый вулканизм. Азнефтеиздат. 1935.
34. Barus. Bull. U. St. Geol. Surv., № 103, 1893.
35. Lozinsky. Vulkanismus und Zusammenschuh. Geol. Rundschau, IX, 3/6. Приведена литература вопроса.
36. Kober. Der Bau der Erde. 1921.
37. W. H. Hobbs. Earth evolution... N. York, 1921.
38. A. Wegener. Die Entstehung der Mondkrater. 1921.
39. J. Wilsing. Zur Entwicklungsgeschichte des Mondes. Publik. der Astrophys. Observat. zu Potsdam, № 77, 1921.
40. Jeggar. Lava flow from Mauna Loa. Am. J. Sc. 43, 1917 и ряд других статей.
41. G. Alfano und I. Friedländer. Die Geschichte des Vesuv. Berlin, 1929.
42. A. Lacroix. La montagne Pelée. Paris, 1904.
43. W. Klüpfel. Das Faziesgesetz der vorquartären Vulkaneruptionen. Geol. Rundschau, XXIV, 1.
44. T. H. Yin. Les volcans quaternaires de Tatung, Shansi. Bull. Geol. Soc. of China, XII, № 3, 1933.
45. H. Backlund. Magmatic activity and mountain folding in the Andes. Geol. Mag., № 747, 1926.
46. W. Penck. Der Südrand der Puna von Ataeama. Leipzig, 1920.
47. У. Грубенман и П. Ниггли. Кристаллические сланцы. 1933.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

§ 35. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Всякое сотрясение бо́льшей или меньшей части земной коры, происходящее от причин внутренних, скрытых в недрах Земли, называется *землетрясением* (Erdbeben — если сотрясается суша, и Seebeben — если сотрясается море, tremblement de terre, earthquake); совокупность же явлений, предшествующих, совпадающих и следующих за землетрясениями, называется *сейсмическими явлениями* (σεῖσμα, σεισμός — греческие синонимы, означающие сотрясение, от σείω — трясти).

Под термином «землетрясение» в тесном смысле понимаются такие сотрясения, которые имеют своим источником явления движения на глубине и передаются, как упругие колебания, через вещество Земли. Следовательно к землетрясениям не относятся такие колебания, которые передаются Земле извне, как например от взрывов, пальбы, работы машин и т. п., а также и сотрясения почвы, вызываемые такими внешними причинами, как колебания барометрического давления, согревание и охлаждение земной поверхности, влияние притяжения Солнцем или Луной. Если место движения, вызывающего сотрясение, находится под дном океана, то говорят о моретрясениях. Основной причиной землетрясений является нарушение равновесия находящихся под постоянным давлением частей литосферы.

Изменения этого напряжения проявляются механически — толчком, разрывом, трением, вызывающими сейсмические явления в массе и на поверхности Земли.

Сильные землетрясения принадлежат к самым разрушительным явлениям природы; в этом отношении они далеко превосходят даже вулканические извержения, так как обыкновенно распространяют свои гибельные последствия на обширные, иногда густо заселенные площади Земли. Как бич человечества, они всегда производили панический страх и оставляли глубокий след не только в природе, но и в народных преданиях.

К прихотливым движениям воды и воздуха мы привыкли, и если они поражают нас иногда, то только в исключительных случаях; другое дело — суша, состоящая из твердых каменных масс; она кажется нам символом прочности и неподвижности; идея о незыблемости ее укореняется в уме с детства, особенно у нас, живущих в стране сравнительного покоя, где если и происходят движения в почве, то большею частью слабые, едва заметные. Но зато, чем больше уверенности в неподвижности суши, тем сильнее впечатление, производимое колебаниями ее, когда «*твердь земная*», подобно жидкой стихии, подвергается спокойным волнообразным или неправильным конвульсивным сотрясениям, то ничтожным по силе и распространению, открываемым только специально приспособленными снарядами, то страшным и разрушительным, от которых рушатся горы, разверзаются глубокие трещины даже на равнинах и исчезают с лица Земли целые города.

С самых древних времен люди склонны были видеть в землетрясениях то наказание небес «за содеянные прегрешения», то «навождение дьявола», то «каприз подземного чудовища», то, по учению Талмуда, «грусть бога за рассеяние евреев», и пр. и пр. [1]. Не только люди, но и все «земные тварп» одинаково испытывают ужас и становятся беззащитными жертвами при сильных и всегда неожиданных колебаниях Земли; есть основание думать, что животные гораздо чувствительнее относятся даже к мелким сотрясениям, которые для человека проходят незамеченными.

Вследствие такого гибельного влияния землетрясений известия о них восходят до самой глубокой древности; уже в Библии находятся довольно определенные указания о колебаниях почвы: «горы прыгали как овцы и холмы как агицы». «Что с тобою, море, что ты побежало, и (с тобою) Иордан, что ты обратился назад». Не менее определенно упоминается не только о землетрясении, но и о последствиях его в знаменитом Издубар — эпосе, начертанном клинообразными письменами на черепках, открытых в развалинах Вавилона. В трудах греческих и римских писателей находятся уже попытки отыскать причину этих явлений.

Древние философы высказывали гипотезы, заключавшие в себе зародыш более правильных современных гипотез. Немногие из них искали причину землетрясений вне Земли, например во влиянии созвездий — мнение, распространенное у вавилонян. Все остальные гипотезы древности можно разделить на *нептунические* и *вулканические*. Представителем первых можно назвать учение Фалеса, египетской школы, которая сравнивала Землю с кружком, плавающим на воде; волнение в последней очевидно производило сотрясение. Другие, как Анаксимен и Анаксагор, развивали теорию обвалов, совершающихся внутри Земли вследствие растворяющей деятельности воды. Наиболее точное изучение всех родов землетрясений сделал еще Павзаний, который уже отделял землетрясения ударные от волнообразных.

Аристотель, а за ним и другие полагали, что землетрясения происходят от стремления выйти на поверхность сжатого воздуха или паров, нагнетенных в подземные пустоты; поэтому страны, богатые пещерами, как Геллеспонт, Эвбея, Сицилия и др., должны отличаться наибольшим количеством землетрясений. Каким образом воздух или пары наполняли пещеры — об этом взгляды расходились, и некоторые приписывали это вулканическим процессам; поэтому все такие гипотезы занимают промежуточное место между чисто нептуническими и вулканическими гипотезами. Философы школы Гераклита, напротив, объясняли землетрясения вулканизмом. Картинное описание дает эпикуреец Лукреций Кар в своем поэтическо-философском труде «De rerum natura». Хорошую сводку предыдущих взглядов составил врач Нерона — философ Сенека, высказавший впервые мысль об ограниченности площади сотрясения и связи этого явления с характером почвы и геологического строения. Страбон приводил в связь землетрясения южной Италии с периодами извержения Этны и Липарских вулканов. Плиний сравнивал землетрясения с погодою: как над землею в облаках происходит гром и молния, так и под землею; стремление молнии выйти на поверхность производит сотрясение почвы. Еще в конце XVIII и в начале XIX века высказывались фантастические воззрения вроде Плиния, т. е. сравнивали землетрясения то с погодою, то уподобляли их гальваническим или электрическим процессам, совершающимся внутри Земли, например земное электричество, скопляясь в известных местах, разряжается с атмосферным и пр.; еще в 1855 г. Гбффер поддерживал электрическую гипотезу о происхождении землетрясений. Вследствие этих гипотез придумали даже отводы наподобие громоотводов в виде металлических пластин или острых пирамид. Некоторая связь между землетрясениями и напряжением электричества в воздухе, в которую верил еще Гумбольдт, имеет только косвенное значение, но не составляет причину; мнение об этой связи установилось только вследствие неточной статистики землетрясений.

Идеи Анаксагора и Аристотеля воскресли еще раз в эпоху возрождения науки к концу средних веков и встречаются у Конрада фон-Мегенберга в изданной им в 1359 г. «Buch de Natur».

Два с половиной столетия спустя почти те же мысли были высказаны Шекспиром устами Перси в драме «Генрих IV» (I часть, 3 явл., I сцена).

В 1718 г. известный натуралист Шейхцер обратился к теории обвалов Анаксагора. Наблюдая многочисленные обрушения в Швейцарии, он объяснял землетрясения или подземными обвалами в пещерах, или же на поверхности, на склонах гор. В последнее время эти взгляды с большою подробностью развил Фольгер, приводя в доказательство пещеры, происходящие от размывания гипса в цехштейне.

Большие успехи изучения вулканизма, достигнутые на переломе XVIII и XIX веков работами Гумбольдта и Буха (см. выше гл. VII), подчинили на долгое время, почти на сто лет, познание землетрясений их взглядам, тесно связавшим эти явления с вулканическими и являвшимся продолжением теорий Аристотеля, Страбона и Плиния.

Еще весьма недавно землетрясения ставили в теснейшую связь с вулканическими извержениями и, следуя Гумбольдту и Буху, не допускали даже землетрясений другого рода.

Некоторые ученые объясняли затем землетрясения космическою силою, т. е. притяжением Солнца и Луны на внутреннее ядро Земли, которое они предполагали жидким.

Первое систематическое исследование землетрясения (большого итальянского 1857 г.) произвел английский инженер, специалист по взрывчатым веществам Маллет [2], еще твердо державшийся старых представлений о вулканической причине землетрясений. Взгляды Аристотеля им были однако облечены в научную форму введением впервые ряда специальных терминов (фокуса, эпицентра, изосейст и пр.) и попыткой подсчета глубины вероятного очага удара, оказавшейся впоследствии несостоятельной. Неудачи методов Маллета не поколебали еще старой теории; идея очага была развита Зеебахом

в 1872 г. представлением о кояцентрически-косейсмических линиях распространения удара от центра.

В XIX веке, благодаря с одной стороны более точным и систематическим наблюдениям над землетрясениями и особенно изучению микросейсмических явлений, а с другой — более обширным исследованиям тектоники земной коры, взгляды на землетрясения совершенно изменились; на них стали смотреть как на явления, тесно связанные с тектоническими процессами, следствием которых они и являются в громадном большинстве случаев.

Заслуга такого полного переворота взглядов принадлежит великому геологу Эдуарду Зюссу, в 1872 г. введшему представление о линейности очага землетрясений и зависимости его от тектоники, на основании изучения южной Италии. Взгляды Зюсса, более полно изложенные им в 1885 г. в его работе «Лик Земли» и немедленно развитые другими австрийскими геологами, отделили землетрясения тектонические или дислокационные от вулканических; к этим двум категориям ученик и племянник Зюсса Хёрнес присоединил третью — провальных землетрясений, свойственных карстовым областям.

Систематические наблюдения, взятые за основу, с каждым годом все более и более убеждают в том, что количество землетрясений громадно, и следовательно они далеко не принадлежат к редким или исключительным явлениям природы, а напротив — к обыкновенным и постоянным.

Без преувеличения можно уже сказать, что Земля никогда не находится в состоянии сейсмического покоя, а ощутимые землетрясения происходят в среднем каждый час. В 1931 г. за три месяца было 31 разрушительных землетрясения.[1] За один 1929 г. в пределах среднеазиатских советских республик зарегистрировано около 1 500 землетрясений, а на всей Земле до 10 000. Считают, что за 4 000 лет на Земле погибло от землетрясений не менее 13 млн. человек.

Бегнер для такой покойной в сейсмическом отношении страны, как средняя Германия, насчитал 168 землетрясений за период времени с 1786 по 1846 г. Перрей для бассейна Рейна приводит число 560 землетрясений с IX века до 1845 г. В Швейцарии землетрясения считались очень редкими, однако уже в первый 1880 г. после организации Геймом и Форелем систематических наблюдений констатировано было 59 ударов. Клюге за семилетний период времени (1850—1857 гг.) насчитал для всей Земли 4 620 землетрясений, т. е. почти по два в день. Фукс с 1865 по 1873 г. насчитал 1 184 землетрясения, распределяющиеся на 517 местностей; при этом только немногие из них ограничивались одним и несколькими ударами; большинство же проявлялось сотнями и даже тысячами ударов, например на острове Гавайя в течение марта 1868 г. было более 2 000 сотрясений. Во многих местностях Южной Америки, Японии землетрясения происходят почти постоянно. В Японии с 1885 по 1892 г. определено 8 331 землетрясение, в среднем по три в день, но 1 ноября 1895 г. в один день произошло 118 ударов. О множестве землетрясений, совершающихся в странах мало населенных, мы не получаем никаких известий; равным образом для нашей статистики землетрясений проходит бесследно бо́льшая часть сотрясений на океанах, замечаемых только случайно проходящими кораблями; так что около ¾ земной поверхности в сейсмическом отношении почти недоступны даже наблюдению. Если при этом еще принять во внимание слабые, так называемые микросейсмические колебания почвы, то оказывается, что земная кора находится в постоянном, непрерывном колебании или дрожании, т. е. не только каждый день, но каждый час и каждый момент где-нибудь на земной поверхности происходит большей или меньшей силы землетрясение.

Для 1903 г. Рудольф указывает не менее 4 760 землетрясений на земном шаре, не говоря о микросейсмах. За 1910 г. Пулковская станция записала 272 больших и малых землетрясения. Центральная германская станция в Иене записывает за последние годы до 8—10 тыс. землетрясений в год, из которых половина относится к ощутимым человеком.

Ввиду этого мнение, что будто бы в последние годы землетрясения происходят чаще, не имеет никакого основания и объясняется только тем, что, благодаря гораздо более совершенной статистике, сведения о землетрясениях стали распространяться больше.

При такой распространенности сейсмических явлений и важном значении их как для истории развития Земли, так и вообще для человечества, естественно, что уже много лет тому назад знаменитый сейсмолог, профессор де Росси [3], предложил выделить эти явления в особую самостоя-

[1] По Зибергу, на всей Земле ежегодно происходит в среднем:

10 000	землетрясений	всяких или одно землетрясение каждые	¾ часа
6 000	„	ощутительных разной силы	1¼ „
145	„	разрушительных (на суше)	2½ дня
20	„	мировых, первоклассных	18 „

тельную науку под названием *эндогеновой метеорологии* (La meteorolohia endogena), что́ сочувственно было принято конгрессом метеорологов в Риме 1879 г. Н. Гюнтер [*4*] совершенно справедливо заметил, что так как землетрясения несравненно теснее связаны с тектоникой земной коры, нежели атмосферной, то правильнее назвать эту новую отрасль науки *сейсмологией*.

Название это укоренилось и вошло ныне во всеобщее употребление; ученым, более всего сделавшим для этого, был английский проф. Джон Милн [*5*], который еще в 1883 г. писал: «возможно, что когда-нибудь каждое землетрясение будет записываться специальными аппаратами». Его пророчество осуществилось Ребер-Пашвицем уже через двенадцать лет, и с тех пор мы присутствуем при чрезвычайно быстром и продуктивном росте сейсмологии. В 1896 г. был основан специальный комитет по исследованию землетрясений в Англии, в 1897 г. возникла такая же комиссия при Венской Академии наук, а в 1899 г., по инициативе Герланда, в Страсбурге основана одна из главных сейсмических обсерваторий, и вскоре затем, в 1903 г. была организована Международная сейсмическая комиссия, распространявшая свою деятельность почти во всех странах и издающая свой периодический орган «Beiträge zur Geophysik» на немецком, французском, английском и итальянском языках. Одним из наиболее деятельных членов этой ассоциации, во втором пятилетии ее существования, явилась Русская постоянная сейсмическая комиссия, организовавшаяся сначала в Русском географическом о-ве, а затем при Академии наук в С.-Петербурге, преимущественно в лице ее талантливого, выдающегося сейсмолога Б. Голицына, во многом опередившего своих западных коллег.

Последнее десятилетие замечательно именно как переходный период развития сейсмологии, происходящего по двум различным направлениям. С одной стороны геологи все более овладевают методом действительного геологического исследования землетрясений в поле (сейсмология), оставляя область гадательных гипотез и чисто статистического накопления фактов. С другой стороны новые точные инструментальные методы наблюдений требуют привлечения физиков и математиков, а выводы из этих наблюдений дают прочное основание для учений геофизических — познания природы земного шара — на данных изучения дальних землетрясений. Правда возможна опасность все большего расхождения этих двух классов сейсмологов — геологов и геофизиков — при отсутствии постоянного общения между ними, но она не велика, так как одни без других плодотворно работать не могут: в равной мере одному ученому уже невозможно соединять в себе обе специальности.

Здесь изложение сейсмических явлений дается почти исключительно со стороны геологической; вопросы инструментальной и физической сейсмологии затронуты лишь в самых общих чертах, равным образом как и вопросы третьей части сейсмологии — практической, составляющей уже предмет ведения механиков и инженеров-строителей, а именно — приложения всех данных изучения землетрясений к возможному предупреждению их гибельного воздействия на человечество и его сооружения. Физик-сейсмолог работает в спокойной обстановке станции, геолог и инженер должны работать на месте катастрофы, стараясь из каждого штриха, оставленного землетрясением, получить указания на его природу, а вместе с этим и указания на меры предохранения в случае возможного повторения бедствия. Главные выводы из наблюдения землетрясений, сделанные за последнее время физиками рука об руку с техниками, изложены в конце главы.

По форме проявления движений в земной коре можно различить колебания:

1. *Брадисейсмические*, т. е. медленные, вызываемые силами притяжения Солнца, Луны, суточными колебаниями температуры, тектоническими колебаниями больших площадей. Они могут быть констатированы лишь точ-

ными наблюдениями. Исследованиями медленных деформаций Земли, как целого, под влиянием лунно-солнечного притяжения занимались Ребер-Пашвиц в Страсбурге, Картацци в Николаеве и особенно плодотворно А. Я. Орлов в б. Юрьеве, по поручению Русской постоянной сейсмической комиссии, в результате чего выяснилось, что Земля не является абсолютно твердым телом.[1]

2. *Тахисейсмические*, т. е. быстрые колебания; их делят на: а) *микросейсмические*, ощутимые лишь при помощи инструментов, б) *макросейсмические*, т. е. непосредственно ощутимые нашими чувствами, и в) *мегасейсмические*, т. е. землетрясения разрушительного характера.

Таким образом в задачи геолога входит преимущественно изучение явлений макросейсмических, причем совершенно нельзя отрицать необходимость сбора так называемых расспросных сведений, базируясь на абсолютной якобы достаточности инструментальных наблюдений.

Интересно также знакомство с явлениями, происходящими при искусственных взрывах на некоторой глубине или также при обрушениях кровли, производимых часто при разработке мощных пластов каменного угля, например в Домброве в Польше, в Кёнигсгрубе в Верхней Силезии и пр., где почти горизонтальные пласты каменного угля достигают нескольких метров толщины; разработку их ведут отдельными участками, разделяя пласты по толщине по крайней мере на два горизонта, так как при выемке сразу во всю толщину невозможно надлежащим образом закреплять выработанные пространства; начинают добычу с верхнего горизонта каждого участка, по окончании ее вынимают осторожно крепь и производят искусственное обрушение кровли пластов; когда обрушившаяся масса уплотнится, приступают к добыче нижнего горизонта тех же пластов. Работы эти чрезвычайно опасны, но вызываются необходимостью и в сейсмическом отношении весьма поучительны, особенно когда обрушение кровли, заключающей миллионы тонн породы, происходит не постепенно, а моментально: тогда удар, производимый ею, настолько силен, что вызывает на поверхности колебание почвы, ничем не отличающееся от настоящего землетрясения. В 1875 г. моментальное обрушение кровли в выработанном пространстве 9 *м* высотою в шахте Круг в Кёнигсгрубе причинило сотрясение значительной площади на поверхности, сопровождавшееся подземным гулом, как при настоящих землетрясениях; при этом констатировано, что около самой шахты Круг движения были вертикальны: многие предметы подбрасывало вверх как мячики; некоторые из них (например машинный ящик) претерпели вращение и повернулись на различные углы около вертикальной оси. Вдали от шахты вертикальное или конвульсивное движение заменилось спокойным волнообразным движением, «дома колебались, как челноки на воде». *Сотрясательное* колебание обнаружилось в чистом виде только в тех местах на поверхности, которые лежали прямо над площадью удара, т. е. площадь сотрясательного движения представляла проекцию площади удара. Вне границ этой площади сотрясательное движение постепенно переходило в волнообразное, пока наконец заменилось им; следовательно сотрясательное движение испытывала только та часть поверхности, которая была нормальна к направлению удара или, все равно, составляла с ним прямой угол; где же направление удара составляло с поверхностью косой угол, там сотрясательное заменялось волнообразным. В приведенном примере на руднике исходный пункт удара залегал на глубине 200 *м*, и на поверхности, уже в расстоянии 1 *км* от центра удара, сотрясательное движение заменилось волнообразным. Разумеется, переход одного движения в другое происходит постепенно, и потому при крутых

[1] Этот вопрос основной в определении состояния внутренности Земли. Однако он не может считаться решенным, потому что для его разрешения современная сейсмометрическая техника еще несовершенна.

углах, например в 60—80° выхода удара, наблюдаются оба движения совместно, т. е. сотрясательное или нормальное и волнообразное.

Итак это рассмотрение приводит к следующим общим положениям:

1. Сотрясение поверхности Земли происходит от прямых и косых ударов; первые направляются под прямым или близким к прямому углом и производят чисто сотрясательные или смешанные колебания, вторые же, выходя под косыми или острыми углами на поверхность, производят только волнообразные колебания.

2. Область сотрясательного движения на поверхности представляет вертикальную проекцию подземной площади места возбуждения удара.

3. Область волнообразного движения залегает вне проекции исходной площади удара, и тем это движение правильнее и слабее, чем более удалено от центра сотрясательной области.

Все эти положения подтверждаются непосредственными наблюдениями над различными землетрясениями, при которых почва испытывала сотрясательное и волнообразное движение в зависимости от места наблюдения, например при замечательном землетрясении 1 ноября 1755 г. в Лиссабоне, при калабрийском землетрясении 1783 г., на Ямайке 7 июня 1792 г., где при волнообразных колебаниях происходили сотрясательные или толчкообразные, настолько сильно, что не только предметы, но даже люди подбрасывались кверху. При землетрясении 21 июня 1877 г. в Герцогенрате волнообразное колебание обнаружилось так ясно, что деревья наклонялись и снова выпрямлялись. Словом едва ли можно сомневаться в том, что различного рода движения почвы происходят от одной и той же причины, но на разных расстояниях от центра сотрясения, и обнаруживаются при всяком, особенно сколько-нибудь значительном землетрясении.

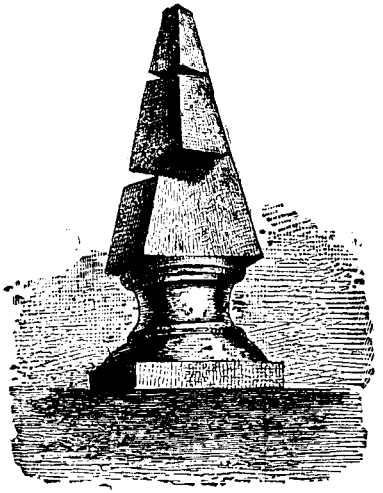


Рис. 423. Поворот обелиска.

Вопрос этот претерпел дважды изменения. До Маллета, на основании поворота в г. С. Стефано дель Боско, при калабрийском землетрясении 1783 г., верхних частей обелисков на 60° относительно нижних (рис. 423), факт вращения признавался. Маллет и Лазо [6] объясняли однако повороты дурным центрированием предметов на их пьедесталах — несовпадением точки прикрепления с центром тяжести, как этого требуют условия устойчивого равновесия.

В странах, подверженных частым и сильным землетрясениям, правило устойчивости необходимо конечно соблюдать при всякого рода сооружениях; многие дурно сложенные фундаменты из валунов различной величины, например в г. Верном (ныне Алма-Ата) при землетрясении 28 мая 1887 г., оставаясь сами мало поврежденными, значительно способствовали разрушению каменных построек. В настоящее время известно уже много примеров вращения предметов, разрушающихся при землетрясениях, например, по словам Рата, при землетрясении 29 июня 1873 г. в Беллуно на соборе (60 *м* высотою) фигура ангела (5 *м* высотою) повернулась на вертикальной оси на 20°, а крылья его оторвались и отскочили; при землетрясениях в рейнских провинциях 26 августа 1878 г., а также при верненском землетрясении 28 мая 1887 г. повертывались дымовые трубы, но при этом совершенно развалились, так что величину вращения определить было невозможно. В Ахене фигура Минервы на здании Политехникума разбилась при землетрясении горизонтальными трещинами, и отдельные части ее получили вращение. При землетрясении 9 ноября 1880 г. в Аграме многие надгробные памятники повертывались с С на З до 25°. В Верном отдельно стоящие колонны поворачивались от 7 до 12° [7].

В Чатаке во время ассамского землетрясения 1897 г. повернулась верхняя часть памятника, но еще более убедительными являются фигуры вращения воронкообразных углублений почвы в Rowmari во время того же землетрясения (Ольдгэм) [8], к которым конечно не приложимы доводы Маллета, Лазо и Мильна. Наконец весьма интересны многочисленные повороты (до 7°) кирпичных столбов забора кладбища г. Андижана при землетрясении 1902 г. [9], происшедшие однообразно по часовой стрелке. Отдельно

стоявшие предметы повернулись в том же направлении; трудно предполагать здесь простую случайность.

Продолжительность и число сотрясений, а также промежутки между отдельными ударами чрезвычайно разнообразны при каждом землетрясении. О числе колебаний до некоторой степени можно заключить по характеру подземного гула, который почти всегда сопровождает землетрясения. Глухой подземный шум происходит уже при 8 колебаниях в 1″, а 32 колебания дают ясный, но низкий тон (C-2), который однако не достигает еще музыкального тона (C-16). Так как при землетрясениях бо́льшею частью слышатся глухие раскаты грома, треск, шипение, вообще низкие тона звука, то из этого заключают, что скорость колебаний вообще небольшая. Вертикальные удары производят главным образом треск; волнообразные же — раскаты грома и шипение; соединение их дает неопределенный подземный гул.

Непосредственные наблюдения указывают, что число отдельных ударов обыкновенно больше в начале периода землетрясения и гораздо меньше в конце; так в начале периода происходит не менее 3 ударов в 1″, позднее — только 1 удар в 1″, а в конце — один удар в несколько секунд. Продолжительность ударов обыкновенно очень небольшая, по крайней мере разрушительные удары редко продолжаются даже минуту, а только несколько секунд. Разумеется, только в этом смысле и возможно говорить о продолжительности землетрясений; что же касается дней, недель, месяцев и даже годов, в течение которых землетрясения не прекращаются, то такого рода продолжительные сотрясения, состоящие обыкновенно из множества отдельных ударов и даже в разных местах одной и той же области, называются *периодами землетрясений;* продолжительность их разнообразна — от нескольких минут до 3 и даже 8 лет, как например в Китае (Кан-су); в этой провинции за последние 2 700 лет зарегистрировано 240 землетрясений (Wong) [*10*], из которых многие достигали большой длительности. Землетрясение на Камчатке с февраля по апрель 1923 г. выразилось 195 толчками. При японском землетрясении 1 сентября 1923 г. в первый день зарегистрировано 216 толчков, а во второй — 57, весь же период захватил почти неделю.

При землетрясении 26 марта 1812 г. в Каракасе, по Гумбольдту, первый удар продолжался 5—6″; затем последовал второй удар, продолжавшийся дольше и приведший почву в волнообразное движение; наконец наступил третий удар в 3—4″, произведший сотрясательное и волнообразное колебание, превративший город в груду развалин и погубивший много народу. Все землетрясение продолжалось 20″, и хотя заметны были промежутки между ударами, но удары очевидно происходили из одного центра; разница же в землетрясении зависит от прямого или непрямого удара.

При среднетерманском землетрясении 6 марта 1872 г. чувствовалось также несколько сотрясений: два удара, из которых то 1-й, то 2-й были сильнее для разных мест. Промежутки были весьма коротки, так как землетрясение продолжалось 5″. Здесь также был один исходный пункт.

Землетрясение в Герцогенрате 22 октября 1873 г. состояло из многих отдельных движений; в центре чувствовался один вертикальный удар, от которого распространялись горизонтальные колебания; землетрясение продолжалось 2½″.

Землетрясение в Герцогенрате 24 июня 1877 г. продолжалось 3—4″ и состояло из сильных сотрясательных движений, переходивших в волнообразные; то же еще с большею ясностью наблюдалось при землетрясении в западной Германии 26 августа 1878 г., продолжавшемся 2″.

Замечательные примеры периодов наблюдались много раз. Печальная катастрофа, так тяжело отозвавшаяся 9 ноября 1880 г. в Атраме, произведена весьма сильным ударом, одним из целого ряда то слабых, то более или менее сильных сотрясений, продолжавшихся с марта 1880 г. и не успокоившихся еще в 1881 г. Разрушительный удар 1 марта 1870 г. в Клане, в Карсте, принадлежит к периоду, продолжавшемуся с 27 февраля 1870 г. до 8 июня 1870 г.

Особенно длинный период землетрясений был в Гросс-Герау, в Гессене, в 1869—1870 гг. Начались землетрясения 12 января 1869 г., но более сильные — 30 октября 1869 г. и продолжались до января 1870 г., а с промежутками — до 1873 г. В некоторые дни насчитывали до 53 ударов, перемежавшихся с промежутками покоя в несколько минут. Насколько известно, исходный пункт этого периода землетрясения перемещался. Также большой период землетрясений был в Герцогенрате в 1873—1877 гг., в Комри, на ЮВ

Шотландии, на южном берегу озера Гарда в 1866—1868 гг., в Монтелеоне, в Калабрии, где в 1873 г. насчитали 949 ударов.

Верненское землетрясение 28 мая 1887 г. продолжалось около трех лет. Беловодское 22 июля 1885 г., в Туркестане, продолжалось около года; то и другое состояло из нескольких сот ударов (более 600), из которых сильнейший, предшествуемый только немногими слабыми, наступил почти в начале периода землетрясения. Семиреченское 1911 г. длилось около 4 мес.

Землетрясения проявляются как бы сериями: так в Хиосе в 1881 г., в Исхии, Швейцарии в 1851—1882 гг., в западной Германии в 1881 г., — все вместе взятые представляют период землетрясений, и ни одно из них не считается совершенно изолированным. Землетрясение в Новой Зеландии в 1878 г. продолжалось 5 недель, и в некоторые дни насчитывалось до 1 000 ударов. В С.-Сальвадоре в 1879 г. в течение 10 дней произошло 600 ударов, на острове св. Фомы в 1868 г. в течение 10 часов произошло 280 ударов. При землетрясении в октябре 1891 г. в Гифу (Японии) в течение недели произошло около 6 000 ударов, из которых первые 200 были разрушительными. В Мино-Овари после землетрясения в 1891 г. насчитано за два года 3 365 ударов [8].

Особенно замечательно беспримерное по силе землетрясение в провинции Фокида в Греции, начавшееся в 1870 г. и продолжавшееся три года; оно, по описанию Юл. Шмидта [*11*], началось 29 и 30 июля 1870 г. и сильнейшими вертикальными ударами проявилось 1 августа в 2½ ч., сопровождаясь подземным громом, разрушением зданий и громадными обвалами. В первые три дня удары происходили через каждые три секунды, так что всего было 86 000 ударов. На четвертый день Шмидт, бывший в Итсе, насчитал до 2 000 ударов; в течение 5 первых месяцев в 1870 г. произошло не менее 500 000 колебаний, а в 3½ года число ударов было от 0,5 до 0,75 млн., из них 300 ударов было страшных и разрушительных, особенно на 18 $км^2$ вокруг центра.

Сравнительно редко бывают землетрясения, состоящие из одного или немногих ударов, как например на Исхии 28 июня 1883 г., когда все окончилось в 15—20 секунд.

При многочисленных ударах обыкновенно землетрясение начинается слабыми, которые постепенно или быстро переходят в сильнейшие и затем снова ослабевают. Иногда сильнейший удар наблюдается в средине, но чаще он происходит в самом начале, предшествуясь только немногими слабыми, иногда едва заметными, как это было в б. Верном.

Землетрясение в г. Ходженте 23 марта 1868 г. началось в 2 час. 10 мин. утра легкими колебаниями, продолжавшимися 5—7″, за которыми последовало сильное землетрясение, окончившееся тоже слабыми, постепенно замиравшими. В этом случае, по словам Орлова, довольно ясно обнаружилось прохождение только одной главной сейсмической волны с сопровождающими ее побочными малыми волнами. Тот же порядок прохождения волн замечен Гаюи в Одессе при землетрясении 26 ноября 1824 г., простиравшемся от Трансильвании до Киева. В Иркутске 30 декабря 1861 г. в 3 час. 55 мин. 70 сек., по свидетельству Сементовского, землетрясение началось слабыми колебаниями, продолжавшимися 10″, за которыми раздался удар настолько сильный, что трубы на многих домах потрескались и рассыпались; удар этот, по мнению Орлова, очевидно соответствовал прохождению главной сейсмической волны и продолжался 1″,5, а затем перешел в слабое трясение и постепенно затих. В Селенгинске при том же землетрясении удары шли в том же порядке, как и в Иркутске, при этом отмечены как вертикальные колебания, так и горизонтальные. По свидетельству Н. А. Северцова, землетрясение 23 марта 1868 г. в г. Ташкенте началось вертикальным колебанием почвы, продолжавшимся около 3″ и сопровождавшимся подземным гулом наподобие отдаленного раската грома; горизонтальные же колебания продолжались довольно сильно около 50″.

В г. Ахалкалаках 19 декабря 1899 г. первый удар в 2 часа дня продолжался менее 1′, в тот же день последовало еще три, а затем до 3 февраля 1900 г. было отмечено до 40 ударов. Почти ту же картину дает шемахинское землетрясение 31 декабря 1902 года: первый одиночный удар, до шести — последовавших в тот же день, и 40 ударов — в последующий промежуток трех месяцев. В Андижане 16 декабря 1902 г. было отмечено в первый день (в 10 час. утра) три удара, причем от первого до второго прошло 40″. Мессинское землетрясение 28 декабря 1908 г. разразилось одним вертикальным ударом в 5 час. 20 мин. утра, сопровождавшимся волнообразными движениями 30″, а затем в течение долгого времени замечались удары средней силы около 6 час. утра, которые чувствовались даже всеми находившимися на пароходах. Вторая верненская катастрофа 4 января 1911 г. разразилась в 4 час. 38 мин. утра сложным ударом, продолжавшимся около 6′ и сопровождавшимся пятью более слабыми на протяжении часа; затем последовал сильный и еще 19 слабых до ночи. Всего с первого удара 4 января до 10 июня отмечено было 300 ударов, из которых до 10 сильных, а 14 января произошло два очень сильных удара с промежутками в 10 мин., почти разрушительных.

Словом целый ряд наблюдений доказывает, что в больших периодах землетрясений сильнейший удар предшествуется и оканчивается слабейшими ударами.

Повторяемость землетрясений, выражающаяся в частом проявлении их в какой-либо области, и наибольшая степень их напряженности определяют *понятие сейсмичности страны*. Чтобы судить о сейсмичности, необходимы

сведения за много лет, собираемые в так называемых *каталогах землетрясений*. По таким данным можно выразить в цифрах среднюю повторяемость ударов на квадратный километр страны, но еще лучше, по примеру Монтессю-де-Баллора, изображать не только повторяемость, но и степень напряженности и место эпицентра, пользуясь для этого кружками разной величины. На карте всего света мы можем выделить в результате *области сейсмичные*, т. е. потрясаемые часто и разрушительно, *пенесейсмичные*, т. е. потрясаемые часто и сильно, и *асейсмичные*, потрясаемые редко и слабо или вовсе не потрясаемые (см. § 48).

§ 36. СЕЙСМОМЕТРИЯ [1]

Можно уподобить землетрясение фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть то, что там происходит.

Голицын.

С конца прошлого века началось систематическое применение физико-математических методов к исследованию землетрясений. Этот путь оказался в высшей степени плодотворным, позволив в короткий срок решить ряд фундаментальных проблем современной сейсмологии, изучение которых на другой основе было бы невозможно.

Это направление сейсмологии базируется в своих выводах на показаниях специальных приборов (так называемых сейсмографов), измеряющих колебания почвы, поэтому обычно оно называется сейсмометрией.

Предметом непосредственного исследования сейсмометрии являются сейсмические волны, т. е. механические колебания, возникающие при быстрых перемещениях масс внутри Земли и распространяющиеся от очага по всем направлениям. Пройдя через внутренние области Земли, сейсмические волны достигают земной поверхности на различных расстояниях от очага и могут быть восприняты и записаны сейсмографами. Физико-математический анализ полученных записей (сейсмограмм) позволяет восстановить путь сейсмических волн внутри Земли, а также некоторые физические особенности среды, через которую они прошли. Таким образом Земля уподобляется гигантской линзе, просвечиваемой сейсмическими волнами.

Начиная с Маллета целый ряд ученых деятельно способствовал развитию сейсмометрии. Однако только благодаря Вихерту, впервые четко поставившему вопросы методики наблюдений, сейсмометрия стала быстро и уверенно развиваться, чему в весьма значительной степени мы обязаны также трудам покойного академика Б. Б. Голицына.

Ознакомлению с сейсмическими волнами должно предшествовать краткое напоминание некоторых элементарных фактов из учения об упругости.

При помощи внешней силы можно изменить взаимное расположение частиц твердого тела или, как говорят, деформировать его. При этом в теле развиваются внутренние силы, называемые упругими. Стремясь вернуть частицам тела их первоначальное расположение, упругие силы препятствуют деформации и по удалении внешней силы сами восстанавливают первоначальные размеры и форму тела.

Зависимость между силой и деформацией дается законом Гука, согласно которому деформация пропорциональна силе, ее вызвавшей. Этот закон справедлив только для малых деформаций. Если перейти определенный для каждого материала предел, то пропорциональность между силой и деформацией прекратится, а еще дальше наступит разрушение материала. Последнее

[1] Стр. 519—664 составил Н. В. Вешняков.

имеет место вблизи очага землетрясений, при изучении же законов распространения сейсмических волн на значительных расстояниях от очага можно считать, что деформации малы и закон Гука приложим.

Различают два основных вида деформации — объема и формы. Примером деформации объема является всестороннее сжатие или растяжение (рис. 424); при этом все частицы тела в одинаковое число раз сближаются между собой или удаляются друг от друга. Форма тела не меняется, а изменяется только объем. Заметим, что независимо от аггрегатного состояния (газ, жидкость или твердое тело) изменение объема вызывает во всех телах появление упругих сил. Способность тела сопротивляться изменению объема обычно характеризуется модулем всестороннего сжатия K.

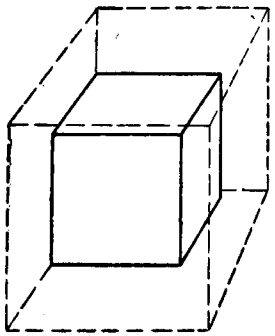


Рис. 424. Элементарная деформация объема, по Зибергу.

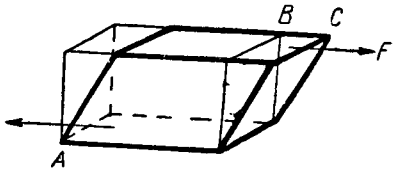


Рис. 425. Сдвиг, по Эдсеру.

Если V первоначальный объем тела, ΔV — изменение этого объема, вызванное давлением p (т. е. силой, приложенной к каждой единице поверхности тела и нормальной к этой поверхности), то

$$K = \frac{V}{\Delta V}\, p.$$

Предположив, что закон Гука справедлив для любых деформаций, можно мысленно увеличить давление p до такой величины, чтобы $\Delta V = V$. Тогда $K = p$, т. е. модуль всестороннего сжатия определяет давление, которому надо подвергнуть тело, чтобы изменить его объем вдвое. Понятно, что в действительности такой опыт произвести не удастся, так как гораздо раньше наступит разрушение тела, а еще раньше прекратится пропорциональность между силой и деформацией.

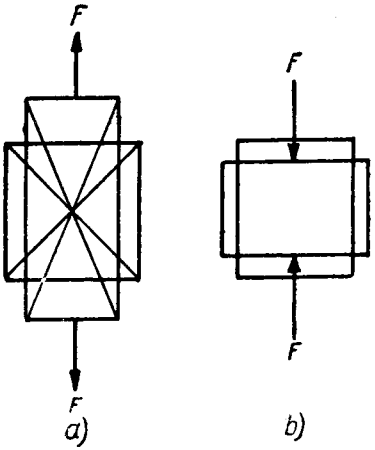


Рис. 426. Одностороннее растяжение (*a*) и сжатие (*b*).

Примером деформации формы является сдвиг. Если к противолежащим граням прямоугольного параллелепипеда приложить две равные и противоположно направленные силы F (рис. 425), то эти грани сдвинутся друг относительно друга, и прямоугольный параллелепипед превратится в скошенный. Так как площадь основания и высота его при этом не изменятся, то и объем его, равный произведению этих двух величин, останется без изменения. Таким образом сдвиг не сопровождается изменением объема.

Способность тела сопротивляться изменению формы определяется модулем сдвига μ. Модуль сдвига дает то усилие f, которое надо приложить

к каждой единице противоположных поверхностей тела, чтобы угол сдвига α был равен единице (т. е. 1 радиану, равному 57°,3). Оговорка, сделанная выше о возможности аналогичного опыта при определении модуля всестороннего сжатия, остается в силе и здесь.

Сдвиг возможен только в твердых телах. Газы и жидкости не сопротивляются изменению формы, в них при этом упругие силы не возникают, и модуль сдвига для них равен нулю.

Наконец одностороннее растяжение или сжатие дают пример деформации объема и формы одновременно. Если растягивать кубик двумя противоположными силами F (рис. 426, *а*), то, как показывают расчет и опыт, удлинение его сопровождается поперечным сжатием, причем объем увеличивается. Обратное явление имеет место при одностороннем сжатии (рис. 426, *b*). Кроме того, так как до деформации диагонали пересекались под прямым углом, а после деформации угол между ними изменился, то вдоль диагональных плоскостей произошел сдвиг (деформация формы).

Сопротивляемость данного материала одностороннему растяжению или сжатию оценивается модулем продольной упругости E, часто называемым модулем Юнга.

Если длина стержня L изменилась на ΔL под влиянием силы f, приложенной к каждой единице площади поперечного сечения, то

$$E = \frac{L}{\Delta L} f.$$

Если бы удалось удлинить стержень вдвое, т. е. сделать $\Delta L = L$, то было бы $E = f$. Значит модуль Юнга дает ту силу, которую надо приложить к каждой единице площади поперечного сечения тела, чтобы удлинить его вдвое. Например, если модуль Юнга для стали равен 2 200 000 *кг/см²*, то это значит, что для удлинения стального стержня вдвое потребовалось бы приложить к каждому квадратному сантиметру площади его поперечного сечения силу в 2 200 000 *кг*.

Выше указывалось, что продольное растяжение сопровождается поперечным сжатием. Если относительное удлинение стержня равно $\frac{\Delta L}{L}$, а относительное уменьшение его поперечных размеров при этом равно $\frac{\Delta d}{d}$ (где

Таблица 46

Материал	Плотность ρ	E $\frac{дин}{см^2}$	μ $\frac{дин}{см^2}$	K_0 $\frac{дин}{см^2}$	K_{10} $\frac{дин}{см^2}$	σ
		Эти числа надо помножить на 10^{11}				
Платина	21,5	—	6,5	25	—	0,38
Алюминий	2,6	7	2,5	4,5 — 7,5	7,5	0,26
Сталь	7,8	20	8,0	13,6	—	0,26
Медь	8,9	12	4,7	5,13	13	0,13 — 0,35
Серебро	10,5	7	2,9	6 — 10	10,5	0,31 — 0,38
Золото	19,3	8	2,8	7 — 17	17,5	0,33
Латунь	8 — 8,5	8	3,6	6,0	—	0,25 — 0,36
Кремний	2,75	7	3,4	2,9	—	0,08
Опал	—	4	1,8	1,4	—	0,06
Граниты разные	2,5 — 3	1 — 10	1,5 — 2,5	2,5 — 4,5	5,4	0,20 — 0,28
Мрамор	2,5 — 2,9	3 — 7	1 — 2	7	7	0,15 — 0,28
	—	1,6	0,6	1,2	—	0,26

K_0 — при нормальном давлении; K_{10} — при давлении 10 000 *ат*.

d — первоначальный диаметр, а Δd — уменьшение его), то отношение поперечного сжатия к продольному удлинению

$$\frac{\Delta d}{d} : \frac{\Delta L}{L} = \sigma$$

является для данного материала постоянной величиной, называемой коэфициентом Пуассона. Величина σ может колебаться для различных тел от 0 до $\frac{1}{2}$. Для большинства твердых тел, в том числе и для большинства горных пород, σ близко к $\frac{1}{4}$. Между модулями Юнга E, сдвига μ, всестороннего сжатия K и коэфициентом Пуассона σ существует следующая зависимость:

$$\mu = \frac{E}{2\,(1+\sigma)} \text{ и } K = \frac{E}{3\,(1-2\sigma)}. \quad (1)$$

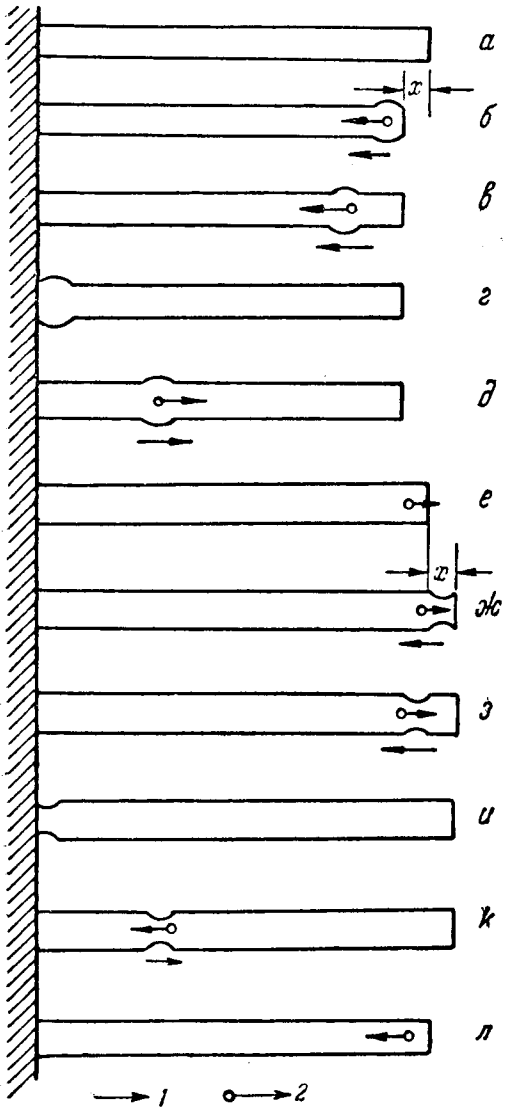


Рис. 427. Распространение импульса в упругом стержне.

1—направление перемещения отдельных частиц; *2*—направление распространения деформации.

В таблице 46 приведены численные значения упругих констант для некоторых горных пород и материалов.

Попытаемся теперь выяснить сущность колебательного процесса и условия его возникновения в твердых телах, выбрав для этого простейший и сильно схематизированный пример. Возьмем длинный стержень, один конец которого заделан в недеформируемую стену, а другой свободен (рис. 427). По торцу свободного конца произведем удар. Этот конец сожмется и стержень станет короче на некоторую величину x, одновременно несколько расширившись поперек (рис. 427, *б*). За время удара частицы, непосредственно прилегающие к свободному концу, приобрели какую-то скорость v, а следовательно и количество движения mv, где m — масса частиц, пришедших в движение. Двигаясь влево, эти частицы приблизятся к соседним, находящимся еще в покое частицам. При этом они обменяются количеством движения, вследствие чего частицы, бывшие в покое, начнут двигаться влево со скоростью v, а частицы, первоначально обладавшие этой скоростью, остановятся (рис. 427, *в*). Происходит явление, аналогичное соударению упругих шаров. Таким образом сжатие будет перемещаться справа налево в сторону стены. Когда деформация достигнет стены (рис. 427, *г*), то распространяться дальше она не сможет, так как по условию стена не сжимаема. Поэтому, ударившись о стену, частицы отразятся от нее, изменив при этом направление скорости на обратное, и сжатие станет перемещаться от стены к свобод-

ному концу (рис. 427, *д*). Достигнув его и не встречая на своем пути препятствия, частицы по инерции «проскочат» дальше и не только восстановят первоначальную длину стержня (рис. 427, *е*), но еще вытянут его на ту же величину x, на которую он был первоначально укорочен ударом (рис. 427, *ж*). Теперь сжатие сменится растяжением, причем растянутый участок слегка сожмется поперек. В процессе растяжения свободный конец испытает резкий рывок, вследствие чего частицы стержня начнут последовательно перемещаться к свободному концу, а деформация будет двигаться к стене (рис. 427, *з*). Достигнув стенки (рис. 427, *и*), деформация отразится от нее, и разряженный участок станет перемещаться обратно к свободному концу, т. е. вправо (рис. 427, *к*). На свободном конце растяжение сменится сжатием, после чего вся картина повторится сначала (рис. 427, *л*).

Итак мы видим, что отдельные частицы отклоняются от своего положения равновесия вправо и влево на весьма незначительную величину, в то время как деформация пробегает всю длину стержня от одного конца до другого. Колебательное же движение частиц происходит в данном случае вследствие отражения деформации от концов стержня.

Однако колебательный процесс может возникнуть и иначе. Приложим к свободному концу стержня периодически меняющуюся силу, попеременно то сжимающую, то растягивающую конец стержня. За колебаниями силы будут следовать частицы стержня, и вдоль него побегут сгущения и разрежения, независимо от отражений от концов. В результате в стержне установится особый режим, называемый стоячими волнами. Мы на них останавливаться не будем.

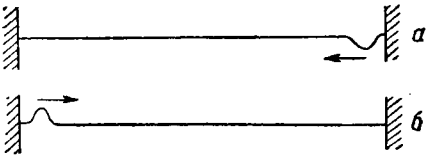


Рис. 428. Распространение поперечных колебаний в проволоке.

При описанном выше процессе колебания отдельных частиц происходят вдоль направления распространения деформации, поэтому такие колебания называют *продольными*. Продольные колебания сопровождаются сгущениями и разрежениями материи, т. е. изменением объема. Они могут иметь место во всех телах независимо от аггрегатного состояния.

Наблюдать явление, аналогичное распространению продольных колебаний, можно на железной дороге, когда паровоз дает сильный толчок товарному поезду. При этом видно, как толчок передается от вагона к вагону, а иногда можно заметить и отражение от свободного конца.

Другой характер имеют поперечные колебания. Для иллюстрации этого рода движения возьмем проволоку, закрепленную по концам (рис. 428). Если у одного конца ударить поперек проволоки, то в месте удара она прогнется, и деформация начнет двигаться к противоположному концу, отразится от него, побежит обратно и т. д. В известной степени мы получим картину, напоминающую распространение деформации при продольных колебаниях. Однако существенная разница будет в том, что теперь частицы проволоки колеблются перпендикулярно направлению распространения деформации, в то время как при продольных колебаниях они перемещались вдоль направления ее распространения. Как и раньше, деформация пробегает всю длину тела, а отдельные элементы, участвующие в колебаниях, отклоняются от своего равновесного положения в очень ограниченных пределах, в данном случае вверх и вниз.

Если один из концов проволоки привести в колебательное движение (рис. 429), то поперечные колебания побегут вдоль проволоки независимо от отражения от концов. Как и в случае продольных колебаний, отраженные волны, складываясь с прямо идущими, дадут стоячие волны.

Изобразив проволоку в увеличенном виде (рис. 430), мы ясно увидим, что поперечные колебания сопровождаются сдвигом.

Так как сдвиг возможен только в твердых телах, то и поперечные колебания могут возникать только в твердых телах. В газах и жидкостях они невозможны.

Поперечные колебания в сплошной упругой твердой среде показаны на рис. 431.

Перейдем теперь к распространению колебаний в земной коре.

Ограничиваясь рассмотрением небольшой области земной коры, когда мощность свиты невелика, каждый слой, образующий свиту, можно считать за однородное и изотропное тело. Строго говоря, это конечно не верно, но так как кристаллы, образующие горные породы, малы, распределены достаточно равномерно и ориентированы самым беспорядочным образом, то в первом приближении такое допущение может считаться справедливым.

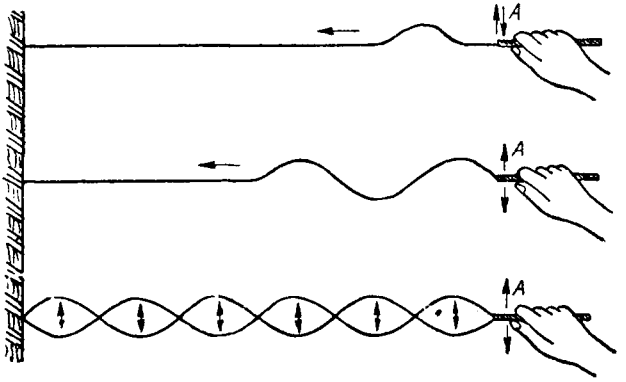


Рис. 429. Стоячие волны в проволоке, по Полю.

Увеличение температуры и давления с глубиной сопровождается изменением физических свойств материи, поэтому, изучая распространение сейсмических волн в мощных геологических образованиях (в несколько сот километров и больше), среду нельзя уже считать однородной и изотропной. Это обстоятельство сильно осложняет все явления, поэтому для начала мы ограничимся первым, более простым случаем.

Резкое нарушение упругого равновесия в какой-либо части земной коры должно сопровождаться рядом толчков или ударов, вызывающих серию деформаций объема и формы среды. Эти деформации не останутся на месте,

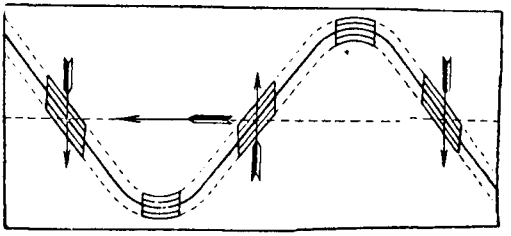


Рис. 430. Деформации элементов среды, сопровождающие распространение поперечных колебаний, по Эдсеру.

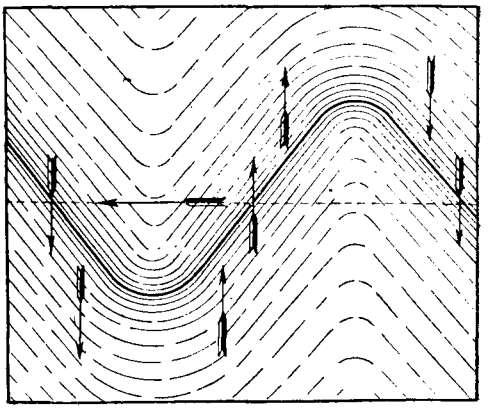


Рис. 431. Поперечные колебания упругой твердой среды, по Эдсеру.

а будут распространяться в однородной и изотропной среде по шаровым поверхностям. Распространяющиеся так деформации называются сейсмическими волнами. Смотря по характеру колебаний частиц, говорят о продольных волнах, называемых также волнами сжатия и разрежения, или о поперечных волнах (иначе волнах сдвига). Линии, нормальные к волновым поверхностям, называются лучами. В зависимости от вида волны говорят о продольных и поперечных лучах

Скорость продольных волн в неограниченной твердой среде равна

$$v_1 = \sqrt{\frac{E\ (1-\sigma)}{\rho\ (1+\sigma)\ (1-2\sigma)}}, \tag{2}$$

где E — модуль Юнга,
ρ — плотность,
σ — коэфициент Пуассона.

Поперечные волны распространяются со скоростью

$$v_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \tag{3}$$

где μ — модуль сдвига,
или, так как

$$\mu = \frac{E}{2\ (1+\sigma)}, \tag{1}$$

то

$$v_2 = \sqrt{\frac{E}{\rho}\ \frac{1}{2(1+\sigma)}}. \tag{4}$$

Для большинства горных пород σ близко к $\frac{1}{4}$, поэтому отношение скорости продольных колебаний к скорости поперечных будет

$$\frac{v_1}{v_2} = \sqrt{\frac{2\ (1-\sigma)}{1-2\sigma}} = \sqrt{3} = 1{,}72.$$

Следовательно продольные волны распространяются в 1,7 раза быстрее поперечных. Это только примерное соотношение скоростей. Наблюдения показывают, что для горных пород σ в среднем несколько больше, а именно 0,27—0,29.

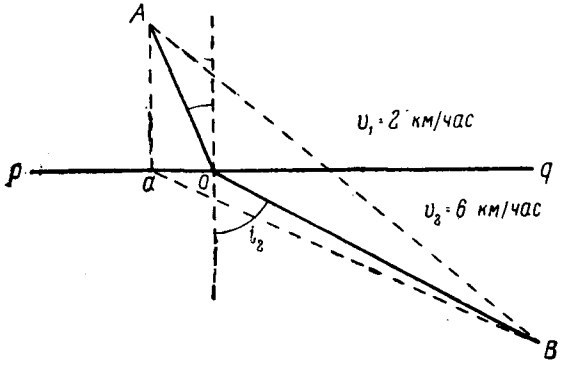


Рис. 432. Преломление луча.

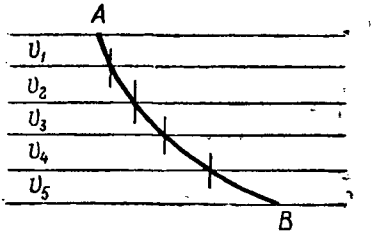


Рис. 433. Распространение луча в слоистой среде.

При изучении законов распространения сейсмических волн важнейшую роль играет закон, известный под названием «принципа минимума времени» или принципа Ферма́. Сущность этого закона заключается в том, что при распространении из точки A в точку B сейсмический луч пройдет по тому пути, который потребует наименьшего времени. В однородной и изотропной среде это будет прямая. В неоднородной же среде это будет некоторая ломаная или кривая, вид которой определится характером неоднородности.

Поясним это примером. Предположим, что верхняя часть рис. 432 изображает зыбкое болото, в котором человек может двигаться со скоростью $v_1 = 2$ *км/час*, а в нижней части твердая почва, где можно двигаться со скоростью $v_2 = 6$ *км/час*.

pq — линия, отделяющая твердую почву от болота.

В точке A находится человек, которому надо попасть в точку B. Спрашивается, по какому пути ему надо двигаться, чтобы добраться до точки B в наикратчайшее время. Совершенно очевидно, что по прямой AB ему двигаться невыгодно, так как значительную часть пути ему придется итти по болоту, т. е. медленно. Может показаться, что самым быстрым путем будет путь AaB, когда он передвигается по болоту (следовательно с малой скоростью) самый короткий участок, а длинный отрезок пути он будет двигаться по твердой почве (т. е. с большей скоростью). Однако оказывается, что при этом выигрыш на укорочение участка Aa вызывает некоторый излишний проигрыш из-за чрезмерного удлинения отрезка пути aB. Расчет показывает, что наиболее быстрый из всех возможных будет путь AoB, при котором соблюдается закон синусов

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{v_1}{v_2},$$

т. е. обычный закон преломления.

Для случая распространения волновых явлений мы получим аналогичный результат. Из точки A, находящейся в среде со скоростью распростра-

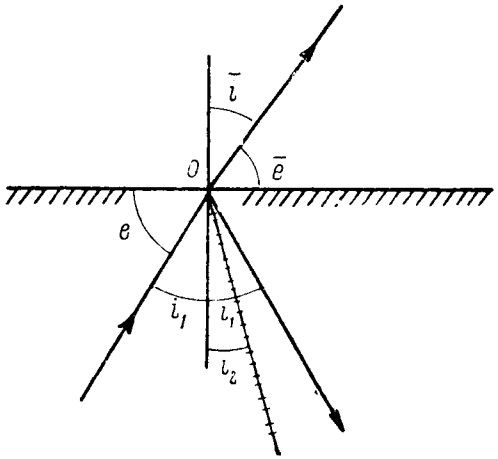


Рис. 434. Падение продольной волны на земную поверхность.

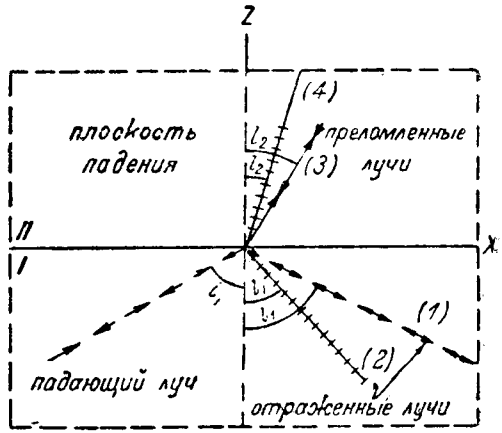


Рис. 435. Падение продольной волны на границу раздела двух упругих сред, по Гутенбергу.

нения v_1, в точку B среды со скоростью v_2 (где $v_2 > v_1$) попадет луч, прошедший по пути AoB, удовлетворяющему принципу наименьшего времени.

Теперь представим себе слоистую среду, в которой скорость распространения в каждом следующем слое больше, чем в предыдущем, так что $v_1 < v_2 < v_3 < v_4 < \ldots$. (рис. 433).

Если из точки A распространяется волна, то, согласно принципу Ферма, при переходе в каждый следующий слой будет соблюдаться обычный закон преломления, в результате чего луч из A в B попадет по ломаной линии.

Представим себе, что слои делаются все тоньше, число их все увеличивается, а разность скоростей между двумя соседними все уменьшается, тогда в пределе мы получим среду с непрерывным изменением скорости, а траектория луча из ломаной превратится в плавную кривую, причем время пробега волны по этой кривой будет меньше, чем по прямой или по любой другой кривой, соединяющей A с B.

В случае падения продольной волны на земную поверхность произой-

дет не только ее отражение, но появится еще новая отраженная волна — поперечная (рис. 434). Отражение продольной волны произойдет по обычному закону — угол падения равен углу отражения. Поперечная же волна выйдет из точки O под углом i_2 таким, что

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{v_1}{v_2},$$

где v_2 — скорость распространения поперечной волны в данной среде.

Эта вновь появившаяся поперечная волна несколько искажает наши наблюдения на поверхности, вследствие чего мы не можем непосредственно измерить угол падения i_1, а измеряем только «кажущийся» угол $\bar{i}$.

Часто вместо угла падения говорят о дополнении его до прямого и называют тогда углом выхода сейсмической радиации $\bar{e}$. Истинный угол выхода e связан с кажущимся $\bar{e}$ следующим соотношением

$$\cos e = \frac{v_1}{v_2}\sqrt{\frac{1-\sin \bar{e}}{2}}.$$

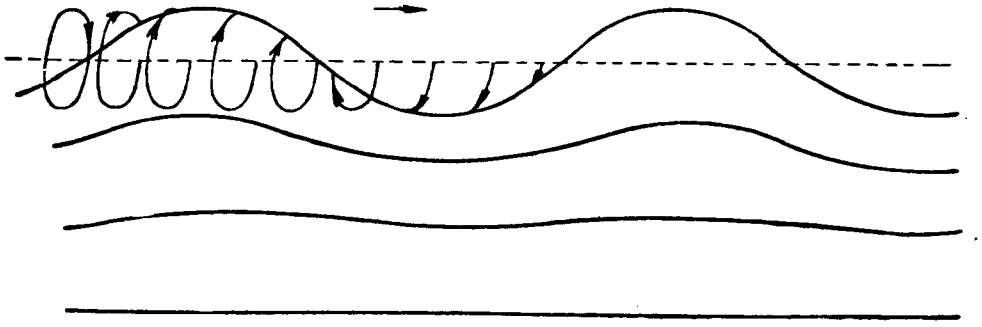


Рис. 436. Поверхностные волны Релея.

При падении продольной волны на поверхность раздела двух упругих сред, в которых скорости распространения различны, явление осложняется. В точке падения появляются четыре волны: продольная отраженная (*1*), поперечная отраженная (*2*), продольная преломленная (*3*) и поперечная преломленная (*4*) (рис. 435).

Наконец на поверхности Земли распространяются еще волны особого рода, называемые поверхностными или длинными.

Различают два вида поверхностных волн — волны Релея (L_R) и волны Лове (L_Q). Первые имеют ясно выраженную вертикальную составляющую и распространяются со скоростью

$$v_R = 0{,}92\ v_2,$$

т. е. немного медленнее поперечных волн. До некоторой степени они напоминают волны на поверхности воды; однако существенная разница будет заключаться в том, что водяные волны распространяются благодаря силе тяжести, в то время как поверхностные волны распространяются благодаря силам упругости. При прохождении релеевских волн частичка земной поверхности описывает эллипсы, большая полуось которых вытянута вверх (рис. 436).

Часто наблюдаются также поверхностные волны Лове L_Q, отличающиеся отсутствием вертикальной составляющей. Скорость их распространения

$$v_R < v_Q < v_2,$$

они распространяются быстрее волн Релея, но медленнее поперечных. Колебания происходят в горизонтальной плоскости перпендикулярно направлению распространения волны. Поверхностные волны быстро затухают с глубиной.

§ 37. РЕГИСТРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Регистрация колебаний почвы, вызванных прохождением сейсмических волн, производится при помощи особых приборов, называемых сейсмоскопами и сейсмографами.

Сейсмоскопами называются приборы, позволяющие лишь качественно констатировать наличие сотрясений почвы и дающие только грубо ориентировочное представление об их характере и направлении.

Древнейшим из известных приборов этого рода является китайский сейсмоскоп Chôko, относящийся к 136 г. н. э. Внутри полого латунного шара помещался маятник, перпендикулярно к стержню которого был прикреплен ряд штифтов. При колебании маятника штифтами выталкивались шарики, покоившиеся в пастях драконовых голов, укрепленных на наружной стороне латунного шарика. Шарики падали в раскрытые рты лягушек, установленных под драконами.



Рис. 437. **Старинные сейсмометры.**

a—Будче; *b*—Каччиоторе; *c*—Лазо.

Совершенно правильный принцип, положенный в основу этого прибора, оставался неизвестным в Европе, а в Китае оказался забыт. Только в середине XVIII века итальянцы Travagini и Bina использовали маятник для регистрации землетрясений. Сейсмоскоп Travagini и Bina состоял из штатива, к которому был подвешен груз, снабженный на конце штифтом. Под штифтом укреплялась закопченная пластинка, на которой маятник мог прочерчивать свои колебания.

Принцип действия подобного прибора будет разобран ниже.

Несмотря на правильность основной идеи, прибор Travagini и Bina обладал рядом существенных недостатков, вследствие чего записи, полученные помощью его, не могли дать сколько-нибудь ценных результатов.

Дальнейшее развитие и усовершенствование приборов этого типа привело к созданию простейших (рис. 437) сейсмографов или сейсмометров. Современные инструменты графически воспроизводят колебания почвы во времени настолько правильно, что полученная запись позволяет количественно характеризовать зарегистрированные колебания (рис. 438).

Основной и наиболее существенной частью сейсмографа является маятник той или иной конструкции. Чтобы предохранить маятник от боковых колебаний, его свободу ограничивают особыми подвесами, два типа которых

показаны на рис. 439. Первый подвес, на штифтах, является в настоящее время мало употребительным; при втором, наиболее распространенном способе, маятник подвешивается на тонких стальных ленточках, работающих на изгиб.

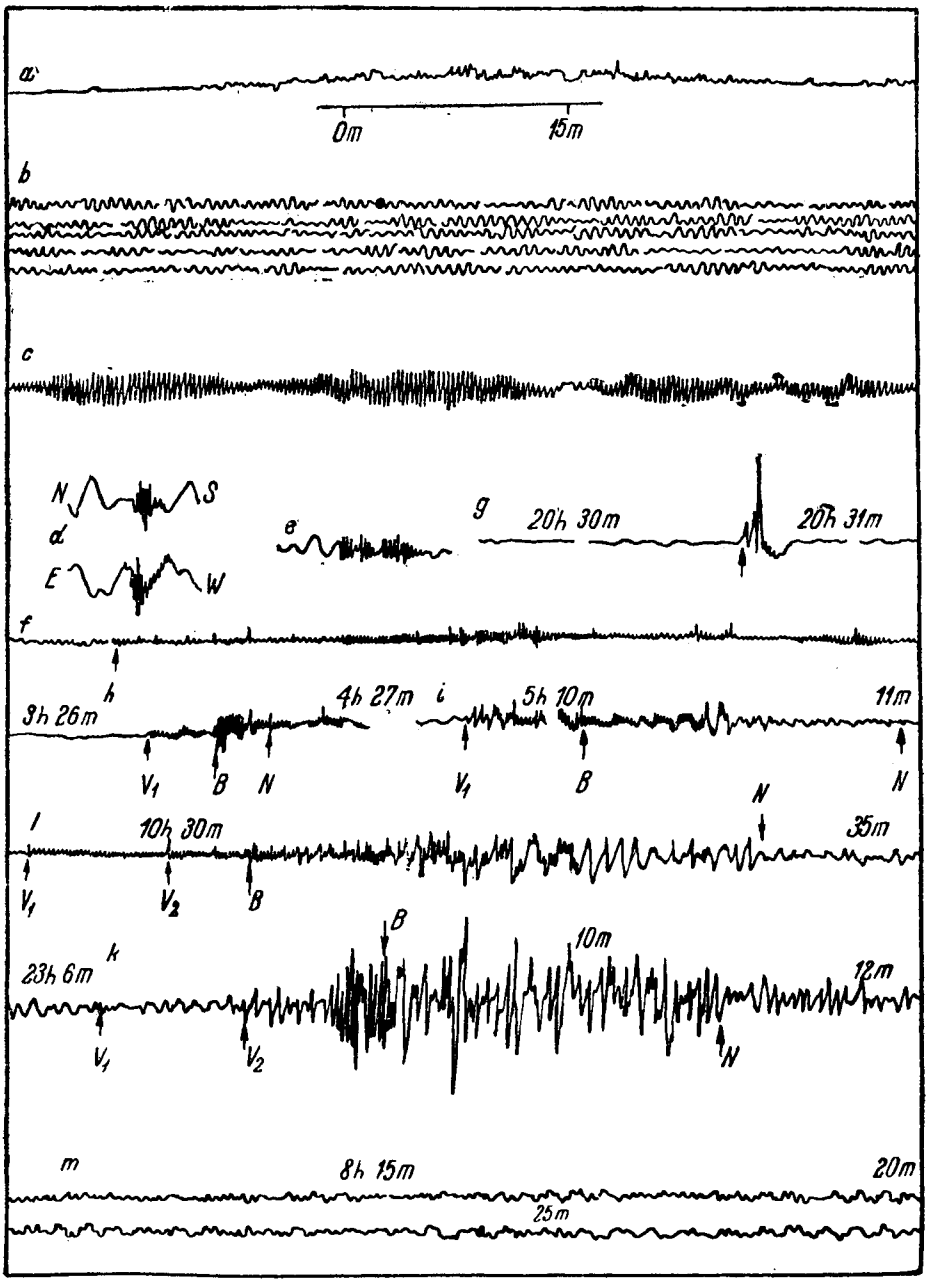


Рис. 438. Примеры различных сейсмографических записей, по Зибергу.

Поскольку основной частью сейсмографа является маятник, необходимо вкратце напомнить некоторые его свойства.

Математическим или простым маятником называется система, состоя-

щая из точечной массы, подвешенной на невесомой и недеформируемой нити, могущей свободно вращаться вокруг горизонтальной оси. Маленький тяжелый шарик на длинной нити можно уподобить математическому маятнику. Период его колебаний, т. е. продолжительность одного полного качания от крайнего положения A до крайнего положения B и обратно до A (рис. 440), определяется формулой

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}, \tag{5}$$

где l — длина нити, а g — ускорение силы тяжести.

Если размеры и расположение частей маятника таковы, что его массу

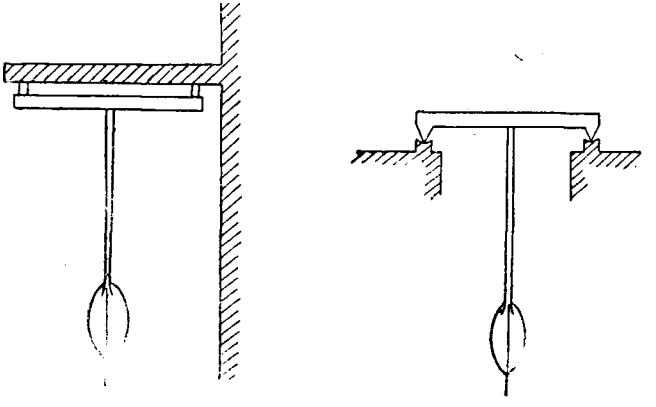


Рис. 439. Типы подвесов сейсмографов.

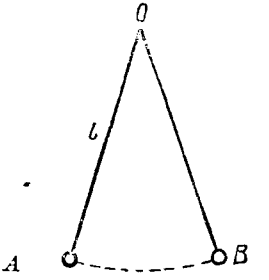


Рис. 440. Математический маятник.

нельзя считать сконцентрированной в точке, то говорят о физическом или сложном маятнике. Период его колебаний равен

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{K}{Mr}\frac{1}{g}}, \tag{6}$$

где K — момент инерции относительно оси вращения,
M — масса подвижных частей,
r — расстояние от оси вращения до центра тяжести,
g — ускорение силы тяжести.

Можно подобрать математический маятник такой длины, чтобы период его колебаний был в точности равен периоду данного физического маятника. В этом случае формулы (5) и (6) дают

$$l = \frac{K}{Mr}. \tag{7}$$

Эту величину называют приведенной длиной физического маятника. Отложив от оси вращения по прямой, проходящей через центр тяжести, длину $l = \frac{K}{Mr}$, мы получим точку C, которая называется центром качания (рис. 441). Если всю массу физического маятника сконцентрировать в центре качания, то период его не изменится. Заметим, что центр качания не совпадает с центром тяжести g и всегда дальше его от оси вращения.

Характер колебаний маятника будет различен, смотря по тому, какое сопротивление он встречает своему движению.

Если сопротивление совершенно отсутствует, то отклоненный и затем

предоставленный самому себе маятник будет бесконечно долго колебаться с постоянной амплитудой, равной начальному отклонению (рис. 442, *A*).

Если же сопротивление имеет место, то следует различать сопротивление постоянное и сопротивление пропорциональное скорости.

Первый случай мы имеем при трении пера о бумагу, при трении упорных штифтов о стальные чашечки, при наличии всякого рода подшипников и механических сочленений. Для приведения маятника в движение необходимо приложить к нему момент, который оказался бы больше момента сил трения. Таким образом в этом случае маятник имеет порог чувствительности. Отклоненный и предоставленный затем самому себе, маятник совершает колебания с убывающими амплитудами, причем это убывание происходит в арифметической прогрессии (рис. 442, *B*). Маятник остановится не в положении равновесия, а несколько не дойдя до него, причем чем больше момент сил трения, тем шире окажется полоса, в которой может произойти остановка. Трение не влияет на период колебаний.

Другой случай будет при сопротивлении, пропорциональном скорости. Сопротивление воздуха, движение в вязкой жидкости, электромагнитное трение (см. ниже), внутреннее трение в ленточной пружине подвеса и т. п. создают сопротивление, пропорциональное скорости. В этом случае порога чувствительности нет, и сколь угодно малый внешний момент достаточен, чтобы вывести маятник из равновесия.

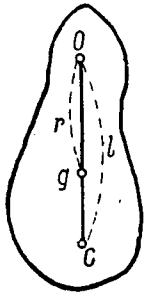


Рис. 441. Физический маятник.

Если отклонить такой маятник и затем отпустить, то амплитуды его со временем будут убывать в геометрической прогрессии (рис. 442, *C*). Отношение двух последовательных амплитуд называется коэфициентом затухания v. Если через $a_1, a_2, \ldots a_n$ обозначить последовательный ряд амплитуд, то

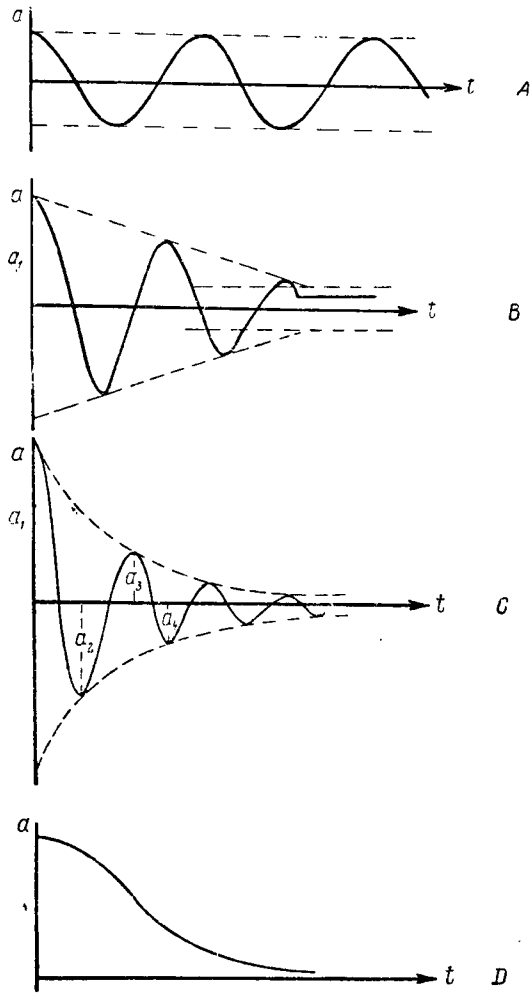


Рис. 442. Колебания маятника при различном сопротивлении среды.

$$v = \frac{a_1}{a_2} = \frac{a_2}{a_3} = \frac{a_3}{a_4} \cdot \cdot \cdot = \frac{a_n}{a_{n+1}} = \text{const.}$$

Касательная к максимальным отклонениям будет уже не прямая, как в случае постоянного сопротивления, а показательная кривая, изображаемая уравнением вида

$$y = Ae^{-\varepsilon t}.$$

Период колебаний T при наличии затухания больше периода свободных колебаний T_0.

При очень сильном сопротивлении движение маятника потеряет колебательный характер, и отклоненный маятник будет медленно возвращаться к положению равновесия, оставаясь все время по одну сторону от него (рис. 442, D); такое движение называется апериодическим.

Предельный случай апериодического движения, когда достаточно самого малого уменьшения сопротивления, чтобы начался колебательный процесс, т. е. чтобы маятник качнулся за положение равновесия, называется границей апериодичности.

Теперь рассмотрим, как будет вести себя маятник, установленный на колеблющейся почве. Для этого представим себе штатив, к которому подвешен маятник, могущий прочерчивать свои колебания штифтом на закопченной пластинке (рис. 443). Допустим, что вследствие прихода сейсмической волны почва быстро сместилась вправо на некоторую величину x. Вместе с почвой сместится штатив и скрепленная с ним закопченная пластинка. Груз же, в силу присущей его массе инерции, останется в первый момент неподвижным в пространстве. Вследствие этого получится поворот маятника относительно штатива на некоторый малый угол, и конец пера прочертит на закопченной пластинке черту, по длине равную

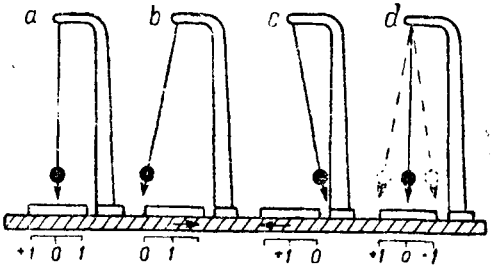


Рис. 443. Движение маятника на подвижной почве.

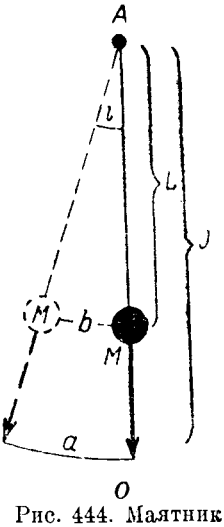


Рис. 444. Маятник с простым увеличительным рычагом, по Зибергу.

смещению почвы x, но в направлении обратном этому смещению. Аналогичная картина повторится при смещении почвы влево. Таким образом при быстрых колебаниях почвы сейсмограф будет их в точности воспроизводить. Иными словами, смещения почвы воспроизводятся без искажений, если период сейсмографа T_0 значительно больше периода почвы T_p.

Если, как это обычно бывает, мы имеем дело с физическим маятником, то неподвижным в пространстве остается центр качания.

Чтобы получить запись в бо́льшем масштабе, маятник снабжают увеличительным рычагом, к концу которого прикрепляют пишущее перо (рис. 444). Расстояние OA от оси вращения до конца пера называется индикаторной длиной J.

Отношение максимальной амплитуды пера y_{max} к максимальной амплитуде почвы x_{max} называется увеличением сейсмографа. При чрезвычайно быстрых колебаниях почвы, т. е. когда $T_0 \gg T_p$, увеличение равно

$$V = \frac{J}{l},$$

т. е. в этом случае увеличение пропорционально индикаторной длине и обратно пропорционально приведенной длине. Это увеличение называют индикаторным или нормальным.

Если колебания почвы будут значительно медленнее свободных колебаний маятника (т. е. период почвы значительно больше периода маятника), то последний будет частично увлечен почвой. Центр качания нельзя уже будет считать неподвижным в пространстве, и отклонения его окажутся преуменьшенными, причем запись будет происходить в том же направлении, что и движение почвы. Таким образом в этом случае увеличение меньше индикаторного. При очень медленных колебаниях почвы мы вообще не заметим отклонения маятника, он будет относительно штатива в покое, и увеличение равно пулю.

Наконец, если периоды маятника T_0 и почвы T_p окажутся равными (т. е. маятник колеблется в такт с почвой), то маятник постепенно раскачается, и отклонения его, увеличиваясь со временем, смогут во много раз превзойти отклонения почвы (теоретически до бесконечности). Это явление называется резонансом. При этом колебания почвы опережают колебания маятника на четверть периода.

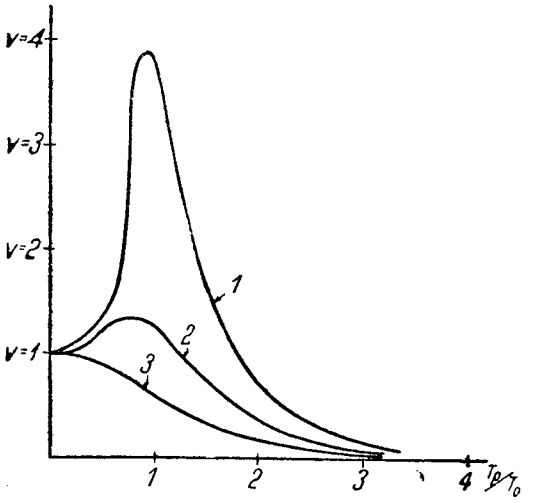


Рис. 445. Кривая увеличения сейсмографа, по Гутенбергу.

1—слабое затухание; *2*—сильное затухание; *3*—очень сильное затухание; *V*—индикаторное увеличение; T_p—период колебаний почвы; T_0—период сейсмографа.

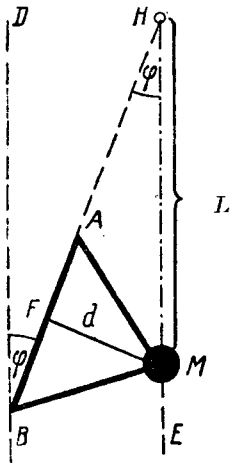


Рис. 446. Горизонтальный маятник, по Зибергу.

Из предыдущего видно, что увеличение не остается постоянным, а является функцией отношения периодов почвы и маятника. Непостоянство увеличения происходит от того, что при колебаниях почвы маятник сам раскачивается в бо́льшей или меньшей степени. Эти собственные колебания стараются загасить, снабжая маятник затуханием. При достаточно сильном затухании можно уже не опасаться искажающего влияния резонанса, и в значительном диапазоне частот масштаб сейсмограммы может быть сделан практически постоянным. Однако злоупотреблять затуханием тоже не следует, так как в этом случае чувствительность прибора сильно упадет. На рис. 445 показана кривая, дающая зависимость между увеличением и соотношением периодов почвы и маятника при различном затухании.

При конструировании сейсмографов обычно стремятся удовлетворить двум, подчас трудно совместимым, требованиям: получить достаточно большой собственный период (чтобы обеспечить неискаженность записи) и малую приведенную длину (чтобы иметь большое индикаторное увеличение).

Смотря по составляющей движения почвы, которая подлежит регистрации, сейсмографы разделяются на горизонтальные и вертикальные.

В горизонтальных сейсмографах могут быть использованы маятники следующих трех типов:

1. Уже разобранный выше вертикальный маятник. При большой простоте и устойчивости обладает тем недостатком, что с ним трудно получить достаточно большой период собственных колебаний, не увеличивая значительно приведенную длину; поэтому этим типом пользуются редко.

2. Горизонтальный маятник. В этом случае ось вращения образует малый угол φ с вертикальной линией. Маятник колеблется в плоскости почти горизонтальной, откуда он и получил свое название (рис. 446). Маятник находится под действием не полного значения силы тяжести, а лишь малой доли ее, пропорциональной $\sin\varphi$. Из чертежа видно, что такой горизонтальный маятник эквивалентен обычному вертикальному с длиной, равной $L = \frac{l}{\sin\varphi}$, и следовательно период его будет

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{L}{g}} = 2\pi\sqrt{\frac{l}{g\sin\varphi}}.$$

Делая φ малым, можно добиться очень значительного увеличения периода, отнюдь не увеличивая приведенной длины l. На практике всегда существует известный предел такому увеличению периода, так как при очень малых углах φ система становится неустойчивой. Во всяком случае это один из наиболее удобных и широко используемых приемов.

3. Третьим типом является опрокинутый или астатический маятник, при котором центр тяжести расположен выше оси вращения (рис. 447). Особые пружины удерживают маятник от опрокидывания. В этом случае момент силы тяжести вычитается из момента натяжения пружин, и, подобрав жесткость их надлежащим образом, можно добиться значительного собственного периода.

Для регистрации вертикальных колебаний почвы применяются сейсмографы следующих типов:

1. Вертикальный сейсмограф с простым пружинным маятником. Прибор состоит из штатива, к которому прикреплена спиральная пружина с грузом на конце (рис. 448). Груз снабжен пишущим пером, могущим прочерчивать колебания пружинного маятника на барабане с натянутой на нем закопченной бумагой. Если почва быстро сместится вверх, то вместе с почвой последуют штатив и регистрирующий барабан. Масса же по инерции останется в первый момент неподвижной в пространстве, вследствие чего перо прочертит на барабане черту, по длине равную смещению почвы, но в направлении, обратном этому смещению.

Вообще все сказанное по этому поводу о горизонтальном сейсмографе остается в силе и здесь, т. е. при очень быстрых колебаниях почвы движения будут воспроизводиться правильно, без искажений, при очень медленных — запись получится в уменьшенном виде, а в случае резонанса запись во много раз может превосходить действительное смещение почвы. Пусть длина пружины без груза равна λ_0; когда груз будет подвешен, пружина вытянется и длина ее станет λ_1. Разность $\lambda_1 - \lambda_0 = \Delta\lambda$ дает удлинение пружины. Период колебаний пружины маятника определяется формулой

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{\Delta\lambda}{g}}, \tag{8}$$

где g — ускорение силы тяжести.

Эта формула вполне аналогична формуле (5), определяющей период математического маятника. Разница состоит лишь в том, что здесь в числителе под радикалом вместо длины l математического маятника стоит удлинение пружины $\Delta\lambda$. Следовательно пружинный маятник колеблется с та-

ким же периодом T, как и математический маятник, длина которого равна удлинению пружины.

В состоянии покоя система находится под действием двух сил: 1) веса груза, равного mg (где m — масса), и 2) натяжения пружины $c \cdot \Delta\lambda$, где c — жесткость пружины, т. е. сила, которую надо приложить к пружине, чтобы удлинить ее на единицу длины. В состоянии равновесия эти две силы взаимно уравновешиваются, т. е. $mg = \Delta\lambda \cdot c$, откуда

$$\frac{\Delta\lambda}{g} = \frac{m}{c}.$$

Поэтому формула (8) может быть заменена эквивалентной ей формулой:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{m}{c}}. \qquad (9)$$

Для того чтобы увеличить период колебаний употребляется прием, схематически показанный на рис. 449. Рычажок $ABCD$ имеет закрепленную

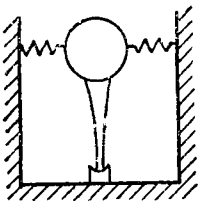


Рис. 447. Астатический маятник.

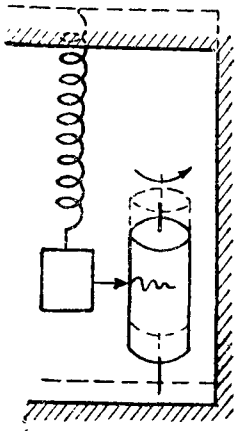


Рис. 448. Простой вертикальный сейсмограф.

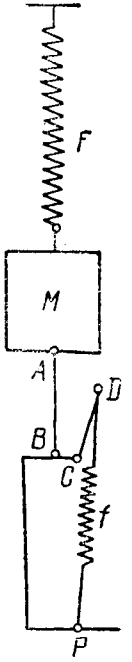


Рис. 449. Приспособление, удлиняющее период вертикального сейсмографа, по Гутенбергу.

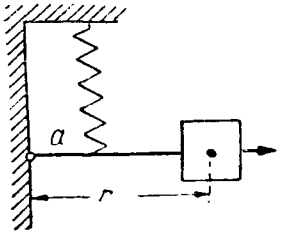


Рис. 450. Вертикальный сейсмограф с рычагом.

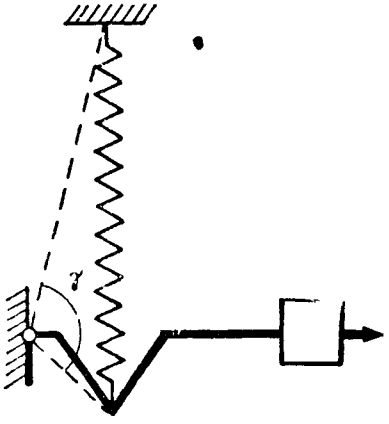


Рис. 451. Подвес Эвинга.

ось C; точка D соединена особой вспомогательной пружиной f с точкой P штатива так, что в состоянии покоя точки P, C и D лежат на одной вертикальной прямой. При движении груза вверх рычажок поворачивается, и пружина f способствует дальнейшему поднятию его. При обратном движении пружина препятствует опусканию, пока не будет перейдено положение равновесия, после чего пружина f будет способствовать движению груза вниз и препятствовать его подъему. Регулируя натяжение пружины f, можно добиться значительного увеличения периода.

2. При конструировании вертикальных сейсмографов часто оказывается более удобным воспользоваться пружинным маятником с рычагом (рис. 450). Полагая массу сконцентрированной в точке на конце рычага и обозначив расстояние от массы до оси вращения через r, а от оси вращения до точки прикрепления пружины через a, можно показать, что в этом случае период колебаний будет

$$T = 2\pi \frac{r}{a} \sqrt{\frac{m}{c}}, \tag{10}$$

т. е. период увеличится по сравнению с простым пружинным маятником в отношении $\frac{r}{a}$.

3. Чтобы добиться еще большего увеличения периода, применяют подвес Эвинга (рис. 451). При этом нижняя точка прикрепления пружины опускается ниже прямой, соединяющей центр тяжести и ось вращения, так чтобы угол γ был больше 90°. В этом случае может быть достигнуто весьма значительное увеличение периода.

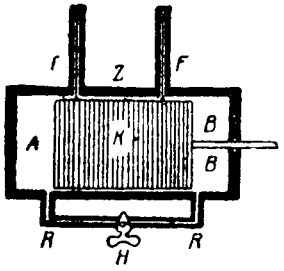


Рис. 452. Схема воздушного затухания, по Зибергу.

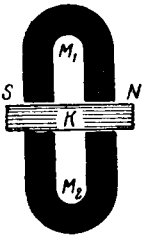


Рис. 453. Схема электромагнитного затухания, по Зибергу.

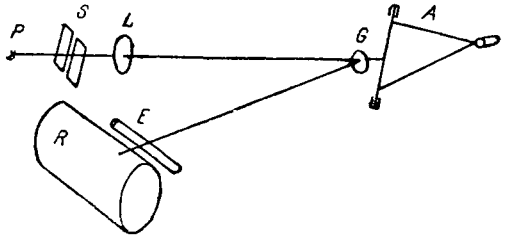


Рис. 454. Схема оптической регистрации, по Гутенбергу.

Выше указывалось, что для погашения собственных колебаний маятника необходимо снабдить его затуханием. Для этого употребляются следующие три способа.

1. Воздушное затухание, при котором маятник жестко скрепляют с поршнем K, могущим перемещаться в цилиндре, установленном на штативе (рис. 452). Между цилиндром и поршнем остается небольшой зазор, в котором и осуществляется воздушное трение.

2. Жидкостное затухание, при котором поршень, скрепленный с маятником, перемещается в цилиндре, наполненном маслом или другой вязкой жидкостью. Иногда вместо поршня используется просто пластинка, погруженная в масляную ванну. Вследствие сильной зависимости вязкости жидкостей от температуры, возможности загрязнения и наличия сил поверхностного натяжения этот способ используется на сейсмических станциях редко.

3. Электромагнитное затухание (введено Голицыным), для осуществления которого к маятнику прикрепляют медную или алюминиевую пластинку, помещаемую в поле постоянного магнита (рис. 453). При колебаниях маятника в медной пластинке возникают токи Фуко, тормозящие пластинку, а следовательно и маятник. Этот способ признается наиболее совершенным.

Запись пером по закопченной бумаге (или изредка чернилами на белой бумаге) называется механической регистрацией. Чтобы добиться бо́ль-

шего увеличения вводят более или менее длинные увеличительные рычаги, а иногда и целые системы таких рычагов. Однако следует иметь в виду, что всякий увеличительный рычаг обладает определенным моментом инерции и устанавливает дополнительную связь маятника с почвой. Кроме того наличие увеличительных рычагов сильно повышает роль трения пера о бумагу. Для преодоления всех этих вредных моментов приходится сильно увеличивать массу маятника. Таблица 47 дает представление о массе, необходимой для обеспечения заданного увеличения при механической регистрации.

Таблица 47

Индикаторное увеличение V	Масса (в m)
100	0,5
200	2,0
600	18,0
1 000	150,0

Таблица 48

Индикаторное увеличение V	Масса (в m)
100	0,05
200	0,20
1 000	5,00
2 000	20,00

Таблица 47 вычислена в предположении, что период вступающей сейсмической волны равен 6,28 сек. точнее 2π сек.), т. е. в расчете на регистрацию удаленных землетрясений при которых в первом вступлении преобладают периоды порядка 5—7 секунд.

Если задаться более коротким периодом сейсмической волны, например 2 сек., то получим таблицу 48.

Этот случай подходит к местным землетрясениям, в первой фазе которых периоды колеблются около 1—2 сек.

В настоящее время существуют сейсмографы с массой 17 $т$ (Вихерт) и 21 $т$ (Quervain-Picar), что обеспечивает увеличение от 600 до 2 000 в зависимости от периода вступающей волны. Отсюда видно, с какими затруднениями связана механическая регистрация. Главное ее преимущество заключается в малых эксплоатационных расходах.

Значительно удобнее оказывается оптическая регистрация. В этом случае запись производится световой точкой на фотографической бумаге. Трение и инерция рычагов совершенно отсутствуют, а следовательно отпадают и все неудобства механической регистрации. Масса может быть совершенно незначительной (например 25 $г$ в сейсмографе Никифорова). Схема оптической регистрации показана на рис. 454. A — изображает горизонтальный сейсмограф, несущий на оси вращения маленькое зеркальце G. Свет из P падает на узкую щель S; изображение этой щели фокусируется линзой L на регистрирующем барабане R с натянутой на него светочувствительной бумагой. Перед барабаном установлена цилиндрическая линза E, собирающая световую черточку (сфокусированное изображение щели) в световую точку. При повороте маятника с зеркальцем на угол φ отраженный световой луч отклонится на угол 2φ. Между перемещением y световой точки на барабане, углом поворота зеркальца и длиной оптического рычага существует зависимость

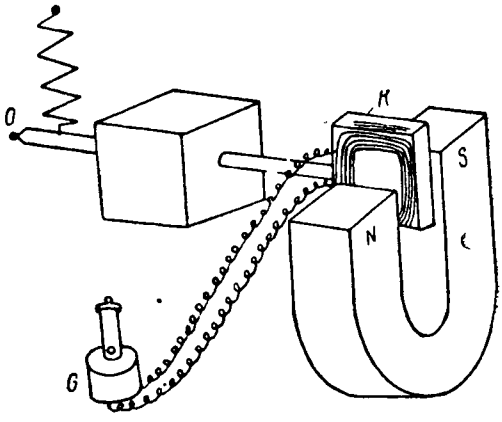


Рис. 455. Схема гальванометрической регистрации.

$$y = 2D\varphi.$$

Так как длина оптического рычага легко может быть сделана в несколько метров, то уже весьма малый угол поворота зеркальца дает значительное смещение точки на барабане. Обычно оказывается достаточным держать D равным 1 *м*.

Применяя еще механические увеличительные рычаги, которые могут быть в этом случае очень легкими и короткими (следовательно с малым моментом инерции), можно довести индикаторное увеличение при оптической регистрации до 100 000. Впрочем такое значительное увеличение оказывается необходимым только при сейсмическом методе геологической разведки (см. ниже). При регистрации естественных землетрясений можно довольствоваться увеличением от 150 до 3 000—5 000.

Следующим шагом вперед является гальванометрическая регистрация. Основная идея этого метода состоит в превращении механических колебаний маятника в электрический ток, который регистрируется гальванометром той или иной конструкции.

Первый и основной способ использования этого метода был предложен, теоретически обоснован и практически освоен Б. Голицыным; схема его со-

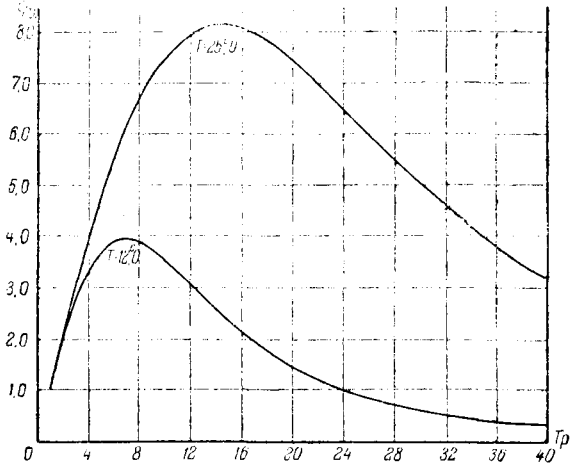


Рис. 456. Кривая увеличения при гальванометрической регистрации, по Голицыну.

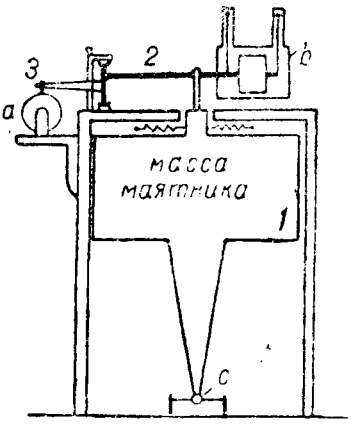


Рис. 457. Астатический сейсмограф Вихерта, по Гутенбергу.

стоит в следующем. На конце рычага сейсмографа вместо пера укрепляется плоская катушка k, состоящая из нескольких витков изолированного провода (рис. 455). Катушка погружается в поле постоянного магнита, скрепленного со штативом. При колебаниях маятника витки катушки пересекают магнитные силовые линии, вследствие чего в катушке индуцируется электродвижущая сила, пропорциональная скорости пересечения магнитного поля. При замыкании катушки на зеркальный гальванометр G по цепи пойдет ток, тоже пропорциональный скорости пересечения магнитного поля катушкой. Под влиянием этого переменного тока гальванометр будет отклоняться в ту или иную сторону на соответствующую величину. В дальнейшем все происходит по схеме оптической регистрации, а именно: на зеркало гальванометра бросается луч света, который после отражения фокусируется на барабане со светочувствительной бумагой.

Благодаря большой чувствительности зеркальных гальванометров с этим методом регистрации можно добиться очень значительного увеличения без применения каких-либо увеличительных рычагов. Кроме того весьма удобной оказывается возможность отделять регистрирующую часть от сейсмографов. Например, если сейсмографы установлены в подвале, обычно

сыром, гальванометры вместе с регистрирующими аппаратами могут быть установлены в другом этаже. При смене бумаги нет надобности заходить в помещение, где установлены сами сейсмографы, что неизбежно сопровождалось бы различного рода возмущениями.

Однако кривая увеличения при гальванометрической регистрации (рис. 456) отличается от кривой увеличения для механической или оптической регистрации (рис. 445). Разница состоит главным образом в том, что при колебаниях почвы очень короткого периода увеличение для гальванометрической регистрации очень мало (строго говоря начинается от нуля), в то время как оптическая регистрация дает для коротких периодов почвы увеличение равное единице (за единицу принимают индикаторное увеличение V).

Для успешного использования сейсмограмм весьма существенно еще правильно организовать на сейсмической станции службу времени.

Для этой цели каждая сейсмическая станция снабжается хорошими контактными часами или хронометром, замыкающими каждую минуту цепь, в которую включен небольшой электромагнитик. В момент замыкания цепи якорек электромагнитика отклоняется и наносит марку времени на сейсмограмме. При механической регистрации для этой цели на якорек насаживается перо, дающее отметки на сейсмограмме; при оптической и гальванометрической регистрациях якорь несет небольшой флажок, прикрывающий на 1—2 секунды световой луч.

Часы ежедневно поверяются по радиосигналам.

Теперь ознакомимся вкратце с некоторыми наиболее важными конструкциями сейсмической аппаратуры.

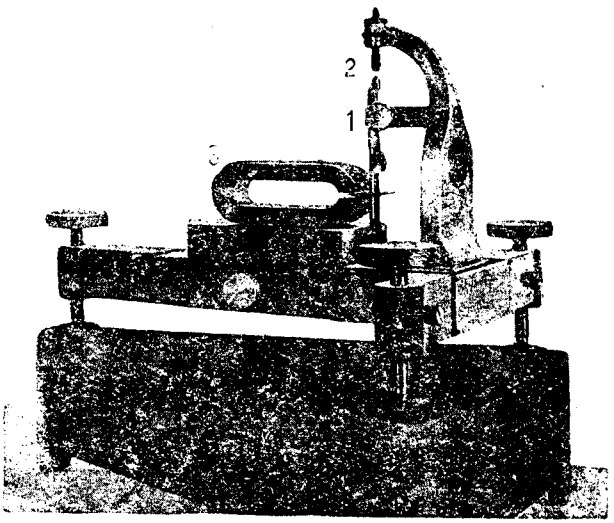


Рис. 458. Горизонтальный сейсмограф Никифорова.

Из приборов с механической регистрацией остановимся только на сейсмографах Вихерта. Горизонтальный сейсмограф Вихерта существует двух типов. В первом типе, получившем наибольшее распространение, используется астатический маятник. Имеется ряд моделей с массой от 125 *кг* до 1 с лишним тонны. Схематическое представление этого прибора дано на рис. 457.

Масса (*1*) может перемещаться в горизонтальной плоскости в любом направлении. Перемещения массы разлагаются системой рычагов (*2*) на две взаимно перпендикулярные составляющие. Запись на закопченной бумаге совершается перьями (*3*), укрепленными на концах увеличительных рычагов. Затухание воздушное. У наиболее крупных моделей период может быть доведен до 20 сек. при увеличении до 200.

Второй тип представлен большим 17-тонным горизонтальным сейсмографом. В противоположность первому типу здесь использован вертикальный маятник. Период 1—2 сек. Увеличение до 2 200.

Вертикальный сейсмограф Вихерта имеет также две модели. Малая модель имеет массу 80 *кг* и дает увеличение от 40 до 160. Относительные

перемещения массы передаются системой увеличительных рычагов перу, производящему запись на вращающемся барабане с натянутой на него закопченной бумагой. Затухание воздушное, период до 8 сек.

Большая модель имеет массу 1 300 *кг*.

Сейсмографы Вихерта (за исключением 17-тонного горизонтального сейсмографа) пользуются значительным распространением не только в Германии, но также и в других странах.

Из приборов с оптической регистрацией остановимся только на горизонтальных сейсмографах системы П. М. Никифорова (рис. 458). Эти сейсмографы состоят из небольшого цилиндрика (*1*), подвешенного на весьма тонкой и короткой проволочке (*2*). Масса цилиндрика равна всего 25 *г*. Нижний конец цилиндрика удерживается такой же проволочкой, расположенной горизонтально. Таким образом верхняя проволочка работает на

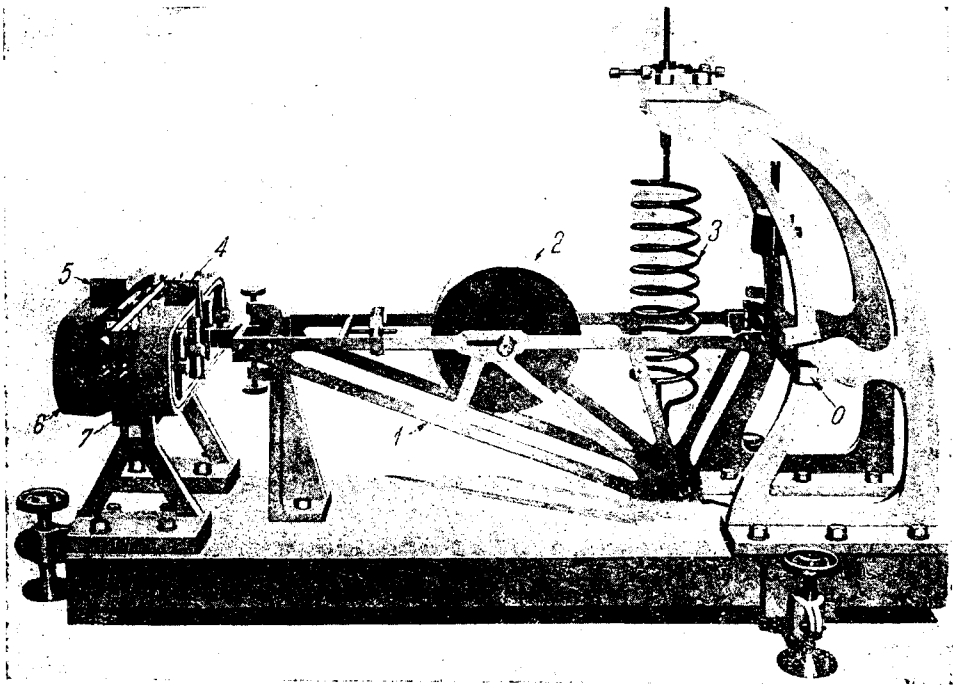


Рис. 459. Вертикальный сейсмограф Голицына.

кручение, а нижняя на изгиб. Цилиндрик несет зеркальце, с помощью которого и совершается регистрация оптическим путем. Прибор снабжен электромагнитным затуханием, осуществляемым при помощи медного диска, помещенного в поле постоянного магнита (*3*). Собственный период колебаний может быть доведен до 6 сек. Увеличение до 1 000. Этими сейсмографами снабжены все региональные станции нашего Союза.

В США пользуются распространением горизонтальные сейсмографы Wood-Anderson'а, снабженные также крутильным подвесом.

Классическим образцом сейсмографов с гальванометрической регистрацией являются приборы Голицына. Горизонтальный сейсмограф Голицына состоит из горизонтального маятника, образованного стержнем с насаженной на него массой. Стержень удерживается в положении, близком к горизонтальному, двумя проволоками так, что маятник может вращаться вокруг оси, проходящей через точки подвеса и образующей малый угол с вертикальной линией. Такой подвес называется цёльнеровским. На продолжении рычага

укреплены четыре плоских катушки, свитых из изолированной проволоки. Катушки смонтированы в одной целлулоидной плоской коробочке и соединены между собой так, чтобы при движении в поле постоянных магнитов индуцированные в них электродвижущие силы складывались. Далее стержень несет еще толстую медную пластину, помещаемую в поле второй пары магнитов. Эта пластина осуществляет затухание прибора. Катушки замыкаются на зеркальный гальванометр, отклонения которого записываются оптическим путем.

Вертикальный сейсмограф Голицына (рис. 459) состоит из рамы (*1*), несущей массу (*2*). Рама может вращаться вокруг оси *O* и удерживается в равновесии спиральной пружиной (*3*), один конец которой скреплен со штативом, а другой опущен ниже прямой, соединяющей центр тяжести и ось вращения. На конце рамы укреплены катушки (*4*) и медная пластина (*5*) (для затухания), помещенные в поле постоянных магнитов (*6*) и (*7*). Катушки соединяются с гальванометром. Увеличение может быть доведено до 1 000 и выше.

Этими приборами снабжены все телесейсмические станции СССР, а также большинство лучших заграничных станций.

Известный интерес представляют также электромагнитные сейсмографы Беннoффа, получающие в последние годы распространение в США (главным образом в Калифорнии).

Вертикальный сейсмограф Беннoффа (рис. 460) состоит из простого пружинного маятника с цилиндрической массой (*1*), несущей якорь (*2*), близ которого расположен постоянный магнит (*3*). На полюсные наконечники магнита насажены индукционные катушки (*4*), замыкаемые на зеркальный гальванометр. При колебаниях маятника величина зазора между якорем и полюсными наконечниками меняется, а следовательно меняется и поток индукции, пронизывающий катушки. При этом в катушках индуцируется электродвижущая сила, пропорциональная быстроте изменения потока индукции. В остальном эта схема вполне совпадает с методом Голицына. Период собственных колебаний прибора около 0,5 сек. Затухание жидкостное или электромагнитное.

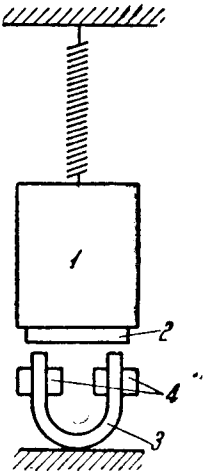


Рис. 460. Вертикальный сейсмограф Беннoффа.

Горизонтальный сейсмограф Беннoффа состоит из цилиндра, подвешенного на четырех проволочках. Электромагнитная часть сейсмографа вполне аналогична соответствующему устройству вертикального сейсмографа.

§ 38. РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Освобождающаяся во время землетрясения энергия частично превращается в упругие колебания, которые распространяются в земном шаре в виде сейсмических волн. Reid, Navarro-Neumann, Голицын и Jeffreys предложили методы для оценки этой энергии. Не останавливаясь на изложении этих методов, укажем только, что результаты вычислений дают для сильных землетрясений энергию порядка от $2 \cdot 10^{19}$ до $5 \cdot 10^{25}$ эргов. Для пояснения этих чисел воспользуемся следующими примерами проф. П. М. Никифорова: землетрясение, при котором выделяется $5 \cdot 10^{25}$ эргов, эквивалентно залпу 22 миллиардов 16-дюймовых орудий; необходимо 325 лет непрерывной работы Днепрогэса (приняв мощность его равной 500 000 kW), чтобы выработать такое же количество энергии, как то, которое выделилось во время вернепского землетрясения 1911 г. в несколько секунд.

Jeffreys показал, что только $^1/_{300}$ доля всей освобождающейся при

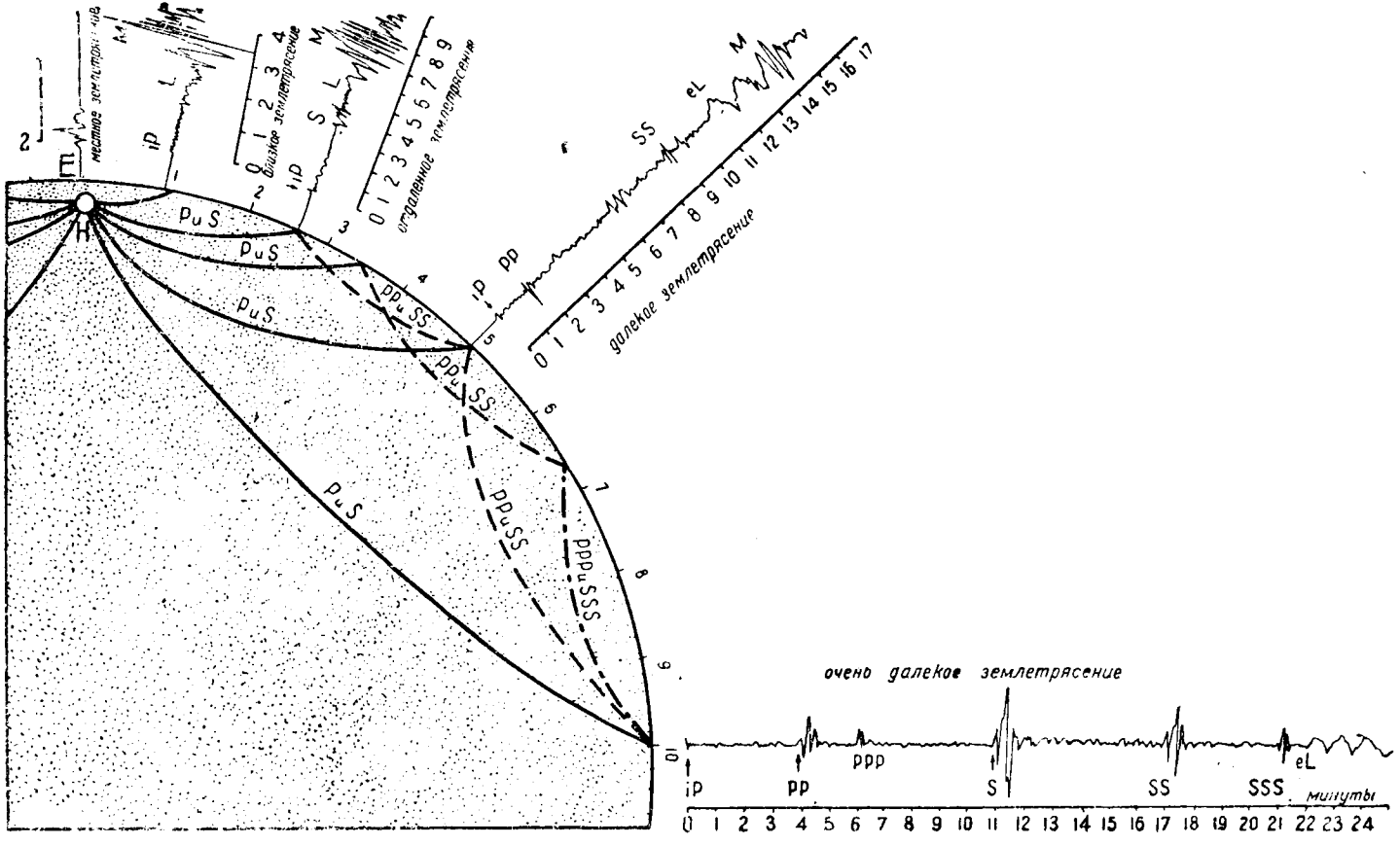


Рис. 462. Возможные траектории сейсмических лучей и соответствующие им сейсмограммы, по Гутенбергу.


P - 11h28m35s
N-S

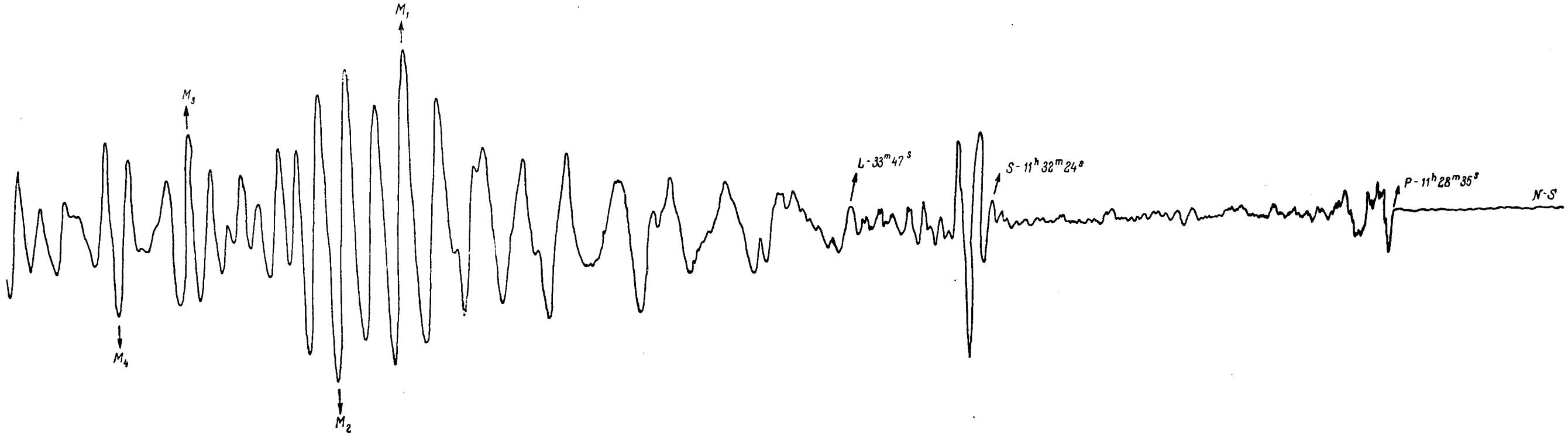


Рис. 461. Сейсмограмма удаленного землетрясения, по Голицину.

землетрясении энергии превращается в упругие колебания, остальная же часть идет на разрушение материала, тепло и другие необратимые процессы.

Как уже указывалось, одной из важнейших задач сейсмологии является использование инструментальных наблюдений для изучения распространения сейсмических волн внутри Земли.

Ознакомление с фактическим материалом, накопленным сейсмическими станциями, мы начнем с рассмотрения сейсмограмм удаленных землетрясений, при которых расстояние от очага до сейсмической станции превосходит 2 000 *км*.

В этом случае на всякой сейсмограмме можно различить четыре основных группы волн, или, как говорят, фаз, вступающих в известной закономерной последовательности (рис. 461).

Первая предварительная фаза или просто первая фаза, обозначаемая символом *P* (undae primae), соответствует приходу продольных волн, прошедших через внутренние области Земли. Колебания почвы в этой фазе отличаются относительно малыми амплитудами и коротким периодом порядка 5—7 секунд. Эта важнейшая фаза дает не только момент прихода продольных волн (т. е. начало землетрясения на данной станции), но, как мы увидим дальше, позволяет также определить направление прихода волны и угол выхода сейсмической радиации.

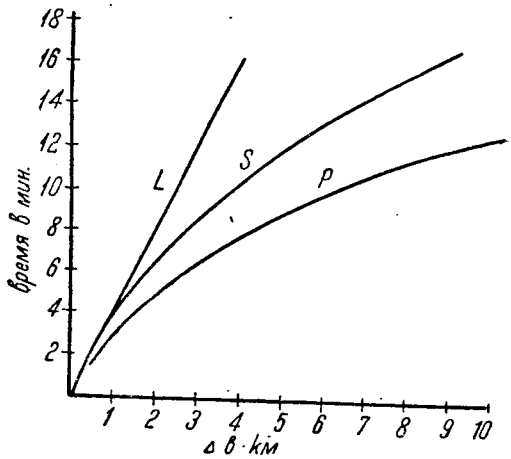


Рис. 463. Годограф.

Затем следует вторая предварительная фаза *S* (undae secundae), соответствующая приходу поперечных волн. Амплитуды и периоды в этой фазе заметно больше чем в первой, причем преобладают периоды порядка 11—13 секунд.

Наконец приходят длинные или поверхностные волны *L* (undae longae), образующие главную фазу. Эта фаза отличается дальнейшим увеличением периодов, достигающих иногда десятков секунд, причем амплитуды в этой фазе обычно имеют наибольшую величину.

Главная фаза переходит в заключительную часть, называемую Coda (*C*), состоящую из постепенно затухающих более или менее правильных колебаний.

Большей частью дело не ограничивается такой простой схемой, и внимательное исследование сейсмограмм позволяет обнаружить еще целый ряд фаз. Так например в предварительных фазах могут быть обнаружены волны, отраженные от земной поверхности (рис. 462). Если волна претерпела одно отражение, то ее обозначают символом *PP*, в случае двух отражений пишут *PPP* и т. д. Аналогичный смысл имеют обозначения для отраженных поперечных волн *SS*, *SSS* и т. д. Так как при отражении и преломлении всегда появляются новые дополнительные волны, то может случиться, что будут записаны волны, прошедшие часть пути как продольные, а часть пути как поперечные (*PS*) или обратно (*SP*), а также возможны и более сложные комбинации, например (*PSP*), (*SPS*) и т. д. Такие волны называются обменными.

В главной фазе часто можно выделить поверхностные волны Лове (L_Q), при которых вертикальная составляющая отсутствует и колебания совершаются в горизонтальной плоскости перпендикулярно направлению распространения волны, и поверхностные волны Релея (*L*) с ясно выраженной

вертикальной составляющей. В Coda могут появиться поверхностные волны, пришедшие к станции с противоположной стороны (W_2), а при очень сильных землетрясениях иногда удается обнаружить поверхностные волны, несколько раз обошедшие Землю (W_3, W_4).

Чем больше расстояние от сейсмической станции до очага, тем сложнее получается запись и тем больше она растягивается во времени.

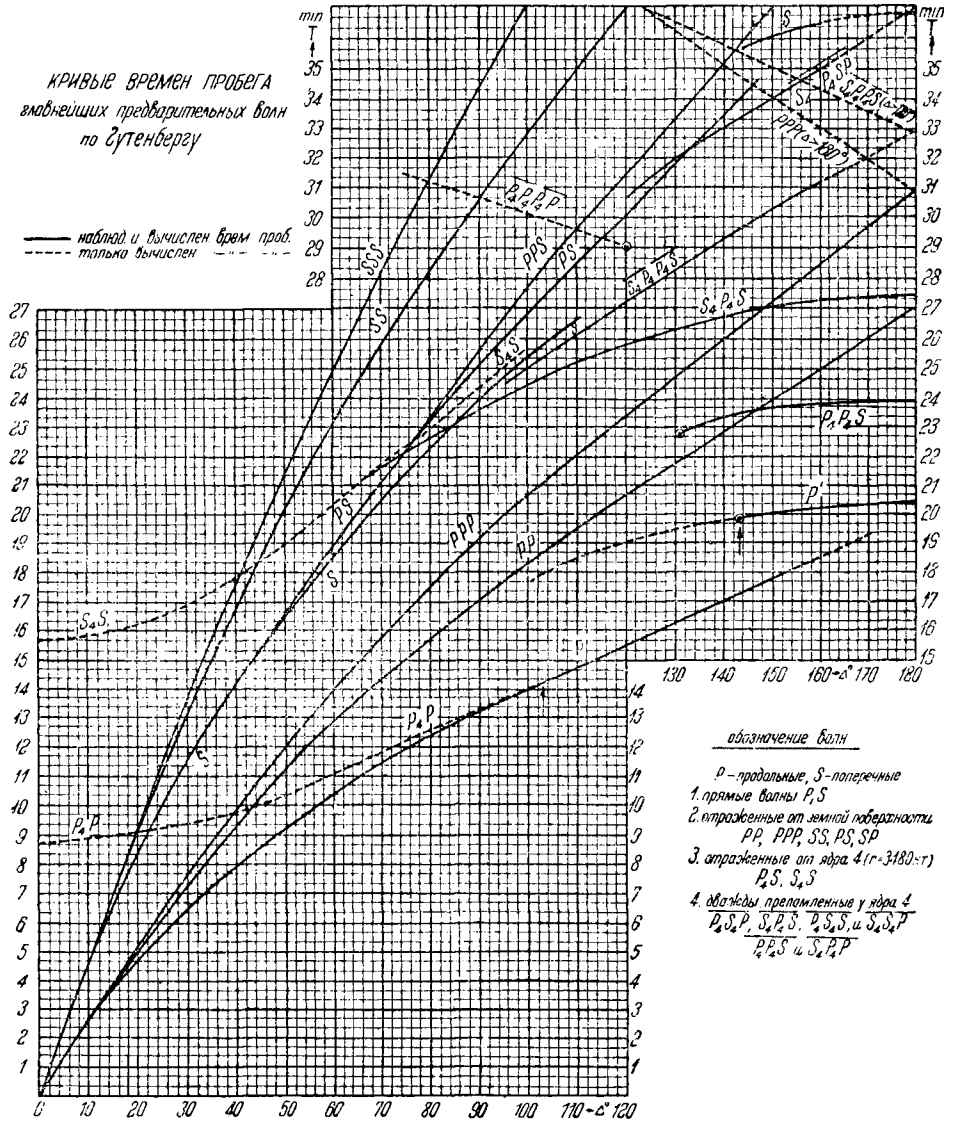


Рис. 464. Годограф Гутенберга.

При исследовании распространения сейсмических волн основным материалом является эмпирически составленная зависимость между временем пробега волны и эпицентральным расстоянием. Эта зависимость называется годографом.

Обычно годограф изображается графически, причем по оси абсцисс откладывают расстояние (в километрах или градусах), а по оси ординат

время (в минутах) (рис. 463). Понятно, каждая фаза имеет свой годограф. Для построения годографа необходимо знать координаты очага, время начала землетрясения в очаге и моменты прихода изучаемой фазы к сейсмическим станциям, расположенным на различном расстоянии от очага. Наибольшие трудности составляет определение времени начала землетрясения в очаге. Однако для удаленных землетрясений задача упрощается, так как в этом случае глубиной очага обычно можно пренебречь по сравнению с расстоянием до него.

В результате тщательного изучения ряда особо сильных и хорошо выраженных землетрясений различными авторами (Цёпприц, Мохоровичич, Гутенберг, Джеффрис и др.) было предложено несколько годографов. До недавнего времени наибольшим распространением пользовался годограф Гутенберга (изображенный на рис. 464). Однако в последние годы он постепенно вытесняется более точным годографом Джеффриса. Исследования, произведенные в самое последнее время Сейсмологическим институтом (Днепровская и Лишден), позволили построить еще более совершенный годограф.

Если физические свойства среды, а следовательно и скорость сейсмических волн непрерывным образом меняются с глубиной, то годограф представится в виде плавной непрерывной кривой. Однако возможны случаи, когда годограф будет претерпевать излом или будет состоять из отдельных разрозненных ветвей.

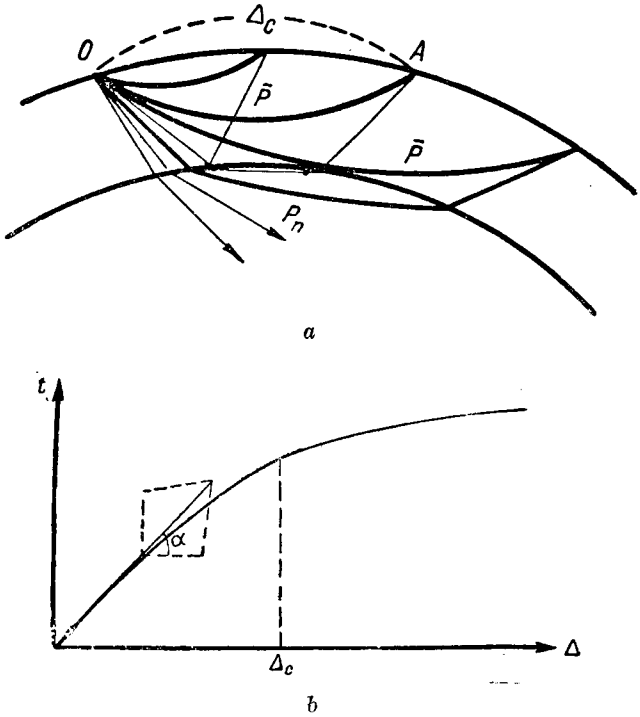


Рис. 465. Распространение сейсмических лучей при наличии мощного поверхностного слоя. Скорость в слое меньше, чем в подстилающих породах.

Представим себе, что на некоторой глубине от поверхности Земли расположен слой, на границе которого физические свойства материи резко меняются, и допустим, что при этом скорость упругих волн резко возрастает (рис. 465). Пусть в точке O находится очаг, а на различных расстояниях от него расположены сейсмические станции. Будем следить только за продольными волнами. Из очага лучи выходят по всевозможным направлениям, поэтому часть лучей пойдет только по верхнему слою, совершенно не задевая нижележащего. Обозначим их через $\bar{P}$. Часть же лучей проникнет в нижний слой, в котором скорость волн значительно больше, чем в верхнем слое. Эти волны обозначим через P_n. На границе раздела слоев произойдет преломление луча, который удалится от нормали и, пройдя часть пути по нижнему слою, вновь выйдет на земную поверхность в какой-либо точке A.

Таким образом в точку A сейсмические волны могут притти двумя путями: а) по короткому пути, через верхний слой волны $\bar{P}$ и б) по более длинному пути, частично захватив нижний слой волны P_n. При малых

эпицентральных расстояниях очевидно первыми будут приходить волны $\bar{P}$, проходящие кратчайшим путем, т. е. только по верхнему слою. При значительных эпицентральных расстояниях может случиться, что волны P_n, проходящие по более длинному пути через нижний слой, благодаря большей скорости в этом слое, настолько обгонят прямо идущие волны (по верхнему слою), что достигнут поверхности Земли раньше их. Наконец будет некоторое эпицентральное расстояние Δ_c, при котором волны P и P_n, проходящие по обоим путям, придут одновременно. Такое распределение скоростей скажется конечно и на годографе. Первая его ветвь будет соответствовать волнам $\bar{P}$, проходящим только по верхнему слою, вторая, сильнее наклоненная ветвь, — волнам P_n, проходящим по нижнему слою: при эпицентральном расстоянии Δ_c, когда обе волны достигают земной поверхности одновременно, годограф претерпит излом.

К этому вопросу мы вернемся при рассмотрении близких землетрясений.

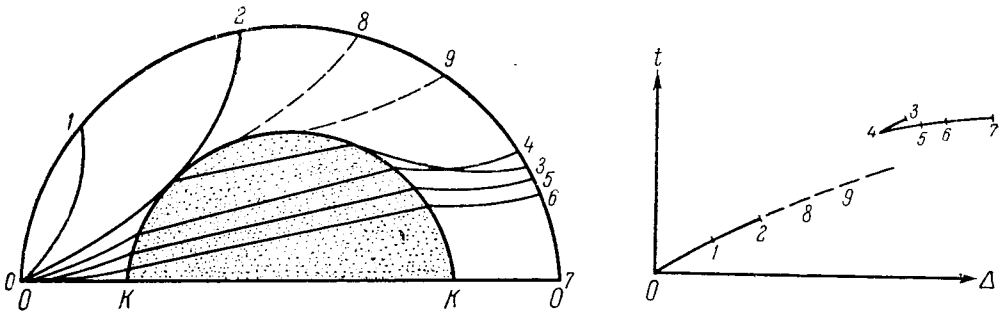


Рис. 466. Распространение сейсмических лучей при наличии мощного поверхностного слоя. Скорость в слое больше, чем в подстилающих породах, по Гутенбергу.

Теперь представим себе другой случай, а именно предположим, что на границе обоих слоев скорость сейсмических волн резко, скачком, убывает, оставаясь в нижнем слое постоянной (рис. 466). Лучи, идущие по верхнему слою, смогут достигать земной поверхности только до определенного эпицентрального расстояния. Это расстояние определится лучом, касательным к поверхности раздела, отделяющей верхний слой от нижнего. Следующий луч, преломившись у поверхности раздела, глубоко проникнет в нижнюю среду и выйдет на земную поверхность на значительном расстоянии от последнего «касательного» луча. Таким образом получится некоторая область «сейсмической тени», в которую волны проникать не будут. Очевидно и годограф будет состоять из двух разрозненных ветвей. Первая ветвь будет соответствовать волнам, распространяющимся в верхнем слое, вторая ветвь — волнам, проникающим в нижний слой, причем обе ветви останутся не связанными между собой.

Вышеприведенные примеры показывают, что годограф чутко реагирует на распределение скоростей внутри Земли. Остается посмотреть, как можно использовать годограф для количественных выводов. Для этого возможны два пути:

1. Метод последовательных приближений, при котором задаются предполагаемым распределением скоростей сейсмических волн внутри Земли, строят соответствующий годограф и сличают его с результатами наблюдений. Вводя необходимые поправки, последовательными приближениями добиваются совпадения теоретического годографа с полученным из наблюдений. Этим подтверждается возможность предположений, сделанных относительно распределения скоростей внутри Земли.

2. Более совершенный способ, известный под названием метода Вихерта-Герглоца, позволяет непосредственно использовать эмпирический годограф для определения глубины проникновения сейсмического луча в Землю. Если при этом еще известны скорость v_0 волны в непосредственной близости от земной поверхности и угол падения луча i_0 (или угол выхода e), то по этим данным может быть вычислена скорость волны на глубине.

Для уяснения дела рассмотрим два весьма близких луча, вышедших из очага (рис. 467). Один луч, пройдя через внутренние области Земли, достигнет поверхности Земли в точке A, а другой луч выйдет в точке C, лежащей на весьма малом расстоянии $d\Delta$ от A. Из A опустим перпендикуляр AB на второй луч и обозначим расстояние BC через ds. Из треугольника ABC имеем:

$$\sin i_0 = \frac{ds}{d\Delta},$$

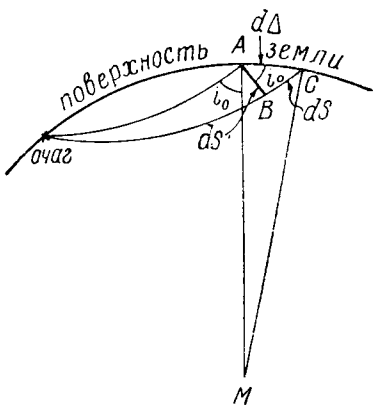


Рис. 467. Правило Бендорфа, по Гутенбергу.

где i_0 — угол падения луча.

Так как $v_0 = \frac{ds}{dt}$ есть скорость волны в непосредственной близости от земной поверхности, то предыдущее равенство примет вид

$$\sin i_0 = v_0 \frac{dt}{d\Delta}. \qquad (11)$$

$\frac{d\Delta}{dt} = v$ есть скорость распространения волны по поверхности Земли или, как говорят, «кажущаяся скорость» (очевидно не равная истинной скорости v_0), следовательно стоящий в правой части (11) множитель $\frac{dt}{d\Delta} = \frac{1}{v}$ представляет величину, обратную кажущейся скорости, и (11) может быть переписан так

$$\sin i_0 = \frac{v_0}{v}. \qquad (12)$$

Это соотношение, данное Бендорфом, позволяет использовать годограф для определения угла падения i_0. Действительно из рис. 465, b видно, что тангенс угла наклона касательной к годографу даст величину, обратную кажущейся скорости. Скорость v_0 в непосредственной близости от земной поверхности может быть определена из отдельных наблюдений. Таким образом можно найти угол падения i_0.

Глубину погружения луча будем определять кратчайшим расстоянием от его выпуклости до центра Земли. Обозначив это расстояние через r_s, а земной радиус через r_0, получим глубину погружения $S = r_0 - r_s$.

При удовлетворении принципа Ферма для всякого луча должно существовать соотношение

$$\frac{r \sin i}{v} = \text{const},$$

где i — угол падения луча относительно земного радиуса, v — скорость волны, r — расстояние от рассматриваемой точки луча до центра Земли (рис. 468).

В частности для земной поверхности имеем

$$\frac{r_0 \sin i_0}{v_0} = C.$$

Здесь r_0 известно, i_0 и v_0 могут быть определены, следовательно и C может считаться известным; поэтому для любого луча получим

$$\frac{r_s \sin i_s}{r_s} = \frac{r_o \sin i_o}{v_o} = C,$$

или

$$v_s = \frac{r_s \sin i_s}{C}. \qquad (13)$$

Так как луч можно считать симметричным относительно наиболее глубокой точки, находящейся на расстоянии r_s от центра Земли, то для этой точки имеем $i_s = \frac{\pi}{2}$, и следовательно $\sin i_s = 1$. Для определения скорости v_s при наибольшем погружении луча остается еще найти величину r_s. Метод Вихерта-Герглоца как раз и позволяет это сделать. Не останавливаясь на ходе вычислений, укажем только, что r_s определяется следующим выражением:

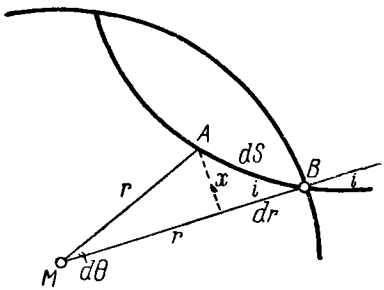


Рис. 468. Распределение сейсмических лучей при методе амплитуд.

$$\lg r_s = 3{,}80393 - 0{,}0024127 \int_0^{\Delta} q\,d\Delta,$$

здесь q является аргументом гиперболического косинуса

$$\cos hq = \frac{\sin (i_o)_\Delta}{\sin (i_o)_r}.$$

$\sin (i_0)_\Delta$ определяется для всех лучей между эпицентральным расстоянием $\Delta = 0$ и данным Δ, для которого производится определение r и которому соответствует угол $(i_0)_r$.

Проделав такие вычисления для ряда эпицентральных расстояний, мы получим соответствующие им глубины погружения луча, а следовательно по формуле (13) сможем вычислить и скорость волн на этих глубинах.

Угол выхода сейсмического луча на земную поверхность может быть определен не только из годографа, но и из непосредственных наблюдений. Для этого достаточно определить отношение горизонтальной составляющей первого смещения почвы A_H к вертикальной составляющей A_Z. Это отношение дает тангенс кажущегося угла падения i_0

$$\operatorname{tg} \bar{i}_o = \frac{A_H}{A_Z},$$

от которого можно перейти к истинному углу падения.

Использование наблюденного угла выхода было разработано Голицыным и основано вкратце на следующих соображениях. Если внутри Земли скорость сейсмических волн меняется непрерывным образом, т. е. если внутри Земли отсутствуют резкие неправильности, вроде поверхностей разрыва непрерывности, о которых говорилось выше, то с увеличением эпицентрального расстояния угол выхода e должен непрерывным образом возрастать (или, что то же, угол падения убывать). Если же при некоторых эпицентральных расстояниях угол выхода претерпит резкие изменения, то это укажет на резкие

нарушения во внутреннем строении Земли. Величина и характер изменения угла выхода позволят определить эти аномальные особенности. Например, как видно из рис. 465, в случае резкого возрастания скорости на некоторой глубине угол выхода резко возрастает при определенном эпицентральном расстоянии.

Успешное применение этого метода предопределяется наличием высокочувствительного и совершенного вертикального сейсмографа.

Следующим является, предложенный Цёпприцом, весьма остроумный метод амплитуд, основанный на сравнении интенсивностей однажды отраженных и прямо прошедших продольных волн. Этот метод был разработан Гейгером и Гутенбергом и схематически состоит в следующем.

Представим себе, что на некоторой глубине от земной поверхности расположена область, на границе которой скорость сейсмических волн резко, скачком, возрастает, оставаясь внутри этой области постоянной, в то время как в верхнем слое скорость постепенно увеличивается с глубиной (рис. 469). Таким образом в верхнем слое лучи будут кривыми с выпуклостями, обращенными к центру Земли, а в области $U-U$ лучи будут прямыми. Рассмотрим пучок лучей, вышедших из очага под равными между собой углами. Эти лучи встретят земную поверхность в точках Δ_1, Δ_2, Δ_3, ... и т. д. и разделят ее на ряд зон Z_1, Z_2, Z_3, ... и т. д. Поскольку все лучи образуют между собой равные углы, энергия, приходящаяся на каждую зону, будет одинакова. Так как зоны постепенно увеличиваются с расстоянием, то плотность энергии будет при этом постепенно убывать, а следовательно и величина амплитуды прямо пришедшей волны P будет непрерывно уменьшаться. Луч, вышедший в точке Δ_6, коснется поверхности $U-U$ и явится граничным лучом. Следующий луч уже погрузится в область $U-U$ и выйдет на поверхность в точке Δ_4, отсекая зону Z_4, значительно бо́льшую предыдущих. Это вызовет резкое уменьшение плотности энергии, а следовательно и резкое уменьшение амплитуды прямо пришедшей волны.

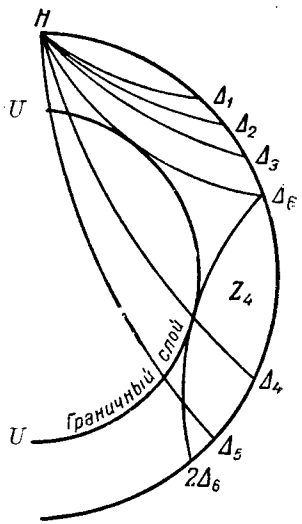


Рис. 469. Распределение сейсмических лучей при методе амплитуд.

С другой стороны можно следить за убыванием амплитуд однажды отраженной волны PP. Поскольку эти волны идут только в верхнем слое, их энергия, а следовательно и амплитуды непрерывно убывают с расстоянием, не претерпевая какого-либо разрыва в Δ_6. Очевидно на этом расстоянии отношение $PP:P$ резко возрастает. На расстоянии $2\Delta_6$ отраженная волна коснется поверхности $U-U$, и при расстояниях, бо́льших $2\Delta_6$, луч PP сам погрузится в область $U-U$, величина амплитуды PP резко уменьшится, а вместе с тем уменьшится и отношение $PP:P$ и как раз в том же отношении, в котором оно раньше возросло.

На первый взгляд может показаться, что нет надобности привлекать к рассмотрению отраженные волны, и можно довольствоваться изучением волн P, претерпевающих при Δ_6 резкое уменьшение в амплитуде. К сожалению непосредственные сравнения амплитуд по данным различных сейсмических станций невозможны, так как на величину амплитуд оказывает сильное влияние геологическое строение самых верхних слоев Земли, на которых установлена сейсмическая станция. Поскольку описанный способ основан на изучении отношения амплитуд $PP:P$, записанных на одной и той же станции, мы освобождаемся от индивидуальных особенностей отдельных станций и получаем сравнимый между собой материал.

Результаты применения описанных выше методов приводят к следующему расчленению земного шара (таблица 49 и рис. 470).

Таблица 49

Глубина в *км*	v_1 *км/сек* продольная	v_2 *км/сек* поперечная	
0	5,6	3,5	внешняя оболочка
50 сверху	5,9	3,75	
50 снизу	8,0	4,3	первый слой
1 200	12,5	6,75	
1 790	12,75	7,25	средний слой
2 450	13,25	7,25	
2 900 сверху	13,00	7,25	
2 900 снизу	8,5	?	ядро
6 371	11,0	?	

Таким образом земной шар подразделяется в основном на четыре слоя (рис. 470) (ср. с § 19):

Тонкая наружная оболочка переменной мощности до глубины 40—50 *км* (в Европе) со скоростью распространения продольных волн от 5,6 до 5,9 *км/сек*. Как мы увидим дальше, в некоторых случаях эта оболочка может быть подразделена еще на ряд слоев, причем суммарная мощность может падать до 30 и менее километров.

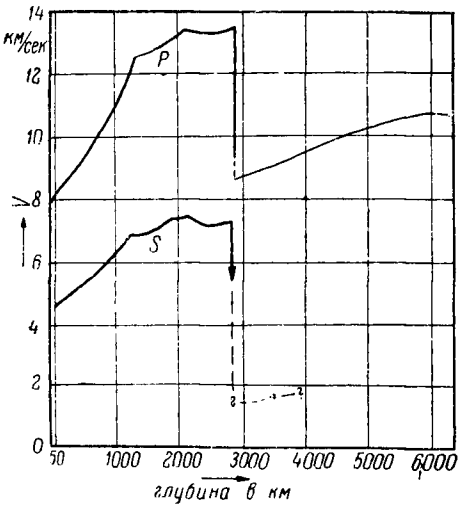


Рис. 470. Распределение скоростей сейсмических волн внутри Земли, по Гутенбергу.

Первый слой, простирающийся до глубины 1 200 *км*, характеризуется почти линейным возрастанием скорости продольных волн от 8 до 12,5 *км/сек*. Возможно, что на глубине 400 *км* этот слой имеет некоторую поверхность разрыва непрерывности.

Промежуточный слой, в котором скорость продольных волн медленно растет от 12,75 до 13,25 *км/сек*. В этом слое выделяются дополнительные поверхности на глубинах 1 790 и 2 450 *км*. Начиная с последней глубины, скорость несколько падает до 13 *км/сек* на глубине 2 900 *км*.

Ядро, начинающееся с глубины 2 900 *км*. Скорость продольных волн на границе ядра резко падает с 13 до 8,5 *км/сек* и затем лишь медленно вновь нарастает, достигая 11 *км/сек* в центре Земли.

Здесь существенно отметить, что в настоящее время мы не располагаем еще достаточно надежным материалом для суждения о скорости поперечных волн в ядре. Это дало повод утверждать, что ядро вообще не про-

пускает поперечных волн, что ядро следовательно обладает свойствами жидкости или газа, но не твердого тела. Повидимому такое заключение в настоящее время еще преждевременно. Последние исследования Крумбаха, весьма тщательно исследовавшего по данным 118 сейсмических станций одно сильное землетрясение 1924 г. с эпицентром в Тихом океане между Тасманией и Новой Зеландией, показывают, что поперечные волны может быть все же проходят через ядро, однако коэфициент затухания их в ядре очень велик.

Знание распределения скоростей продольных и поперечных волн внутри Земли позволяет сделать некоторые заключения об упругих свойствах внутренних областей Земли. Для этого следует воспользоваться зависимостями, существующими между различными упругими константами и скоростями сейсмических волн.

Если v_1 — скорость продольных волн, v_2 — скорость поперечных волн, σ — коэфициент Пуассона, K — модуль всестороннего сжатия, μ — модуль сдвига или модуль твердости и ρ — плотность среды, то имеют место следующие соотношения

$$\mu = \rho v_2^2;$$

$$\sigma = \frac{1}{2} - \frac{1}{2\left[\left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2 - 1\right]};$$

$$K = \rho\left(v_1^2 - \frac{4}{3}v_2^2\right).$$

Эти соотношения показывают, что знание скоростей распространения продольных и поперечных волн позволяет определить непосредственно только коэфициент Пуассона. Для нахождения остальных величин необходимо еще знать плотность среды, через которую упругие волны распространяются.

На рис. 471 показано предполагаемое распределение плотностей внутри Земли, согласно воззрениям различных авторов. Кривая *1* принадлежит Гутенбергу, кривые *2*—*5* П. Haalk'у, кривая *6* Вильямсону и Адамсу (в предположении неизменности состава и аггрегатного состояния внутри Земли).

Пользуясь приведенным на рис. 471 распределением плотностей и значением скоростей продольных и поперечных волн, показанных на рис. 470, получили следующие значения упругих констант (таблица 50).

Для модуля сдвига μ:

Таблица 50

Глубина в *км*	60	1 200	1 700	2 450	2 900
Пределы изменения μ .	$6-6^3/_4$	20—25	25—30	25—45	$25-45\cdot10^{11}$ CGS
Среднее значение μ . .	$6^1/_2$	22	27	30	$3\cdot10^{11}$ CGS

В ядре значение μ не может быть в настоящее время достаточно точно установлено, так как вопрос о прохождении поперечных волн через ядро еще не решен.

Для модуля всестороннего сжатия K получены следующие численные значения (таблица 51).

Таблица 51

Глубина в *км*	60	1 200	1 700	2 900
K	12—14	40—45	45—55	$50-85\cdot10^{11}$ CGS

Предполагая, что ядро пропускает поперечные волны, т. е. что $\mu \neq 0$, получают значения K от $35—45 \cdot 10^{11}$ CGS на глубине 2 900 и до $60—80 \cdot 10^{11}$ CGS в центре Земли.

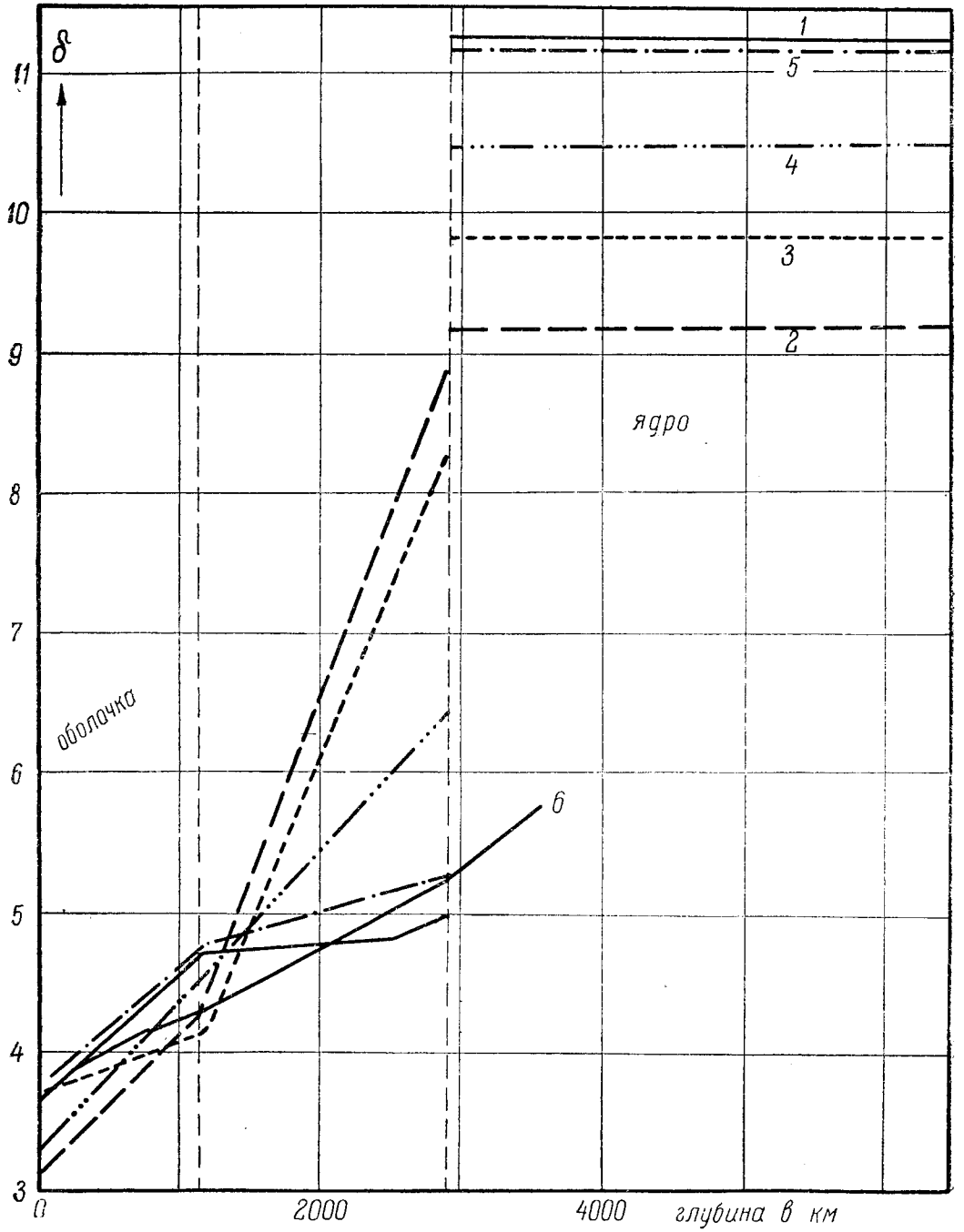


Рис. 471. Распределение плотностей внутри Земли, по Гутенбергу.

Наконец коэфициент Пуассона имеет следующие значения (таблица 52), т. е. коэфициент Пуассона подвержен весьма слабым изменениям с глубиной.

аблица 52

Глубина в *км*	3	60	1 200	1 700	2 450	2 900	2 900
σ	0,25	0,28	0,28	0,25	0,26	0,27	0,25

Необходимо указать, что существуют и другие методы определения упругих констант внутри Земли, например изучение колебаний полюса, деформаций земной коры под влиянием лунно-солнечного притяжения, приливов, частично гравиметрические наблюдения, но они в состоянии дать только некоторую среднюю оценку и во всяком случае не могут привести к той детализации, которую допускают сейсмические наблюдения.

Изучение местных землетрясений и поверхностных волн удаленных землетрясений позволило более детально ознакомиться со строением наружной оболочки Земли.

Местные землетрясения

Еще в 1909 г. А. Мохоровичич заметил, что при небольших эпицентральных расстояниях обнаруживаются два вступления продольных волн P, причем одно из них выражено сильно, а другое слабо. При эпицентральных

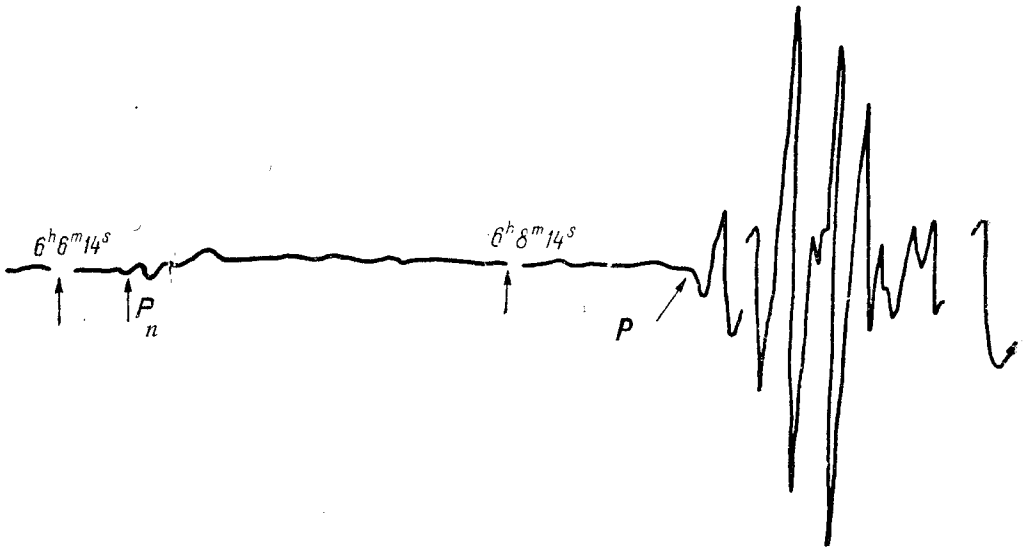


Рис. 472. Индивидуальная и нормальная фазы на сейсмограмме.

расстояниях менее 150—200 *км* всегда вступает только одна сильно выраженная фаза. А. Мохоровичич предложил обозначать ее через $\bar{P}$ и назвал индивидуальной фазой. При расстояниях свыше 200 *км* обнаруживается второе слабо выраженное вступление. Согласно предложению А. Мохоровичича это вступление обозначают символом P_n и называют нормальной фазой (рис. 472, 473). С увеличением эпицентрального расстояния индивидуальная фаза $\bar{P}$ все более отстает от нормальной P_n и наконец при Δ порядка 500—700 *км* исчезает совершенно.

Для использования этих наблюдений достаточно вернуться к уже разобранному ранее случаю залегания под поверхностью Земли слоя, в котором скорость распространения сейсмических волн больше, чем в прикрывающих его породах. Индивидуальная фаза $\bar{P}$ соответствует продольным вол-

нам, прошедшим только в верхнем слое. При малых эпицентральных расстояниях они понятно придут первыми. При сравнительно значительных эпицентральных расстояниях волны, прошедшие часть пути по нижнему слою, обгонят прямо идущие, и в этом случае первой вступит уже нормальная фаза P_n. Так как при этом волны P_n проходят более длинный путь и претерпевают еще два преломления (на границе нижнего слоя), то энергия их должна быть значительно меньше прямо прошедших волн, что находится в полном согласии с наблюдениями.

При $\Delta = 500—700$ *км* (в зависимости от района наблюдений) луч $\bar{P}$ коснется нижней поверхности раздела и очевидно далее проявляться на сейсмограммах не сможет.

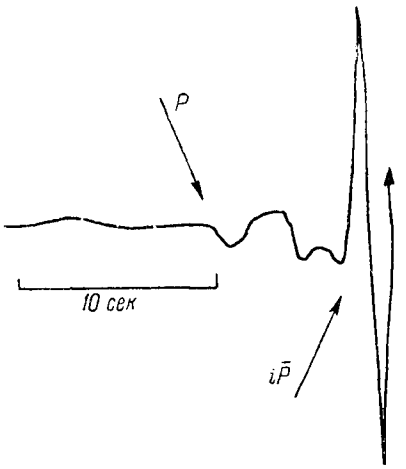


Рис. 473. Начало сейсмограммы южно-германского землетрясения 16 ноября 1911 г. в Невшателе, составляющая восток-запад (расстояние от очага 225 *км*), по Гутенбергу.

Дальнейшие исследования показали, что кроме этих двух вступлений возможны также и другие, соответствующие новым дополнительным прослойкам.

Изучение разности $\bar{P}—P_n$ в функции Δ дает возможность определить как глубину поверхности разрыва непрерывности, так и скорости сейсмических волн в верхних слоях земной коры.

Наблюдения над местными землетрясениями естественного происхождения весьма успешно дополняются наблюдениями над землетрясениями искусственного происхождения. Наиболее значительным землетрясением последнего рода был взрыв в Оппау (катастрофа на одном германском заводе 21 сентября 1921 г.), доставивший весьма обширный и ценный материал.

Так как в этом случае координаты эпицентра и моменты взрыва могли быть точно установлены, то полученные наблюдения явились прекрасным контролем для всего метода. Дальнейшие уточнения были внесены при сейсмическом изучении ряда мощных искусственных взрывов, произведенных по различным поводам в последнее десятилетие.

Результаты главнейших наблюдений в Европе представлены в таблице 53.

Некоторое расхождение в приведенных выше численных значениях скоростей следует отнести во-первых за счет местных геологических особенностей районов, где производились наблюдения, и во-вторых за счет различия в расстояниях до очага, на которых производились наблюдения. С увеличением расстояния луч глубже погружается в Землю, а следовательно и средняя скорость его возрастает.

Совокупность произведенных исследований приводит к следующему представлению о строении наружной оболочки Земли.

В Европе. 1. Слой, в котором скорость распространения продольных волн колеблется между 5,9 и 6,1 *км/сек*, а поперечных около $3{,}2 \pm 0{,}2$ *км/сек*; мощность этого слоя достигает от 10 до 40 *км*. Наименьшая мощность относится к средней и северной Германии, а также к Англии; наибольшая к Дунайской низменности и Альпам.

2. Слой, простирающийся до глубины 45—50 *км*, со скоростью распространения продольных волн 6,25—6,75 *км/сек*.

3. Область, в которой скорость продольных волн равна 8,0—8,1 *км/сек*.

Для Калифорнии по исследованиям Гутенберга имеем такое расчленение наружной оболочки (таблица 54).

Таблица 53

Название эпицентра	Дата	v_1 км/сек продольная	v_2 км/сек поперечная	Авторы
Землетрясение в долине Кульпа .	8/X 1909	5,60	3,2—3,4	А. Мохоровичич
„ в Швейцарии . .	1913	5,1—5,25	3.0—3,1	А. Кэрвен
„ в Германии . . .	1911	5,54	—	А. Мохоровичич
„ в Швабии	1911	5,5—5,6	—	Гутенберг
„ в Швабии	1913	5,5—5,6	—	Гутенберг
„ в Швабии	1923	5,4	—	Конрад
„ в районе Вены . .	1927	5,6	—	Конрад
Взрыв в Оппау	1921	5,4—5,7	3,0—3,2	Разные авторы
Искусственные взрывы в средней и северной Германии	1928	5,7—6.0	—	Врокамп и Вёлькеп

Таблица 54

Глубина слоя в *км*	v_1 км/сек продольная	v_2 км/сек поперечная
0—14	5,55	3,23
14—25	6,05	3,39
25—31	6,83	3,66
31—39	7,60	4,24
39	8,00	4,45

Для Японии получено следующее подразделение, приведенное в таблице 55.

Таблица 55

Глубина слоя в *км*	v_1 км/сек продольная	v_2 км/сек поперечная
0—20	5,0—5,6	3,2
20—40	6 —6,25	3,75
40	7,5—8,0	4,5

Для океанов мы не имеем такой четкой картины, так как наблюдения недостаточно многочисленны и приурочены к отдельным островам, а не к океаническому дну.

Согласно наблюдениям Angenheister'a в Апии (о-ва Самоа), скорость продольных и поперечных волн при малых эпицентральных расстояниях в Тихом океане заметно больше, чем в Европе. С увеличением расстояния эта разница постепенно скрадывается.

Первоначально казалось, что индивидуальная фаза $\overline{P}$ отсутствует при тихоокеанских землетрясениях, т. е. дно океана не подвергается обычному для континентов расчленению, однако впоследствии как будто найдены дополнительные вступления; впрочем достоверность их еще недостаточна.

Поверхностные волны. Хотя поверхностные волны не дают таких количественно надежных результатов, как волны предварительных фаз, тем не менее они представляют весьма значительный интерес, так как позволяют осветить ряд вопросов, остающихся без их рассмотрения в тени.

Периоды поверхностных волн весьма разнообразны и в сильной степени зависят от расстояния.

Зависимость периода от расстояния представлена таблицей 56 (по К. Вегенеру):

Таблица 56

Δ *км*	0–2 500	5 000	7 500	10 000	12 500	15 000
T_p сек.	5–18	11–26	15–31	17–35	17–35	18–35

Из таблицы видно, что заметное нарастание периода происходит только до 7 000—10 000 *км*.

В отдельных случаях обнаруживаются волны с периодом до 150 и более секунд.

Поверхностные волны обнаруживают дисперсию, т. е. скорость их распространения зависит от периода. Впервые этот вопрос был поставлен Голицыным. Дальнейшими работами Лове, Мейснера, Гутенберга, Сезава и др. теория была углублена, и установлена зависимость между толщиной слоя, в котором распространяются поверхностные волны, модулями сдвига в верхнем и подстилающем слоях, длиной волны и скоростью распространения. Результаты вычислений и наблюдений для волн Q приведены на рис. 474.

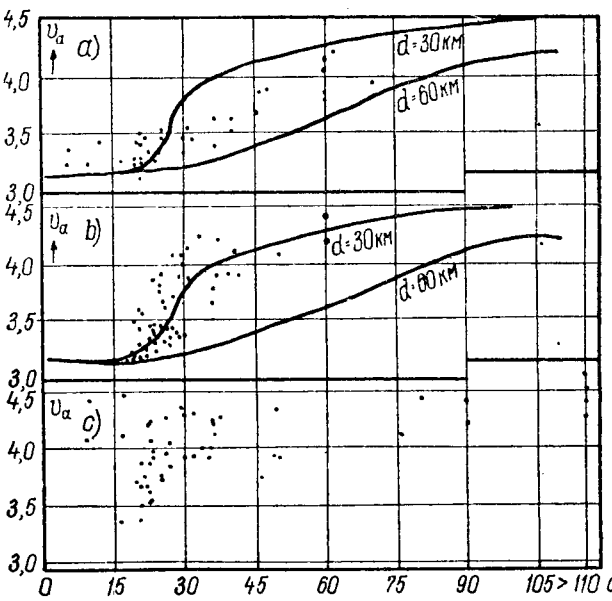


Рис. 474. Наблюденные значения скоростей распространения поверхностных волн при различных периодах. Сплошная линия дает вычисленные значения скоростей, по Гутенбергу.

По оси абсцисс отложены периоды, а по оси ординат скорость распространения в *км/сек*. Случай *a)* относится к волнам, распространяющимся по Евразии, случай *b)* к волнам, прошедшим через Атлантический океан, и случай *c)* к волнам, прошедшим через Тихий океан. Сплошной линией показаны вычисленные значения скоростей для двух случаев мощностей d слоя, в котором волны распространяются. Рис. 474 показывает, что для Евразии мощность верхнего

слоя должна примерно равняться 45—50 *км*, что находится в полном согласии с результатами наблюдений, полученными при изучении продольных и поперечных волн при близких землетрясениях; под Атлантическим океаном этот слой значительно тоньше и не превосходит 25—30 *км*. Для Тихого океана картина еще недостаточно ясна. Подтверждается все же, что поверхностные волны, прошедшие по дну Тихого океана, обладают повышенной скоростью распространения.

Затухание поверхностных волн. Исследование коэфициента затухания (или лучше поглощения) поверхностных волн впервые было предпринято Голицыным и привело к ряду весьма интересных результатов.

Как уже указывалось, поверхностные волны могут притти от очага к сейсмической станции C двумя путями: либо по кратчайшему пути Δ (символ w_1), либо обогнув Землю с противоположной стороны, т. е. пройдя путь $40\,000 - \Delta$ (символ w_2), где $40\,000$ — длина окружности Земли в километрах.

При очень сильных землетрясениях могут быть восприняты также волны w_3, прошедшие сначала прямо от очага к станции и обогнувшие еще всю Землю, т. е. прошедшие путь $40\,000 + \Delta$ (символ w_3), и т. д.

Поскольку длина пройденного волнами пути в этих случаях известна, можно воспользоваться показаниями одной станции для определения коэфициента поглощения энергии, для чего Голицыным была предложена следующая формула

$$K = 4{,}6\,\frac{\lg\frac{A_1}{A_2} - \lg\frac{T_1}{T_2}}{40\,000 - 2\Delta},$$

где: K — коэфициент поглощения,

A_1 и A_2 — максимальные амплитуды для волн w_1 и w_2,

T_1 и T_2 — соответствующие им периоды.

По наблюдениям Пулковской сейсмической станции Голицын нашел:

для мессинского землетрясения 28 декабря 1908 г. $K = 0{,}00027$,

для исландского землетрясения 27 января 1910 г. $K = 0{,}00028$.

Приняв это значение K, можно найти энергию поверхностных волн на любом расстоянии от эпицентра. Например оказывается, что для антиэпицентра поверхностные волны будут обладать только $^1/_{270}$ от начальной энергии.

В дальнейшем Angenheister нашел, что коэфициент поглощения сильно зависит от того пути, по которому распространяются поверхностные волны. Результаты этих наблюдений оказались следующими (см. таблицу 57):

Таблица 57

Путь, пройденный поверхностными волнами	K
Евразия	0,00017
Атлантический океан + континентальная ступень	0,00013
Америка	0,00020
Тихий океан	0,00023
Тихий океан + континентальная ступень	0,00036
Вдоль восточного побережья Азии	0,00050
Среднее вокруг Земли	0,00028

Заметим, что существенной разницы между поглощением волн Q и волн R не обнаружено.

Итак наименьшее поглощение испытывают поверхностные волны, проходя по дну Атлантического океана, несколько большее — по Евразии и Америке, еще большее — по дну Тихого океана и наконец значительно большее — при прохождении вдоль азиатского побережья и при переходе от Тихого океана к континентам.

Таким образом *мы приходим к заключению, что вдоль берегов Тихого океана существуют глубокие пояса разлома, Атлантический же океан не отделяется от континента такими разломами* (см. § 15 и 50).

§ 39. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КООРДИНАТ ЭПИЦЕНТРА

Определение координат эпицентра может быть произведено двумя способами. Первый способ требует использования показаний по крайней мере трех станций и заключается в следующем: сейсмограмма каждой отдельно взятой станции позволяет определить разность времен прихода различных фаз, например $S-P$ или $L-P$, смотря по тому, какие фазы оказались лучше выраженными при данном землетрясении. Этой разности времен соответствует одно вполне определенное эпицентральное расстояние, которое находят по годографу. Обозначим найденные так эпицентральные расстояния для первой станции через Δ_1, для второй станции через Δ_2 и для третьей станции через Δ_3. Проводя на глобусе или карте (со стереографической проекцией) из станции I, как из центра, окружность радиусом Δ_1, из станции II радиусом Δ_2 и из станции III радиусом Δ_3, в точке их пересечения найдем эпицентр.

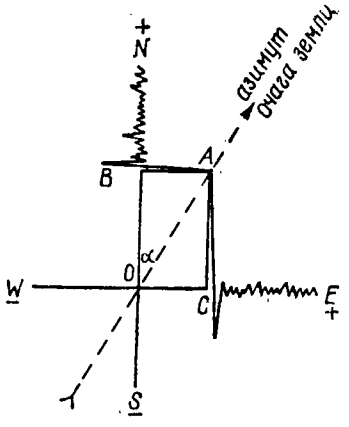


Рис. 475. Определение координат эпицентра по азимуту.

Этот способ весьма прост и надежен, однако неудобство его очевидно, так как для нахождения координат эпицентра необходимо собрать показания по крайней мере трех станций.

Значительно удобнее, пользуясь разработанным Голицыным методом, определять координаты эпицентра по данным одной станции.

В этом случае необходимо наличие трех высокочувствительных сейсмографов, регистрирующих все три составляющие движения почвы.

Горизонтальные сейсмографы устанавливают так, чтобы один из них регистрировал колебания, происходящие в плоскости меридиана, а другой в плоскости первого вертикала (т. е. под прямым углом к первому). Если сейсмическая волна пришла к станции по направлению, образующему некоторый угол α с меридианом, то оба сейсмографа воспроизведут ее, но с различной интенсивностью. Диагональ параллелограмма, построенного на первых отклонениях обоих горизонтальных сейсмографов, даст направление прихода волны (рис. 475). Однако тут возможна еще ошибка на 180°, так как первая волна может быть либо волной сжатия, либо волной разрежения, а в зависимости от этого первое смещение почвы будет направлено либо от эпицентра, либо к эпицентру. Для исключения этой неопределенности приходится пользоваться показаниями вертикального сейсмографа. Если первое смещение почвы произошло кверху, то имела место волна сжатия, в противном случае — волна разрежения. Таким образом измерение первых амплитуд по трем составляющим позволяет определить направление прихода волны.

Остается определить еще расстояние до эпицентра, что производится, как и в первом способе, измерением разности времен прихода отдельных фаз ($S-P$ или $L-P$) и сопоставлением этой разности с годографом.

Нетрудно видеть, что, располагая тремя достаточно чувствительными сейсмографами, можно определить не только направление прихода сейсмической волны по азимуту, но и угол падения ее (или угол выхода).

О глубине очага

До недавнего времени принималось, что очаги землетрясений залегают сравнительно неглубоко, не глубже 50—100 *км*. Только в последние годы с достоверностью установлено, что в некоторых случаях могут быть очаги с глубиной порядка 300—700 *км*. Таблица 58, составленная Вадати, показывает распределение глубины очагов в Японии за промежуток времени между 1928 и 1931 годами.

Таблица 58

Глубина в *км*	0—50	50 — 100	100 — 200	200 — 300	свыше 300
Число землетрясений . . .	91	16	6	1	7

По данным сейсмической лаборатории в Pasadena (Калифорния) из 88 зарегистрированных ею удаленных землетрясений за срок с 1/I по 1/XI 1932 г. около $^1/_3$ обладали аномально глубоким очагом, в то время как все многочисленные местные землетрясения имели нормальную глубину очага (меньше 50 *км*).

Для определения глубины очага предложено несколько методов, причем большинство из них (Мохоровичич, Гутенберг и др.) так или иначе основаны на использовании годографа. Среди этих методов одним из наиболее удобных является метод использования разности времен вступления индивидуальной и нормальной фаз $\delta = P_n - \bar{P}$. Если скорость продольных волн v_1 и v_2 в верхнем и нижнем слоях известна, а также известна мощность d вышележащего слоя, то при небольших эпицентральных расстояниях (до 400 *км*) глубина очага h может быть вычислена по следующей формуле:

$$\delta = \Delta\left(\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2}\right) - \left(2d - h\right)\sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}},$$

где δ — измеренная на сейсмограмме разность времен вступления нормальной и индивидуальной фаз.

Таблица 59

Очаг	Дата	Глубина в *км*
Долина Кульпа	8/X — 1909	25
Швабские Альпы	16/XI — 1911	40
„ „	20/VII — 1913	40
Этна	8/V — 1914	0
Средняя Италия	13/I — 1915	35
Швейцария	15/I — 1914	35
Верхняя Штирия (Обер-Штейнмарк) .	1/V — 1916	35
Австрийские Альпы	28/XI — 1923	10
Кроатское побережье	12/III — 1916	35
У Загреба	23/I — 1913	10
Япония	1/IX — 1923	35

Применение как только что изложенного, так и некоторых других приемов позволило установить глубину очага для целого ряда землетрясений (см. таблицу 59).

Весьма интересен другой прием, предложенный японским сейсмологом Вадати. Главное преимущество его метода состоит в полной независимости от годографа. Представим себе четыре сейсмические станции, расположенные не слишком далеко друг от друга. Обозначим расстояние от станции до очага через X, а разность времен прихода прямо прошедших продольных и поперечных волн через $\bar{S} - \bar{P}$. Так как для малых расстояний сейсмические лучи можно считать прямолинейными, то отношение расстояний от

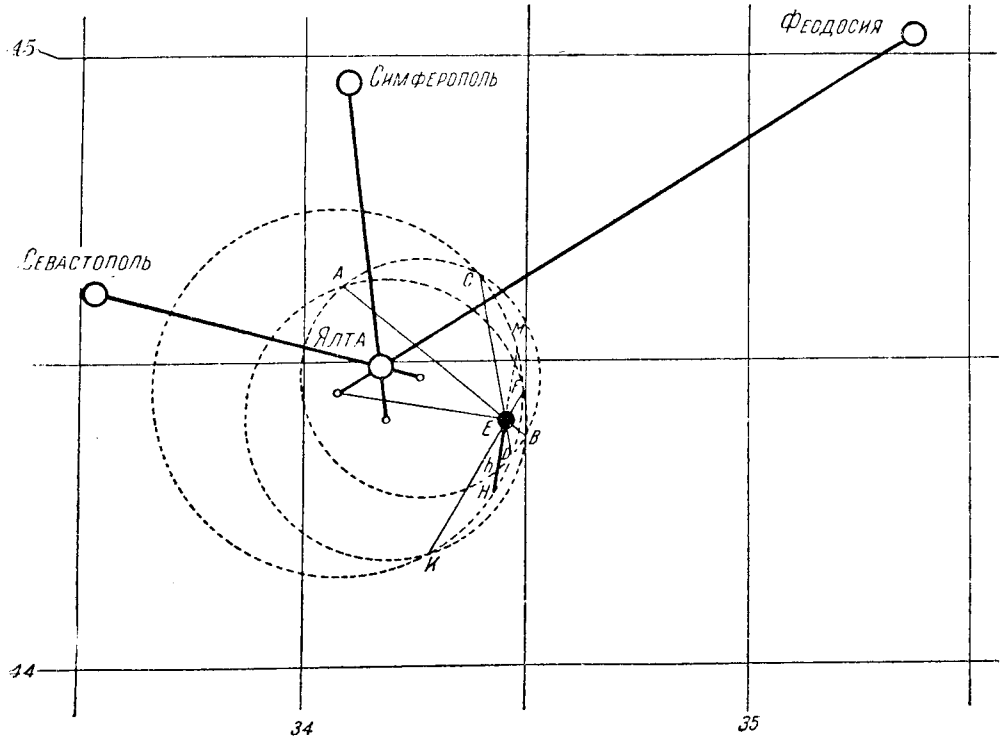


Рис. 476. Определение координат очага по методу Вадати.

очага до двух станций будет пропорционально отношению разностей $S - \bar{P}$ для этих станций, причем коэфициент пропорциональности равен единице, т. е.

$$\frac{X_1}{X_2} = \frac{\bar{S}_1 - \bar{P}_1}{\bar{S}_2 - \bar{P}_2} = D.$$

Отсюда следует, что очаг находится на геометрическом месте точек, отношение расстояний которых до двух данных точек (станций) равно D.

Это геометрическое место точек будет полусфера с радиусом $\frac{d_1 D_1}{1 - D_1^2}$, где d_1 — расстояние между нашими станциями.

Центр этой полусферы лежит на земной поверхности, и координаты его могут быть определены.

Точно так же для второй пары станций мы получим другую полусферу

с радиусом $\frac{d_2 D_2}{1-D_2^2}$. Использовав четвертую станцию, можно составить еще третью пару и определить соответствующую полусферу.

Пересечение трех полусфер произойдет в одной точке — в очаге. Координаты очага могут быть определены аналитически или графически. В последнем случае поступают следующим образом. На поверхности Земли полусферы оставляют след в виде окружностей соответствующих радиусов (рис. 476). Точки пересечения каждой пары окружностей соединяют прямой (хордой), причем таких прямых мы очевидно получим три. Точка пересечения этих трех хорд определяет положение эпицентра. Если через найденный таким образом эпицентр провести наименьшую хорду, то оказывается, что половина ее будет равна глубине очага.

Таблица 60

№№ по пор.	Дата	Глубина в км	№№ по пор.	Дата	Глубина в км
1	1/VIII — 1928	25	13	18/II — 1929	15
2	1/VIII — 1928	24	14	17/III — 1929	40
3	13/X — 1928	13	15	23/III — 1929	9
4	16/XI — 1928	23	16	25/IV — 1929	26
5	16/XI — 1928	21	17	5/IV — 1929	18
6	8/XII — 1928	29	18	22/IX — 1929	12
7	22/XII — 1928	27	19	29/III — 1930	17
8	26/XII — 1928	20	20	5/VII — 1930	40
9	27/XII — 1928	17	21	25/IV — 1931	23
10	27/XII — 1928	20	22	17/II — 1932	10
11	7/I — 1929	30	23	1/VII — 1932	31
12	19/I — 1929	30			

Метод Вадати был применен Сейсмологическим институтом (исследования А. Я. Левицкой) к крымским землетрясениям, причем полученные результаты приведены в таблице 60.

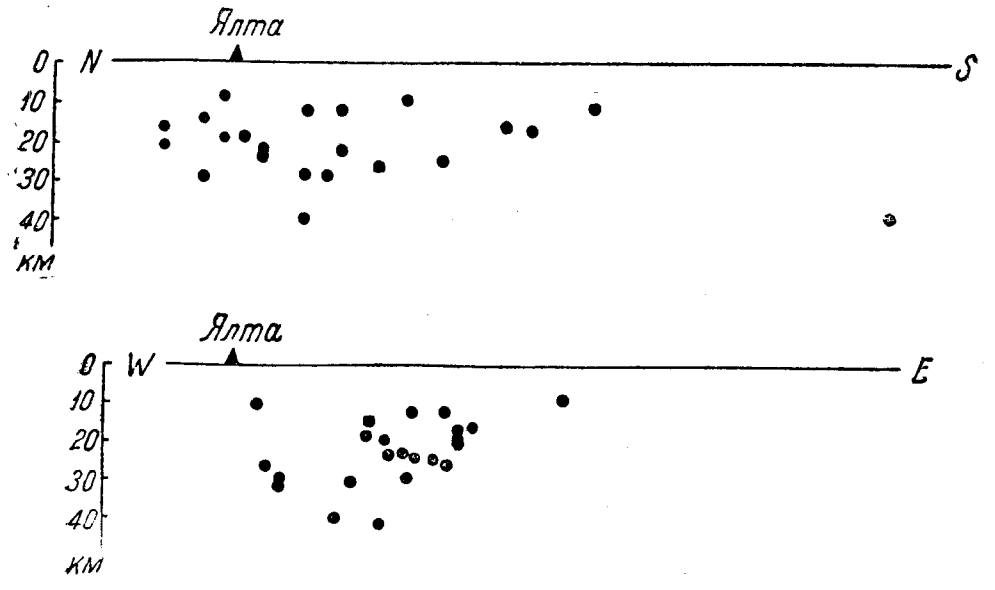


Рис. 477. Распределение на глубине очагов крымских землетрясений, по Левицкой.

Пространственное распределение этих очагов показано на рис. 447. Как видно, с удалением от Ялты глубина очагов быстро уменьшается как в меридиональном, так и в широтном направлениях. Повидимому это не случайное явление, и его следует связать с геологическим строением южного берега Крыма, где как раз против Ялты имеет место максимальное погружение Яйлы (см. § 48).

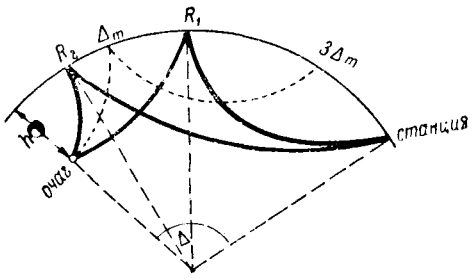


Рис. 478. Отраженные волны при глубоком очаге, по Гутенбергу.

Совершенно иначе приходится подходить к рассмотрению землетрясений с аномально глубокими очагами.

Сейсмограммы таких землетрясений уже по внешнему виду отличаются от сейсмограмм землетрясений с нормальным неглубоким очагом. При глубоком очаге главная фаза выражена обычно весьма слабо, и кроме того появляются добавочные отраженные волны. Если очаг достаточно глубок, то на сейсмограммах можно обнаружить не одну, а две однажды отраженных волны R_1 и R_2 (рис. 478), причем чем глубже очаг, тем больше будет расстояние между этими волнами на сейсмограмме. То же повторяется и с волнами, претерпевшими несколько отражений, и не только для продольных, но и для поперечных, а также для обменных волн. На рис. 479 показаны вырезки из сейсмограмм землетрясений с глубоким очагом. Волны, перед

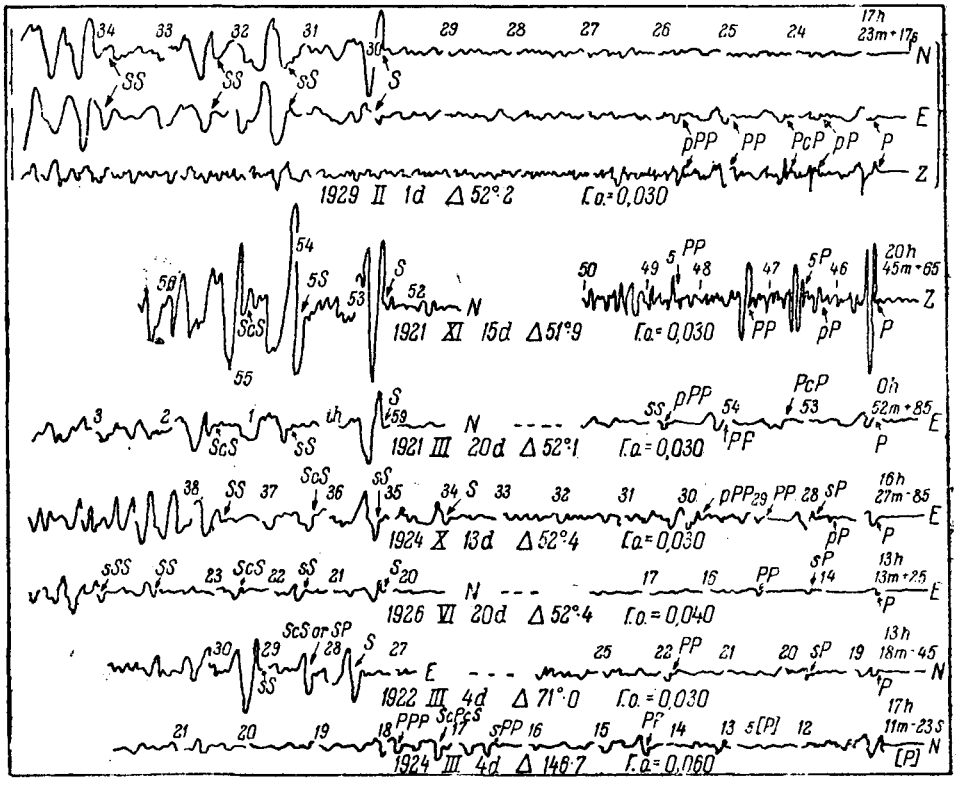


Рис. 479. Сейсмограммы землетрясений с глубоким очагом, по Гутенбергу.

символом которых поставлены малые буквы p или s, обусловлены наличием глубокого очага.

Scrase составил годографы для землетрясений с глубокими очагами. На рис. 480 показан один из таких годографов Scras'a для случая очагов с глубиной 380 *км* (0,06 земного радиуса). Как видно, вычисленные кривые хорошо согласуются с наблюдениями.

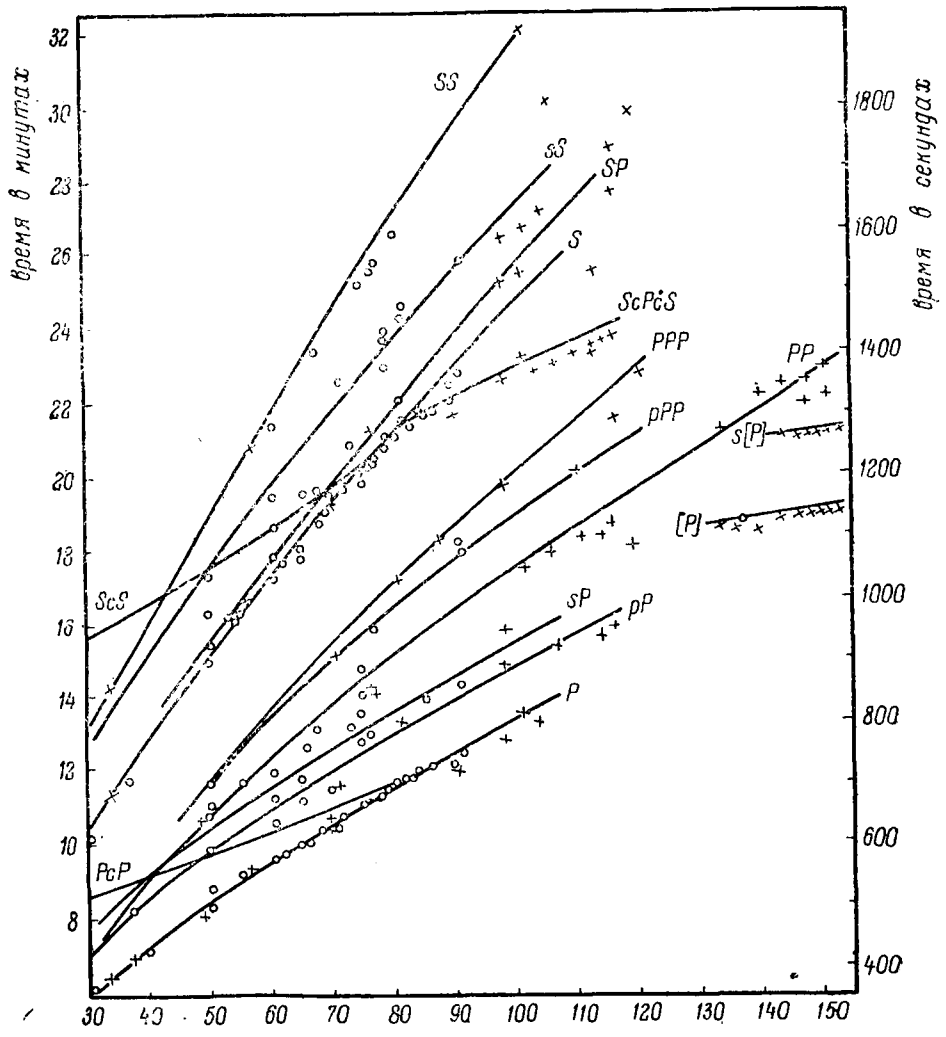


Рис. 480. Годограф землетрясений с глубоким очагом, по Гутенбергу.

Любопытно также и географическое распределение землетрясений с аномально глубокими очагами. По исследованиям Турнера за период с 1916 по 1926 г. аномально глубокими очагами обладали землетрясения, располагавшиеся вдоль сравнительно узкой полосы, захватывающей часть Алеутских островов, Курильские о-ва, Японию, часть Китая, Филиппины, Новую Гвинею, Соломоновы о-ва, Новые Гебриды и западные части Южной и Средней Америки. Отдельные землетрясения с глубокими очагами были установлены в южной части Центральной Азии. Таким образом, как это указал Турнер,

аномально глубокие очаги располагаются по тихоокеанскому кольцу за исключением Северной Америки, где таких очагов еще не обнаружено.[1]

Гипотез, более или менее удовлетворительно объясняющих происхождение и географическое распределение землетрясений с аномально глубокими очагами, в настоящее время еще нет (см. § 59).

Ландсберг (США) в 1935 г. указал на существующую, по его мнению, закономерность в сопровождении землетрясений глубоких очагов через три месяца значительно более мелкими, но разрушительными. Так землетрясение весны 1935 г. на Формозе, имевшее гипоцентр на 35 *км* глубины, должно было сопровождаться, по указанию Ландсберга, разрушительным землетрясением с мелким очагом в июле, которое действительно и произошло. Это подтверждает высказанную еще Ольдгэмом мысль о различном значении «батиссейсм» и «эписсейсм» и о зависимости вторых от первых, являющихся основными разрешителями накапливающихся в Земле напряжений.

Особенного внимания заслуживает тщательное изучение различных явлений, предшествующих землетрясениям, уловимых чувствительными сейсмографами. Для этого весьма важно массовое критическое сравнение сейсмограмм; многие записи показывают довольно характерные признаки приближавшейся катастрофы иногда задолго до нее.

Второй путь возможных предсказаний — это систематическое исследование медленных смещений частей земной поверхности, на которых мы остановимся ниже.

Третий путь, основанный на работах венгерского сейсмолога Kövesligethy и японского Омори, заключается в установлении закономерности повторяемости землетрясений в одной и той же области. Kövesligethy приписывает это явление медленным предварительным изменениям упругих свойств верхних слоев Земли, т. е. явлению, напоминающему собой упругое последействие, которое он и назвал *сейсмическим гистерезисом*. Скорость распространения продольных и поперечных волн для того же самого места изменяется в зависимости от состояния натяжения внутренних слоев Земли. С увеличением натяжения скорости эти убывают. После крупного землетрясения эта скорость сначала возрастает, а затем, перейдя через максимум, начинает постепенно убывать. Когда она достигнет некоторого низшего предела, свидетельствующего о значительном состоянии натяжения внутренних слоев Земли, то можно ожидать новой катастрофы. Судить об изменении скорости с течением времени можно по наблюдениям над разными слабыми повторными землетрясениями одной области. Эта теория, еще не законченная и не достигшая вполне точных результатов, имеет громадное значение, как первая попытка практического предсказания землетрясений, основанного на строго научных методах.

Наконец четвертый путь — изучение и установление точных соотношений между землетрясениями и нарушениями режима перемежающихся ювенильных источников, например Екатерининского в Боржоме (см. т. II, стр. 299). Эти резкие изменения иовидимому предшествуют землетрясениям и также могут быть плодотворно изучаемы сейсмометрическими методами.

Мы видим, что сейсмометрия, как точная наука, основанная на измерении явлений, является мощным орудием сейсмологии и геологии, подводя солидные и точные основания под эмпирические данные и наблюдения. За короткое время своего существования она дала уже так много, что это служит хорошей порукой дальнейшего разъяснения тех сложных процессов, которые непрерывно совершаются в глубоких, недоступных частях Земли и проявляются в виде процессов вулканических, сейсмических и тектонических. Вероятность же со временем и предсказания землетрясений, как видно из вышесказанного, весьма велика, и если в этом направлении еще сделано

[1] Конец вставки Н. В. Вешнякова.

мало, то стоит лишь сравнить молодую сейсмометрию с метеорологией, существующей более 100 лет, имеющей дело с доступными объектами и все еще не достигшей совершенных методов предсказания погоды, для того чтобы оценить полностью успехи сейсмологии.

После этого краткого обзора основных положений и методов сейсмометрии мы обратимся к более подробному рассмотрению анализируемых ими отдельных сейсмических явлений и их свойств, поскольку они обрисовываются непосредственными наблюдениями и данными историческими, статистическими и геологическими в различных условиях.

Главнейшая задача всяких сейсмометрических наблюдений заключается в определении элементов истинного движения почвы, откуда уже можно вывести заключение о соответствующей интенсивности сейсмической энергии и о разных характерных особенностях движения поверхностных слоев Земли.

На примере работ японских сейсмологов наметилась очень интересная возможность определения направления «первого движения» землетрясений по сейсмограммам, а следовательно и типа их в смысле тектоническом. Таким путем возможно будет устанавливать характер тектонического процесса, проявившегося землетрясением, конечно при одновременном хорошем знании и геологического строения данного района. Анализируя подобным образом ряд землетрясений, Швиннер пришел к выводу о возможности установления современных тектонических процессов, и в частности о преобладании среди них явлений сдвигов, скалываний. Как мы увидим дальше, и Зиберг считает сильнейшими землетрясения, происходящие при сдвигах. К сожалению эти вопросы аналитической сейсмогеологии у нас еще не разрабатываются, и для самой возможности этого должны быть изменены действующие на региональных станциях сейсмографы в смысле придания им бо́льшего увеличения, так как современные сейсмограммы, слишком сближая отдельные части (см. рис. 479), не дают возможности их анализа в этом смысле.

Исходя из наблюдений над смещениями и наклонами поверхности за некоторое время до землетрясений (от $^1/_2$ до 5 час.) в Японии, японские (Имамура и Ишимото) и английские (Эванс) сейсмологи в 1927 г. предложили особую сигнальную аппаратуру для предупреждения населения. Чувствительность ее столь велика, что может быть отмечен наклон вершины мачты в 1 *км* высотой всего на 0,5 *мм*. Если расположить ряд подобных инструментов (при наклоне автоматически дающих сигнальные звонки) на сейсмической площади, то в случае ее нового движения не только оно будет предсказано, но даже наметится и вероятный район землетрясения. Аналогичные аппараты установлены в 1934 г. в Калифорнии.

Вышеописанные инструменты представляют только главнейшие типы сейсмометров, предназначенных для восприятия и обнаружения всевозможных сейсмических колебаний — от сильных, разрушительных, далеко распространяющихся движений до микросейсмических, совершенно незаметных для населения и оставляющих следы только на чувствительных аппаратах. Употребление большинства этих приборов возможно только в обсерваториях, рационально устроенных для этой цели.

Кроме вполне организованных обсерваторий и простых сейсмических станций в деле наблюдения над особенно сильными и разрушительными землетрясениями всякий добросовестный наблюдатель может сообщить весьма ценные данные, даже не пользуясь специальными инструментами. Полезность этого уже доказали как швейцарская, так и наша сейсмическая комиссии, обращающиеся ко многим частным лицам при всяком землетрясении.

Трудно перечислить все данные, которые можно и следует собирать при всяком землетрясении, но необходимо иметь в виду, что всякий отдельный факт, точно отмеченный, может иметь свою цену, а совокупность их может выяснить некоторые основные элементы землетрясения, особенно если они собираются по известной системе, определяемой даже самой простой программой, как это уже доказал опыт сейсмической комиссии Русского географического общества, которая, разослав вопросные листы после чиликского землетрясения 30 июня 1889 г., получила настолько полные ответы, что по ним возможно было определить не только область распространения, но даже эпицентр

чиликского землетрясения 30 июня 1889 г. Словом даже такие простые наблюдения, собранные добросовестно, представляют весьма ценный вклад в наши знания о землетрясениях.

Для примера приведем вопросный лист Сейсмической комиссии Русского географического общества.

1. Не было ли замечено перед наступлением землетрясения каких-либо особенных явлений: например крайние колебания, повышение или понижение барометра; бури, грозы, направление их, возмущение магнитной стрелки; нарушение действия телеграфа (в этом случае указать и направление телеграфной линии); исчезновение или помутнение воды в колодцах; беспокойство животных и нервное состояние людей.

2. В какой день, час. а если возможно — минуту и секунду (притом утром, днем или ночью на такое-то число) чувствовался первый удар?

Примечание. Следует указать, были ли проверены часы и какими способами. Желательно в возможно скорейшем времени после удара сверить свои часы с часами телеграфной станции и отметить, насколько они впереди или позади относительно часов станции.

3. Точно обозначить место наблюдения, т. е.:

а) было ли землетрясение наблюдаемо в доме, и в таком случае указать, в каком этаже в это время был наблюдатель;

б) или же на открытом месте, и чем наблюдатель был занят во время наступления первого толчка.

4. Сколько было сотрясений, в какие промежутки они следовали друг за другом?

5. Определить характер землетрясения, т. е. шел ли удар снизу или сбоку, было ли землетрясение волнообразным или в виде короткого толчка или трепетания. Не замечалось ли подбрасывания вверх без качаний или сдвиганий висящих или легких лежащих предметов? Все ли сотрясения имели одинаковый характер?

6. Направление землетрясения, т. е. с какой стороны пришло и куда направилось сотрясение. Если можно, отметить направление качаний отвеса или других висящих предметов. Если были замечены случаи остановки часов, то отметить относительно стран света направление плоскости качания маятника.

7. Какова была продолжительность как первого удара, так и наисильнейшего разрушительного и последующих трепетаний? Эта продолжительность отмечена по часам или по приблизительной оценке?

8. Сопровождалось ли землетрясение подземным гулом, грохотом, шумом или отдельными ударами?

Характер, направление и время наступления подземного гула, т. е. перед землетрясением, во время или после землетрясения он был слышен.

Какой промежуток времени отделял сотрясение от подземного гула?

9. Обозначить все внешние явления, могущие иметь какое бы то ни было отношение к землетрясению, например действие сотрясения на животных, нервных людей, личные ощущения, если они выразились чем-нибудь необыкновенным; также на состояние атмосферы (порывы ветра, бури, ливни, грозы); на водные бассейны (море, озера, пруды и реки), в случае необыкновенного движения в них или образования волн обозначить направление этого движения и приблизительные размеры волн, на каком протяжении от береговой черты волна залила берег.

10. Определить по возможности полнее все последствия землетрясения как в зданиях, так и в природе, т. е. указать главным образом, в каком направлении относительно стран света упали стоящие предметы или стены; в каком направлении стояли стены, в которых появились трещины.

Определить размеры этих трещин.

Угол падения, составляемый трещиною с горизонтальною линиею.

Какие здания (каменные, деревянные или глинобитные) и какие части их потерпели наисильнейшее разрушение?

Были ли обвалы или оползни?

Определить размеры, характер и направление трещин в земле.

Не выделялись ли из трещин грязь, вода или газы, не замечалось ли пламени или дыма из трещин?

Не было ли замечено изменения уровня воды в озерах, родниках или колодцах; не изменилось ли в этих последних качество воды?

11. Описать по возможности состав почвы места наблюдения, т. е. состоит ли она из рыхлых наносных глинистых или галечных отложений, или из твердых каменных пород.

В случае присутствия тех и других указать по возможности их взаимное отношение.

Нет ли поблизости каких-либо пещер?

На какой почве разрушение было сильнее?

12. При повторяемости землетрясений в течение долгого времени, например многих месяцев или годов, определить периоды наибольшей напряженности сотрясений и особенно порядок наступления ударов, т. е. предшествуют ли главному удару мелкие или нет.

Примечание. При составлении ответов необходимо отмечать только несомненные факты; при малейших же сомнениях в точности наблюдения лучше их совсем не помещать или же с ясною оговоркою. Кроме того следует отличать факты, наблюдавшиеся составителем ответов, от полученных им от других лиц.

Более прост вопросник, помещающийся на почтовой карточке, следующего содержания:

Открытое письмо

для сообщения в Сейсмологический институт Академии наук СССР сведений о землетрясениях

А. *В каком городе или селе, какого района или округа, какой области, замечено землетрясение?*

Б. *Какого года, числа, месяца, в какой день недели, в какой час и минуту было землетрясение (указать, какое время: местное, поясное, московское или др.)?*

В. *Укажите данные для оценки силы землетрясения: 1) замечено только лицами, находившимися в покое, 2) всеми бодрствовавшими, 3) спящие проснулись, 4) лампы и другие висячие предметы качались, 5) колебалась мебель, звенела посуда, 6) часы остановились, 7) образование трещин в штукатурке, 8) осыпание штукатурки кусками, 9) звон больших колоколов, 10) упали дымовые трубы, повреждены печи, 11) сквозные трещины в каменных стенах, 12) выпадение углов зданий, 13) образование трещин в земле; укажите их длину и ширину, 14) не замечено ли каменных обвалов, осыпей или оползней, 15) не замечено ли уменьшения или увеличения воды в источниках и реках, 16) наблюдалось ли появление фонтанов, бьющих из земли, 17) укажите, на твердых или рыхлых породах землетрясение отразилось сильнее, 18) слышен ли был подземный гул, какой силы и когда именно: до, после или во время землетрясения, 19) укажите, были ли сотрясения сверху вниз, плавные колебания или в виде частых дрожаний, 20) в каком направлении шли толчки, 21) сколько раз землетрясение повторялось, 22) время и сила толчков, следовавших за первым.*

Г. *Особые замечания.*

Д. *Фамилия и адрес наблюдателя.*

§ 40. ИНТЕНСИВНОСТЬ, СКОРОСТЬ, ОБЛАСТЬ И ГЛУБИНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Исходя из того же простейшего сравнения с водяными волнами, мы должны признать, что интенсивность, скорость и область распространения землетрясений увеличиваются в зависимости от силы первоначального удара; подобно тому как большой камень, брошенный на поверхность воды, производит большие волны, а маленький только рябь, так и сильный удар вызывает разрушительное землетрясение, а слабый только легкое дрожание или трепетание. Аналогия эта, совершенно справедливая для всех сотрясений, происходящих от каких-либо внешних причин, имеет существенные ограничения в применении к землетрясениям, происходящим от причин внутренних, скрытых на некоторой глубине в недрах Земли; вследствие этого интенсивность, скорость и область землетрясений зависят не только от силы удара, но и от глубины исходного пункта удара или центра землетрясения, а также от качества и расположения пород, среди которых происходит сотрясение. Рассмотрим последовательно все эти элементы землетрясения и изменение их под влиянием различных условий, имея в виду сказанное ранее о сущности движений.

Интенсивность или сила землетрясений весьма разнообразна, и крупные сотрясения происходят сравнительно редко, сопровождаются разрушительными последствиями и не требуют тонких инструментов для определения по крайней мере главнейших элементов их; они представляют как бы сейсмические ураганы, которые сделались известными с самой глубокой

древности. Мелкие сотрясения напротив отличаются постоянным проявлением, отсутствием видимых последствий и повсеместным распространением по земной поверхности: Дж. Дарвин после своих первых работ с маятником в руднике встретил такие постоянные и неправильные колебания земной коры, что, по его словам, «она колебалась, дергалась, коробилась и гнулась под маятником день и ночь, даже, как казалось, при отсутствии каких-либо местных влияний, могущих быть обнаруженными» [*12*]; словом земная кора никогда не бывает в покое, а беспрерывно претерпевает хотя небольшие, но заметные деформации, причины которых весьма разнообразны. Они подмечены уже давно по колебанию маятника, но первые сколько-нибудь систематические наблюдения были сделаны Аббади (1849—1853 гг.) по колебанию пузырьков в горизонтально установленных уровнях, затем Плантатуром и многими сейсмологами (Росси, Мальвазия, Мильн и др.), которые, хотя уже отличали разного рода колебания и даже подметили некоторую периодичность в них (например десятидневные микросейсмические и баросейсмические бури), но классифицировать их не могли с надлежащею полнотою и точностью; бо́льшую часть их считали за следствия близких или отдельных землетрясений. Только в самое последнее время, благодаря применению чувствительных горизонтальных маятников, удалось не только классифицировать микроколебания в зависимости от способов их происхождения, но и указать важное значение их для познания землетрясений. Все эти колебания разделяются на две группы: одни периодические, повторяющиеся через известные периоды, другие непериодические, наступающие неправильно, без всякого видимого закона. *Периодические* колебания состоят в том, что земная кора периодически деформируется в виде сменяющихся вздутий и понижений, т. е. сначала она медленно поднимается, достигает некоторого максимума, затем так же медленно опускается, доходит до первоначального состояния или так называемого нулевого состояния и продолжает опускаться до некоторого минимума, после чего снова приходит к нулевому состоянию, чем и заканчивается период. *Непериодические колебания*, кроме того что наступают неправильно, отличаются еще сложностью движений и проявляются или в виде пульсаций наподобие мертвой зыби, или в виде дрожаний, или же в виде мелких быстро следующих волн. Между теми и другими наблюдаются мало выясненные постоянные движения, которые можно было бы назвать *поступательными*. К периодическим возмущениям принадлежат следующие:

1. *Колебания, совпадающие с периодом солнечных суток.* Они происходят от суточных колебаний температуры вследствие нагревания солнечными лучами полушария Земли, обращенного к Солнцу. Само собой разумеется, что величина их изменяется не только в зависимости от широты, от времени года, но и от многих местных причин, как например облачности, характера почвы и особенно ее влажности, как это и доказывают наблюдения Мильна [*13*] и Элерта; последний из них показал также, что запаздывание максимума на глубинах происходит вследствие различной эластичности пород.

2. *Колебания, совпадающие с периодом лунных суток*, обусловливаются притяжением Луны, т. е. земная кора подобно водной оболочке испытывает небольшие приливы и отливы, причем она деформируется еще давлением водяной массы, приведенной в движение Луной.

3. *Колебания, совпадающие с годовым периодом* и называемые также «движениями нулевой точки» (нулевая точка подразумевается на нормальной кривой, получаемой на фотографической бумаге регистрирующего прибора). Движения эти следуют за годовым ходом Солнца и объясняются годовыми колебаниями температуры. Амплитуда вышеперечисленных категорий возмущений обыкновенно не превышает нескольких секунд.

4. *Поступательные движения.* При наблюдении годовых движений ну-

левой точки замечено кроме периодических еще постепенное перемещение нулевой точки ежегодно в одну и ту же сторону. Это поступательное движение хотя до сих пор еще не выделено и не объяснено, но заслуживает полного внимания, так как по всей вероятности обусловливается медленно и непрерывно действующими дислокационными процессами, которые вызывают прогрессивное изменение широты, как указано выше для некоторых пунктов (см. выше). Движение это должно быть выделено в самостоятельную категорию группы непериодических движений, куда относятся микросейсмические движения, пульсации и землетрясения.

5. *Микросейсмические движения* замечены уже давно. При достаточно большом увеличении сейсмографа можно обнаружить, что даже при отсутствии каких бы то ни было землетрясений земная кора не находится в покое, а непрерывно совершает более или менее интенсивные колебания, называемые *микросейсмическими*. Эти движения земной коры весьма разнообразны по характеру, периодам и амплитудам и обусловливаются целым рядом причин; главнейшими из них являются следующие:

1) колебания, вызванные работой промышленных установок и прохождением транспорта;

2) колебания, вызванные ветром;

3) колебания, обусловленные морским прибоем.

Кроме того микросейсмы местного порядка могут возникнуть при вулканических явлениях, вблизи мощных сбросов воды (водопады, крупные гидростанции и т. п.) и наконец могут быть обусловлены морозом.

В крупных промышленных центрах работа фабрик, заводов, отдельных силовых установок, городского и железнодорожного транспорта создает своеобразный режим колебаний почвы, обусловленных в значительной степени геологическим строением местности. В непосредственной близости от источника возмущения почва колеблется с периодом, свойственным этому источнику, или, как говорят, совершает вынужденные колебания. По мере удаления от источника эти вынужденные колебания затухают, и дальше остаются только собственные колебания, присущие самым верхним геологическим слоям, образующим данную местность. Совокупная работа промышленных предприятий и транспорта возбуждает и поддерживает эти собственные колебания. Например для Ленинграда, расположенного на 200—250-метровом наносе, подстилаемом гранитом, характерны микросейсмы с периодом около 0,6—0,8 секунд. Эти микросейсмы имеют ясно выраженный суточный ход с максимумом в дневные часы (от 11 до 18 час.) и минимумом в ночное время (от 2 до 5 час.), причем в нерабочие дни они заметно ослабляются. Примерно такая же картина повторяется и в других крупных городах, но периоды основных колебаний в зависимости от геологического строения могут быть конечно другими. К некоторым особенностям колебаний почвы промышленного происхождения мы вернемся позже.

Микросейсмы, обусловленные ветром, происходят не только вследствие непосредственного давления воздушных потоков на Землю, но главным образом через посредство зданий, деревьев, столбов, кустов и других выдающихся предметов, колебания которых легко возбуждаются ветром и уже далее передаются почве. Эти микросейсмы имеют неправильный характер и происходят с периодом в несколько секунд при незначительных амплитудах, не превышающих 5—6 микрон.

В некоторых случаях проявляются также ветровые колебания большого периода от ¼ до 1 мин., однако, как показали исследования, тут не полностью исключено непосредственное влияние ветра на сейсмографы.

Весьма значительно влияние морского прибоя, которое распространяется не только на приморские области, но возбуждает микросейсмические колебания на целых континентах. Особенно сильно сказывается прибой у отвесных берегов, в частности у берегов Норвегии; прибой на пологих бе-

регах сказывается слабее. Возбужденные прибоем в Западной Европе микросейсмы захватывают всю Европу и распространяются до Северной и Центральной Азии включительно. Это подтверждается тем, что всякое усиление или ослабление прибоя в Западной Европе одновременно влечет за собой соответственное изменение режима микросейсм всей охваченной ими области. Период этих микросейсм от 4 до 10 сек., причем, в полном согласии с теорией, с удалением от моря период увеличивается, а амплитуды уменьшаются.

6. *Пульсации* представляют колебания в виде правильных спокойных и плоских волн с небольшой амплитудой (0″,05); они проявляются большею частью длинными рядами, следующими непосредственно друг за другом наподобие волн «мертвой зыби». Продолжительность их обыкновенно бывает от 2 до 3 мин. и только редко достигает 15 мин. Пульсации резко отличаются от микросейсмических движений, с которыми их прежде смешивали, как по форме, так и по времени проявления; они наблюдаются преимущественно только в ночное время от 20 час. до 2 час. (или от 8 час. до 16 час. по астрономическому счету) и только в известное время года; наибольшею интенсивностью они отличаются в конце октября и в начале ноября, когда происходят продолжительные пульсации, но с половины ноября они заметно уменьшаются до февраля, а с начала марта и до половины сентября совершенно прекращаются, затем с конца сентября вновь появляются. Хотя замечена некоторая зависимость интенсивности их от барометрического градиента, но очевидно причина пульсаций заключается не в давлении атмосферы, которое переменчиво во все времена года, а по всей вероятности в перемещении внутренней магмы Земли под влиянием притяжения Солнца, что вполне объясняет, с одной стороны, увеличение пульсаций и их интенсивность в период перигелия, т. е. в октябре и ноябре, отсутствие их с марта по сентябрь, а с другой — преимущественное наступление их по ночам, так как приливная волна земной магмы обнаруживает пульсацию только на теневой стороне Земли, как объясняет Элерт.

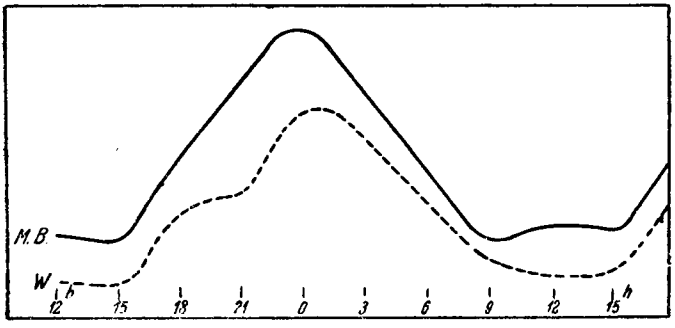


Рис. 481. Микросейсмы от ветра.

MB—кривая силы микросейсмических движений; *W*—кривая силы ветра. По оси абсцисс отложены часы.

7. *Мелкие дрожания или трепетания* (Tremor, по Рейеру) [*14*] отличаются быстротою и сложностью движений; они представляют большею частью следствие отдельных крупных землетрясений, как предполагалось уже раньше на основании отрывочных наблюдений (Прост) [*15*] по колебанию маятника в Ницце после землетрясения в Гренаде в 1855 г., Вагнера [*16*] по колебанию пузырька уровней в Пулкове после землетрясений: 1) в Зондском архипелаге в 1861 г. в 4 час. 4 мин. 4 февраля, 2) в Алмерии и на Молуккских о-вах в 1863 г. 22 июня в 9 час. 47 мин. утра, 3) на Мальте и в Ташкенте в 1867 г. и пр.; но систематически они исследованы только в последнее время. Изучение их имеет весьма важное значение для определения скорости распространения сейсмических волн.

8. *Крупные землетрясения*, состоящие из отдельных разрушительных ударов, хотя сильно отличаются от всех предыдущих микроколебаний, но напряженность их так разнообразна, что они сами по себе уже составляют

целую группу. Обыкновенно о напряженности их судят или по количеству вреда, нанесенного людям и жилищам, или же по силе колебаний, непосредственно ощущаемых в том или другом потрясенном пункте; при такой неопределенности критерия для сравнения нет никакой возможности более или менее точно сравнить в этом отношении какие-либо два землетрясения. Если в деле изучения микросейсмических колебаний современная сейсмометрия стоит на рациональном точном пути, то в вопросе оценки макросейсмических явлений господствует большой произвол. Обычно не отдают себе отчета в величине сил, вызывающих геологические процессы. Было подсчитано например, что один обычный сейсмический удар, подобных которому происходит несколько в день на Земле, проявляет энергию, достаточную для движения большого броненосца в течение 40 000 лет. Между тем обычный сейсмический удар — ничтожное явление сравнительно с процессами, ведущими к образованию и поднятию больших хребтов.

Приводимые ниже способы оценки макросейсмических явлений совершенно условны и не дают представления о динамической интенсивности их. Более рационально было бы знать и в этих случаях величину наибольшего ускорения движения почвы. Только располагая таким наблюдательным материалом, можно произвести действительно рациональную оценку силы землетрясения в разных точках плейстосейстовой области и наметить на карте правильные изосейсты. К этому вопросу мы вернемся еще, указав здесь лишь на полную возможность оценки макросейсм такими же приборами, как и для микросейсм, придав им лишь значительно меньшую чувствительность, бо́льшую прочность и простоту конструкции. Но можно для приблизительной оценки силы макросейсмических явлений воспользоваться явлением опрокидывания предметов определенных размеров и формы под влиянием колебаний почвы и на этом принципе основать чисто динамическую шкалу. Прием этот весьма прост, не требует сложных приборов и доступен безусловно каждому. Он основан на опрокидывании двух систем специально подобранных деревянных однородных параллелепипедов, установленных в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях. Подбор их производится путем опытов с небольшой подвижной платформой, показывающих, что для каждого данного параллелепипеда, характеризуемого величинами его высоты h и половины основания c, существует вполне определенное максимальное ускорение движения почвы, при котором он опрокидывается, зависящее только от отношения c/h. Зависимость эта выражается простой формулой $c/h = 0{,}0012\ Wm$, где Wm выражено в единицах CGS. Такая шкала надежнее всякой другой условной, где оценка производится по баллам.

Вопрос о максимальном ускорении движения почвы при землетрясениях имеет громадное практическое значение в смысле выработки правил для возведения искусственных сооружений в сейсмических областях.

До сих пор еще обычно руководствуются для обозначения силы землетрясений интенсивностью разрушительных последствий; в этом отношении сначала почти во всеобщее употребление вошла шкала Росси-Фореля, по которой землетрясения разделяют на следующие десять классов:

I. *Микросейсмические* колебания, незаметные непосредственному наблюдению и обнаруживаемые только чувствительными сейсмографами.

II. *Чрезвычайно слабые* сотрясения, записанные сейсмографами и ощутимые кое-кем из людей, в это время пребывавших в состоянии покоя или бездействия.

III. *Весьма слабые* сотрясения, ощущаемые большинством людей, пребывавших в состоянии покоя или бездействия.

IV. *Слабые* колебания почвы, ощущаемые людьми, пребывавшими в состоянии движения и физической деятельности. Дребезжание оконных стекол.

V. *Посредственные колебания,* ощущаемые всеми. Колебание мебели и кроватей. Звон домашних колокольчиков.

VI. *Чувствительные удары.* Пробуждение всех спящих. Звон колокольчиков. Остановка часов с маятником. Шелест деревьев. Испуг.

VII. *Сильные удары.* Опрокидывание предметов. Звон больших колоколов. Ужас.

VIII. *Весьма сильные удары.* Образование трещин в стенах, разрушение дымовых труб. Незначительные опустошения. Всеобщая паника и бегство.

IX. *Чрезвычайно сильные удары.* Разрушение отдельных частей зданий или целых построек.

X. *Необыкновенной силы удары.* Всеобщее разрушение. Трещины и сбросы в земной коре; обвалы и оползни в горах.

Г. Гольден показал, что шкале Росси-Фореля может быть придано абсолютное значение: руководствуясь формулою $P = \frac{v^2}{a}$ (так как $v = \frac{2\pi a}{t}$, то $\frac{v^2}{a} = \frac{4\pi^2 a}{t^2}$, где P — ускорение, v — скорость, a — амплитуда, t — время), он выразил каждый класс степенью ускорения, а именно I — 20 *мм* в 1 сек., II — 40 *мм*, III — 60 *мм*, IV — 80 *мм*, V — 110 *мм*, VI — 150 *мм*, VII — 300 *мм*, VIII — 500 *мм*, IX — 1 200 *мм*.

Шкала Росси-Фореля, давая очень подробное подразделение для слабых ударов, недостаточна для более сильных, по мнению итальянских сейсмологов, принявших шкалу Меркальи; ее отличие заключается собственно в соединении в балле IV четвертого и пятого баллов Росси-Фореля и за счет этого понижения на балл всех следующих и в прибавлении балла X, дающего высшую степень, с отнесением сюда только нарушений поверхности.

По предложению Канканьи к этой шкале прибавлены еще две степени:

XI. *Катастрофа.*

XII. *Страшное бедствие.*

В таком виде степеням этой шкалы стараются также дать абсолютное выражение в единицах наибольшего ускорения сейсмических волн, а именно:

I — $\leqslant$ 2,5 *мм/сек*	III — 6 — 20	V—26— 50	VII—101—250	IX— 501—1 000
II —6—10	IV — 11—25	VI—51—100	VIII—251—500	X—1 000—2 500

XI—2 501—5 000

XII $>$ 2 500

Для наблюдения на воде Зибергом предложена особая шкала, основанная на воздействии толчка на судно, весьма условная.

Подробная шкала для определения силы землетрясений, обработанная А. Зибергом на основании шкалы Меркальи-Канканьи:

I. *Незаметное* (максимальное ускорение 2,5 *мм/сек*). Отмечается лишь приборами.

II. *Очень слабое* (2,6—5 *мм/сек*). Ощущается немногими нервными или очень чуткими лицами, находящимися в состоянии полного покоя, особенно в верхних этажах домов.

III. *Слабое* (6—10 *мм/сек*). Даже в густо населенной местности ощущается лишь небольшой частью населения в форме сотрясения, как от быстро проехавшего мимо экипажа. Иногда может быть определена продолжительность, а также направление движения. Многими лишь из последующих разговоров уясняется, что колебание было вызвано землетрясением.

IV. *Умеренное* (11—25 *мм/сек*). Под открытым небом ощущается не-

многими. Внутри зданий распознается многими, но не всеми, по дрожанию или легкому колебанию предметов обстановки, вследствие чего плотно составленные стаканы и посуда производят слабый звон, как при проезде грузовика по тряской мостовой. Звон оконных стекол, скрип дверей, балок, полов. Треск потолков. Легкое колебание жидкости в открытых сосудах. Испуга такое землетрясение почти не вызывает, если не считать лиц, ставших нервными и пугливыми вследствие других землетрясений. Отдельные случаи пробуждения спящих.

V. *Довольно сильное* (26—50 *мм/сек*). На улице или вообще под открытым небом отмечается очень многими, даже при полном разгаре дневной работы. Внутри домов ощущается всеми вследствие общего сотрясения здания. Впечатление как от падения в доме тяжелого предмета (мешка, мебели). Колебание стульев, кроватей вместе с находящимися на них лицами, как при волнении на море. Качание растений и более слабых ветвей у кустов и деревьев, как при умеренном ветре. Колебательное движение свободно висящих предметов, как то: занавесей, висячих ламп и не слишком тяжелых люстр. Слышится звон. Маятники часов или останавливаются, или описывают большую дугу в зависимости от направления толчка перпендикулярно к колебанию маятника или в том же направлении, ввиду чего остановившиеся часы с маятником могут вновь притти в движение. Звон часовых пружин. Электрический свет мигает или гаснет вследствие соединения проводов. Картины ударяются о стены или сдвигаются с места. Выплескивание небольшой части жидкости из наполненных открытых сосудов. Возможное падение безделушек, стоячих рамок, а также прислоненных к стене предметов; более легкие предметы могут сдвигаться с места. Скрип мебели. Двери и оконные ставни раскрываются или захлопываются. Трещины в оконных стеклах. Пробуждение спящих. Некоторые жители выбегают на улицу.

VI. *Сильное* (51—100 *мм/сек*). Ощущается всеми; в испуге очень многие выбегают на улицу. Многие думают, что погибают. Сильное колебание жидкостей. Падение картин со стен, книг с полок, кроме стоящих у стен, идущих в направлении толчка. Посуда бьется. Довольно устойчивые домашние вещи, даже предметы обстановки, сдвигаются с места или опрокидываются. Звон небольших колоколов часовен и церквей. Бой башенных часов. На некоторых домах, даже солидной постройки, штукатурка дает тонкие трещины. Кое-где с потолка и стен откалываются небольшие куски штукатурки. У домов плохой постройки повреждения сильнее, но все еще не опасного характера.

VII. *Очень сильное* (101—250 *мм/сек*). Значительное повреждение предметов квартирной обстановки вследствие опрокидывания и ломки даже больших предметов. Звон даже больших колоколов. На реках, прудах и озерах развивается волнение, вода мутнеет из-за взмученного ила. Отдельные случаи оползней песчаных и галечных берегов. Изменение уровня воды в колодцах. Умеренное повреждение в домах даже солидной европейской постройки: легкие трещины в стенах, откалывание значительных кусков штукатурки и лепных украшений, отделение и падение кровельной черепицы, повреждение дымовых труб вследствие трещин, падения плит и выпадения кирпичей. Неисправные трубы обваливаются на крышу и ломают ее. Падение с башен и высоких зданий плохо укрепленных украшений. У фахверковых построек повреждения штукатурки и заполнения рам еще сильнее. Серьезные повреждения у многих плохо построенных или ветхих зданий. К первым относятся например очень распространенные в Центральной Америке постройки из полого кирпича, а также каменные домики и землянки в некоторых северных сейсмических областях, например в Исландии. Досчатые изгороди, навесы, старые каменные ограды, в особенности возведенные из отдельных камней без цемента, хижины, церкви, минареты

у мечетей и т. п. постройки могут подвергаться значительным повреждениям. Особо антисейсмические постройки, как большинство японских каменных и даже деревянных домов, а также деревянные и плетеные постройки, применяемые в большей части тропических сейсмических областей, остаются невредимыми.

VIII. *Разрушительное* (251—500 *мм/сек*). Целые стволы деревьев, особенно у пальм, быстро раскачиваются или даже ломаются. Даже тяжелые предметы обстановки далеко сдвигаются с места и частью опрокидываются. Статуи, памятники и т. п. близко от поверхности земли, т. е. в церквах, на кладбищах, бульварах, поворачиваются на постаментах или опрокидываются. Прочные каменные ограды разваливаются и опрокидываются. Выпадение большей части заполнения у фахверковых построек. Обычные деревянные дома, как например во многих местах Северной Америки, раздавливаются или опрокидываются. Дома европейской постройки, даже солидной конструкции, терпят сильные повреждения вследствие больших трещин в стенах, некоторые частично обваливаются. Большинство дымовых труб падает. Падение церковных башен и фабричных труб причиняет соседним домам бо́льшее повреждение, чем само землетрясение. Особо хорошо построенные фабричные трубы ломаются лишь в верхней части и дают сдвиг. Антисейсмические (Япония и др.) кирпичные постройки уже испытывают повреждения, как трещины, откалывание штукатурки и т. п. (см. VII у европейских построек). Такие же деревянные дома дают трещины в швах. Гнилые сваи малайских свайных построек ломаются. Легкие трещины на крутых склонах и на сырой почве. Местами выступает в небольшом количестве вода с примесью песка и ила.

IX. *Опустошительное* (501—1 000 *мм/сек*). Сильное повреждение каменных домов солидной европейской постройки, многие становятся непригодными для жилья, некоторые совершенно или в большей части обваливаются. Фахверковые постройки сдвигаются с каменного фундамента, оседают, скрепления рам ломаются, что вызывает еще бо́льшее повреждение. Значительное повреждение каменных антисейсмических построек. Штукатурка на деревянных домах дает трещины и щели. Старые деревянные дома несколько кривятся.

X. *Уничтожающее* (1 001—2 500 *мм/сек*). Большинство каменных и фахверковых построек разрушаются вместе с фундаментом, даже прочные кирпичные стены дают опасные трещины. Процент повреждения у европейских построек больше, чем у антисейсмических. Сильное повреждение даже хорошо построенных деревянных домов и мостов, некоторые даже разрушаются. Более или менее значительное повреждение насыпей и плотин. Легкое искривление железнодорожных рельсов. Трубопроводы, заложенные в почве (газовые, водопроводные, канализационные), разрываются или закупориваются. Каменная и асфальтовая мостовые дают трещины и волнообразные складки вследствие выпячивания. Рыхлая и особенно влажная почва дает трещины до нескольких дециметров ширины. Вдоль берегов реки появляются трещины до метра шириной. Наблюдаются не только оползни со скалистых склонов, но и обвалы частей скал. У берегов рек и на крутом морском побережье обваливаются значительные участки, на пологом побережье наблюдаются скользящие сдвиги песчаных и илистых масс, что вызывает иногда значительное изменение рельефа. Частое изменение уровня воды в колодцах. Выплескивание на берег воды из рек, каналов, озер и пр.

XI. *Катастрофа* (2 501—5 000 *мм/сек*). От каменных построек всех родов почти ничего не остается. Даже прочные деревянные и гибкие плетеные постройки, особенно близ линий сбросов, могут уцелеть лишь частично. Из мостовых сооружений даже большие, прочные мосты разрушаются вследствие разрушения каменых устоев или искривления металлических ферм. Иногда меньшее разрушение у более упругих деревянных мостов. Полный раз-

рыв часто даже на значительном протяжении насыпей и плотин. Сильное искривление и выпячивание железнодорожных рельсов. Решающее значение для рода и степени повреждения у путей сообщения имеет характер грунта. Трубопроводы под землей совершенно разрываются и приходят в негодность. Многочисленные и значительные изменения в поверхностных слоях земли, определяемые характером почвы. Образуются широкие трещины, особенно в рыхлой и сырой почве, в горизонтальном и вертикальном направлениях. Выступает вода с песком и илом, с характерным для этого разнообразием форм. Многочисленные оползни и обвалы.

XII. *Сильная катастрофа* ($> 5\,000$ *мм/сек*). Ни одно сооружение человеческих рук не уцелевает. Изменения в почве достигают громадных размеров. Даже в покрытой растительностью скалистой почве образуются сбросовые трещины с значительной величиной смещения, а также горизонтальные сдвиги и разрывы. Многочисленные обвалы скал, оползни, осыпание берегов на значительном протяжении. Различные изменения в подземных и надземных водоемах. Появление водопадов, подпруд на озерах, отклонение течения рек и т. д.

Примечание. Толчки, испытываемые вагоном скорого поезда от его хода, соответствуют приблизительно баллу V (шкалы Меркальи-Канканьи), автобусом — баллу VIII, а на пароходах при достижении колебаний, соответствующих баллу VIII, у большинства начинается морская болезнь, на которую жалуются и многие очевидцы землетрясений.

Согласно Зибергу можно подразделить все землетрясения следующим образом:

Таблица 61

Класс землетрясений	Расстояние действия в *км*		Сила в эпицентре	Очаг	
	микросейсмы	макросейсмы		Глубина	Энергия
1. Мировые кругосветные . .	18—20 000	1—2 000	X—XII	От очень большой и почти до поверхности	Большая
2. Большие . . .	10—17 000	$>$ 500	VIII—XII	Очень большая	Большая
3. Средние . . .	5— 9 000	300—1 000	VII—X	Со значительной глубины и почти до поверхности	Слабая
4. Малые	2— 4 000	$<$ 600	VI—VIII	Большая	Слабая
5. Малые	500— 4 000	$<$ 400	VII—X	Малая	Большая
6. Местные . . .	$<$ 500	$<$ 200	$<$ VI	Малая или непосредственно под поверхностью	Слабая

Само собою разумеется, что мелкие землетрясения значительно преобладают над крупными. Если на площади S в течение p лет происходит n землетрясений, то отношение $\frac{S \cdot p}{n}$ Монтессю-де-Баллор [*17*] называет *степенью сейсмичности* (seismicité) страны. В термин *сейсмичность* разные авторы вкладывают разные понятия — иногда частоты, а иногда интенсивности землетрясений. Но если придерживаться второго принципа, то неправильно выводить сейсмичность как среднюю из всех бывающих в данной области

землетрясений; лучше выводить ее по максимальным. По этому методу составлена таблица сейсмичности Дэвисоном для всего света и отдельно для Италии на основе подробных каталогов Мильна. Последний применял упрощенную трехбалльную шкалу:

балл 1 — растрескивание стен, разрушение труб и старых домов,
» 2 — частичное разрушение обычных зданий,
» 3 — разрушение целых городов, опустошение.

Таблица Дэвисона составлена путем умножения числа землетрясений на 1 000 000 и деления на число квадратных миль данной области для периода 1800—1899 гг. По этой таблице «относительная сейсмичность» Сальвадора на первом месте — 2 076, Греции — 1 478, Италии — 612, Японии—271, Малой Азии — 218, Туркестана лишь 20. Последняя величина заведомо неправильна и указывает на недостаток метода, заключающийся в том, что принимаемые в подсчете большие области включают на самом деле ряд почти асейсмичных пространств. Произведенное Д. Мушкетовым сейсморайонирование Средней Азии поэтому и сделано по принципу выделения на большой площади ее ряда *сейсмических районов,* для каждого из которых и следовало бы подсчитывать «относительную сейсмичность». Для Европы Дэвисоном так и поступлено, и поэтому здесь его данные лучше: на первом месте стоит Швейцария (2 062), затем Шотландия (168), Англия (138), Германия (104) и Скандинавия (34). В Италии же на первом месте Тоскана, затем — Калабрия, Лациум и Сицилия.

Скорость распространения сейсмических волн. Скорость распространения землетрясений определяется временем наступления сейсмических волн по возможности в бо́льшем количестве пунктов потрясенной области; следовательно верные часы при изучении землетрясений имеют такое же важное значение, как и при астрономических наблюдениях. Точное определение момента удара в разных пунктах дает возможность не только выяснить скорость сейсмической волны, обозначить гомосейсты, но и определить эпицентр. Давно уже констатировано, что центр землетрясений представляет не точку, как прежде думали, но бо́льшей частью неправильную площадь или же длинную линию, совпадающую обыкновенно с простиранием какой-либо дислокации, преимущественно с направлением сбросов. Очевидно по всей этой линии, какой бы длины она ни была, удары на поверхности должны происходить одновременно, что действительно и подтверждается непосредственными наблюдениями, свидетельствующими о громадной длине линии одновременных ударов — до 400 и даже до 700 *км*, например в Швейцарии (1880 г.), Калифорнии (1872 г.), Индии (1878 г.) и пр.

Так, Уайтней [*18*] доказал, что при землетрясении 26 марта 1872 г. в долине Овен на восточной стороне калифорнийской Сперра-Невады главный удар появился одновременно по линии, параллельной Сиерре на протяжении более 400 *км* от 34 до 38° с. ш., тогда как в сторону от этой линии волнообразное колебание наступало последовательно, например в долине св. Иоакинфа через 2—3 мин., в долине Сакраменто через 3—4 мин., наконец у берегов между С.-Франциско и Лос-Анжелес достигло только через 3—5 минут.

При землетрясении 2 марта 1878 г. в Пенджабе в Индии удар, по свидетельству Виния [*19*], отразился одновременно на громадном простирании по линии длиною около 732 *км*: от Бенуна через Кнгат, Пешавер и Равальпинди до Лагора, Ферацпура и Симлы. Подобный же случай одновременности удара констатирован Венером [*20*] при землетрясении 9 ноября 1880 года в Аграме.

В следующей таблице Венера сопоставлены времена наблюдений в разных местах:

Аграм	7 час. 27 мин. 88 сек.	Коморн . .	7 час. 26 мин. 12 сек.
Фиумэ	— » — » 27 »	Лайбах . .	— » — » 38 »
Фюнфкирхен .	— » — » 44 »	Триест . .	— » 27 » 11 »
Грац	— » 29 » 56 »	Вена . . .	— » 28 » 27 »

Особенно интересны данные Гейма [*21*], собранные при землетрясении 4 июля 1880 г. на протяжении 305 *км* от долины По поперек Альп до Шварцвальда. Гейм при-

водит следующую таблицу времени наступления удара в различных местах, расположенных почти по прямой линии, простирающейся с юга на север на 280 *км*.

Цюрих	9	час.	20	мин.	— сек.
Ваннивиль	9	„	14	„	40 „
Эйнзидельн . . .	9	„	20	„	30 „
Андермат	9	„	20	„	47 „
Айроло	9	„	21	„	3 „
Файдо	9	„	20	„	3 „
С. Бернардет . . .	9	„	19	„	30 „
Бриг	9	„	19	„	30 „
С. Леонгард . . .	9	„	20	„	35 „
Женева	9	„	20	„	4 „
Лугано	9	„	19	„	— „

При землетрясении в б. Верном 28 мая 1881 г. повидимому также удар отразился одновременно по линии длиною около 37 *км*, параллельной простиранию Заилийского хребта, хотя об этом можно заключить только по рассказам и эффектам разрушения, а не на основании точных наблюдений времени. В 1911 г. линия удара достигает 213 *км*.

Из этих данных Гейм и Зюсс справедливо заключили, что причина землетрясений кроется не в каких-либо местных процессах, а в одновременном движении значительной части земной коры.

Что же касается скорости распространения сейсмической волны, то она весьма разнообразна и зависит от петрографического и стратиграфического характера пород, по которым она проходит, и от тектоники.

Значение интенсивности удара определено еще Маллетом в 1851 г.; при взрыве 1 *т* пороха в сланцах он получил скорость, равную 30 *м* в секунду, а при тех же условиях взрыва 6 *т* пороха получил скорость в 410 *м*. По опытам Аббота [*22*], при взрыве скал Hallet-Point близ Нью-Йорка удар от 0.1 *т* динамита распространился на 8 *км* со скоростью 1 700 *м* в 1 сек., а от 25 *т* распространился на 13 *км* со скоростью 2 500 *м* в 1 сек. Кроме того при взрыве динамита на глубине $1^2/_3$ *м* продолжительность сотрясения была момент, а с глубины 10 *м* продолжалось сотрясение от 5 до 15 сек.; в первом случае при 30 *кг* динамита скорость не превышала 377,8 *м*, а во втором была около 2 500 (вернее 2 564 *м*). Из опытов Аббота очевидно, что чем сильнее удар, тем больше скорость и область распространения сотрясения.

Несмотря на небольшую амплитуду сейсмической волны, высокие предметы, как то: башни, деревья и пр., испытывают видимое качание; например при землетрясении в окрестностях Нового Мадрида 1811—1812 гг. деревья склонялись, а ход сейсмических волн в лесу обозначался страшным треском бесчисленных сучьев, причем некоторые из волн разрывались на гребне и выбрасывали огромные массы песку, воды и торфа, взлетавшие выше деревьев [*23*].

При калабрийском землетрясении, по свидетельству Доломье, кроны деревьев будто бы склонялись иногда до самой земли. При байкальском землетрясении 31 декабря 1861 г. в Селенгинске церковные колокола звонили сами собой, а церковь делала размахи с севера к югу. Во время верненского землетрясения 28 мая 1887 г. замечалось качание Покровского собора перед его окончательным разрушением. При землетрясении в б. Верном 1910 г. высокие тополя гнулись и качались как при урагане.

На скорость распространения сейсмических волн, равно как на разрушительное действие и даже на величину области распространения оказывают, как отмечалось выше, существенное влияние петрографические и стратиграфические особенности пород, слагающих сотрясаемую поверхность.

В однородных плотных породах удар распространяется со скоростью от 1 500 до 4 000 *м* в секунду, тогда как в трещиноватых или рыхлых скорость уменьшается до 300—700 *м* в секунду.

Для сравнения:

Скорость скорого поезда	30 *м/сек*
„ течения быстрой речки	3 „

По устаревшим данным Маллета [*2*], скорость распространения землетрясений в 1 сек. равняется:

в песке	250 *м*
„ разрушенном граните около . .	400 „
„ твердом граните около	500 „

По наблюдениям Мильна [*5*], в Японии скорость определена:

в туфах	800 до 1 100 *м*
„ плотном известняке . .	800 „ 1 260 „
„ сланцах	1 000 „ 1 600 „
„ мраморе	800 „ 1 300 „
„ граните	800 „ 1 400 „

По опытам Фуке и М. Леви [*24*]:

в гранитах	2 450—3 141 *м*
„ плотном каменноугольном песчанике	2 000—2 526 „
„ пермском песчанике . . .	1 190 „
„ кембрийском мраморе . .	632 „
„ песчанике Фонтенебло . .	300 „

По позднейшим опытам Нагаока все величины гораздо больше:

в перидотите	5 860 *м*
„ мраморе	4 090 „
„ песчанике	2 930 „

Таблица 62

(По Зибергу)

Горные породы	Скорость продольных волн в *м/сек*
Кристаллические породы	5 000 — 5 600
Глинистые сланцы	3 500
Известняки	4 300
Мел	2 100 — 2 400
Каменная соль	4 200 — 5 200
Гипс	3 500
Глины и мергели	1 800
Галечники, щебень	600 — 800
Песок	700 — 800
Лёсс	360 — 375
Аллювиальные наносы	200

Старые опыты [*24*] в Монтвик у Комментри при взрыве 10 *кг* динамита в граните, а также при взрыве 8 *кг* в руднике Комментри показали, что за началом сотрясения наступает несколько раз максимум его, а затем уже конец; так например при опытах в Монтвик наблюдалось в расстоянии 350 *м* по колебаниям поверхности ртути, которые фотографировались:

	Сек.	Скор.
начало наблюдения	0,111 —	3 141 *м*
первый максимум	0,311 —	1 125 „
начало второго максимума	0,641 —	543 „
средина „ „	0,761 —	459 „
начало третьего „	1,201 —	291 „
конец колебаний	1,101 —	219 „

При опытах в руднике наблюдали почти в тем же расстоянии, а именно в 383 *м*, только один максимум. Эти опыты показывают, что скорость сейсмических волн зависит от весьма сложных элементов, что доказывают и прямые данные.

Непосредственные определения скорости распространения сейсмических волн при различных землетрясениях также доказывают разнообразие ее в зависимости от пород, как видно из следующих данных, приведенных в круглых числах, так как они представляют не безусловно точные определения, а только грубые приближения к действительным и имеют в настоящее время лишь исторический интерес:

неаполитанское землетрясение 1857 г., по Маллету	260 *м*
большая часть итальянских землетрясений, по Росси	300 „
Кутч в Индии 1819 г., по Мильну	350 „
различные индийские землетрясения	300 — 700 *м*
только одно из индийских, по Мильну, выше	1 000 *м*

Верненское землетрясение, по Мушкетову:

в рыхлых породах около	300 *м*
„ твердых „ „	800 „
Герцогенрат 1883 г., по Лазо	300 „
„ второе землетрясение	480 „
лиссабонское 1755 г., по Митчелю	300 — 550 *м*
„ 1755 г., по Мильну	900 *м*
рейнское землетрясение, по Шмидту	560 „
антильское землетрясение 1843 г., по Роджерсу	730 „
два швейцарских землетрясения, по Фольгеру	670 — 740 *м*
среднегерманское землетрясение 1872 г.	740 *м*

Землетрясение Миссисипи 1812 г., по Роджерсу:

в рыхлых породах к западу	600 *м*
„ твердых к востоку	900 „
Калифорния, землетрясение 1872 г., по Рейеру	700 „
Южная Америка, по Гумбольдту	530— 740 *м*
Италия 1873 г., по Серпиери	500— 800 „
Япония 1883 г., по Мильну	400—3 000 „
чилийское землетрясение 1889 г., по Вознесенскому, около	2 500 *м*
Чарльстоун 1884 г., по Роквуду	5 000 „
лайбахское землетрясение 1895 г., по Ф. Зюссу	1 700 „
по наблюдениям разных землетрясений Робер-Пашвица	10 000 „

Приводим график Рейера и интересную таблицу 63, в которой показаны скорости движений, происходящих при различных геологических процессах, сравнительно с другими: скорости приведены в метрах в 1 сек. времени.

Таблица 63

	Скорость движения в *м/сек*		Скорость движения в *м/сек*
Пешеход	1,1 — 1,5	Быстрая река	3
Умеренн. поток лавы	1 — 2	Быстрый корабль	3
Рысь лошади	2,5	Быстрый поток лавы	4 — 8
Скороход	6	Пароход, галоп лошади	8—12
Сейсмическая волна в мелком море	20 — 101	Пассажирск. поезд.	8—12
Сейсмическая волна в глубоком море	100 — 200	Скакун	10—12
Горный обвал	200	Брошенный камень, буря	15
Пуля ружья	300 — 400	Курьерский поезд, полет голубя	15—20
Сотрясение и звук в воздухе	340	Полет орла	30
Вращение земли на экваторе	450	Тремор	1 000—2 500
Пушечное ядро	300 — 500	Сотрясение и звук: в большой массе воды	1 400
Вулканическое извержение	500 — 1 000	„ соляном растворе	1 500—2 000
Сотрясение в земной коре и в трещиноватых породах	300 — 3 000	„ свинце	1 400
Умеренный ветер	3	„ твердой породе	1 500—3 000
		„ серебре	2 000
		„ стали, стекле	5 000

Для наглядности скорости эти показаны сравнительно на прилагаемом рисунке (рис. 482), причем *a* представляет то же, что *1*, но изображение дано перспективно; цифры и буквы на рисунке означают *1-a* скорость в 1 000 *м* — землетрясения в твердых породах; *2-b* — 200 *м* — скорость горного обвала; *3-c* — 100 *м* — волны в глубоком море; *4-d* — 50 *м* — волны в мелком море; *5-e* — 30 *м* — полет орла; *6-f* — 6 *м* — скороход; *g* — 2 *м* — пешеход. Из сопоставления видно, что скорость сейсмической волны наибольшая из всех, что еще больше подтверждается наблюдениями микросейсмических колебаний.

Указанная зависимость скоростей от свойства пород подтверждает положение Лазо, т. е., что ширина отдельных колебаний зависит от упругости пород и находится в обратном отношении со скоростью, а так как амплитуда определяет степень разрушения, то очевидно, что землетрясения в твердых породах, хотя распространяются быстрее и на большую область, но отличаются меньшею интенсивностью и разрушительными последствиями сравнительно с землетрясениями в рыхлых породах. Всего сильнее и разру-

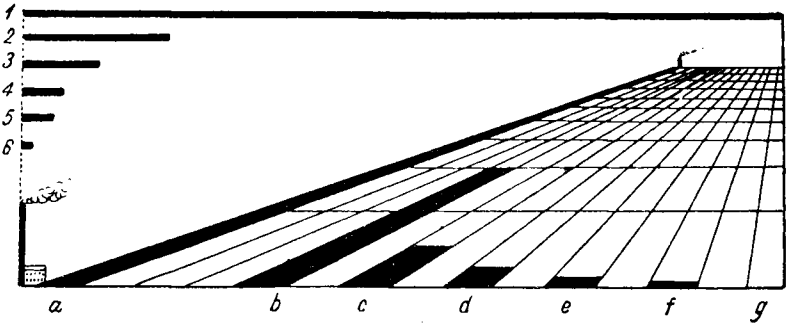


Рис. 482. Сравнительная скорость сейсмических волн и других явлений.

шительнее землетрясение действует там, где подвижные рыхлые породы, например аллювиальные наносы, в виде тонкого слоя налегают на однородную породу. Это подтверждается фактами, наблюдавшимися при различных землетрясениях; так например при калабрийском землетрясении 1783 г. наибольшее разрушение оказалось в той части города, которая построена на новейших рыхлых наносах моря; другая же часть, стоящая на граните, пострадала меньше, так что здания не обрушились. Подобное же явление замечено при ужасном землетрясении 1 ноября 1755 г. в Лиссабоне, где западная часть города, стоящая на твердых базальтах, пострадала меньше, нежели часть города, стоявшая на известняках, тогда как здания, стоявшие на наносах, превратились в груду развалин. Граница между совершенно разрушенными и только попорченными частями города с поразительной точностью совпадала с различными почвами Лиссабона. Подобные же факты наблюдались при новейших землетрясениях 1887 г.: вернепском 28 мая и по берегам Генуэзского залива 11 и 23 февраля. В первом из них наименее поврежденные площади в Илийске приходились на выходы массивных кварцевых порфиров. Во втором, по свидетельству Мёнье, точно также площади наименьшего разрушения совпадали с выходами однородных кристаллических пород. При землетрясении в южной Испании 13 и 25 декабря 1884 г. больше всего пострадали деревни, расположенные на рыхлой почве между Сиерра-Невадой и Сиерра-Рондой. Сильная разрушаемость города Мексико обусловлена расположением его на отложениях высохшего озера.

При ахалкалакском землетрясении 19/XII 1899 г. все погибшие селения были расположены в аллювиальной озерной котловине и уцелели из них лишь те, которые были около ее окраин из коренных пород. В селении Хертвис школа, стоявшая на наносах, разрушилась, рядом же расположенная на базальтах крепость уцелела.

Наиболее сохранилось сел. Б. Самсар, стоящее на коренных породах, изрытых массой пещер. Наконец наиболее пострадали селения, стоявшие на осыпях. При шемахинском землетрясении 31/I 1902 г. очень отчетливо проявилась опасная роль тонких наносов и отдельно стоящих холмов из рыхлых отложений; толстые наносы давали гораздо менее разрушений, а все «острова» в плейстосейстовой области были на выходах коренных пород; речные долины играли роль барьеров распространению землетрясений.

Интересные данные подмечены при андижанском землетрясении 16/XII 1902 г

Все потрясенные селения располагались на лёссе, переслаивающемся с галечником различной толщины и степени водоносности, а также в разном расстоянии от «адыров», т. е. третичных конгломератов. Далее эти сравнительно тоже рыхлые коренные выходы явно ослабляли сотрясение. При этом, вопреки мнению Монтессю-де-Баллора, неоднородность пород не представлялась опасной, а мощный нанос долины Кара-дарьи не обусловливал безопасности в силу болотистости.

Очень отчетливо наблюдалось сохранение даже скверных домов на коренных песчаниках при разрушении построек на тонких наносах при каратагском землетрясении 1907 г. (Бухара) (Изв. Геол. ком. XXVII, стр. 582).

Исследовавшая калифорнийское землетрясение 16 апреля 1906 г. комиссия установила в смысле разрушения следующий порядок возрастания опасности: 1) на склонах коренных пород, 2) в ложбинах, заполненных продуктами разрушения, 3) на дюнах, 4) на искусственных насыпях.

При семиреченском землетрясении 22 декабря 1910 г. для б. г. Верного выяснилось, что мощные и сухие отложения устьевого конуса, на котором стоит город, не давали поверхностных волн и поглощали часть энергии упругих волн; рыхлость поверхности увеличивала сотрясение построек, заложенных на плоских фундаментах, повышение же горизонта грунтовых вод действовало повсеместно весьма отрицательно.

Приведем еще несколько примеров, заимствованных из каталогов землетрясений. Во время сильного землетрясения на Ямайке в 1692 г. уцелели только те части Порт-Рояля, которые находились на плотных известняках, между тем части города, построенные на гравии и песке, были разрушены. В Лиссабоне разрушительные последствия землетрясения ограничились третичными слоями и проявились с наибольшей силой в синей глине, на которой построена нижняя часть города. Ни одно здание, построенное на плотном известняке или базальте, не было разрушено.

Во время землетрясений в Мессине части города, расположенные на аллювии около моря, были разрушены; между тем высокие части города, лежавшие на граните, пострадали менее (рис. 483). Подобные же наблюдения были сделаны в Калабрии, причем

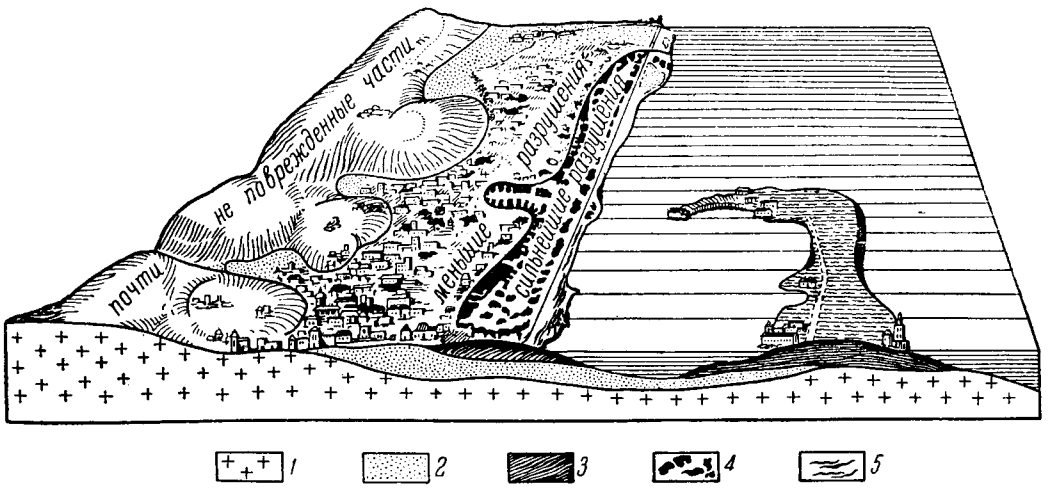


Рис. 483. Зависимость различного разрушения Мессины от геологического строения, по Зибергу. Блокдиаграмма.

1—кристаллические породы; *2*—дилювий; *3*—современный нанос; *4*—опускание берега; *5*—трещины в почве.

участки, состоявшие из гравия, песка и глины, от сотрясений сделались неузнаваемыми, между тем как окружающие холмы из сланца и гранита изменились весьма мало. В Сан-Франциско в 1868 и в 1906 гг. наибольшее разрушение наблюдалось на аллювии и искусственных насыпях. В Талакагуано (Talacahuano) в 1835 г. уцелели только дома, стоявшие на скалистой почве; построенные на песчаной были разрушены. Из результатов подобных наблюдений как будто вытекает, что более твердые породы представляют лучшие основания, чем мягкие. Объясняется это во многих случаях тем, что мягкие слои находились в положении неустойчивого равновесия, и сотрясения заставляли их оседать. Наблюдения, подобные приводимым ниже, дают однако другое объяснение того, почему мягкие слои иногда оказываются плохим основанием.

Гумбольдт наблюдал, что Кордильеры, состоящие из гнейса и слюдяного сланца, и местности, лежащие непосредственно у их подножья, были более подвержены сотрясениям, чем равнины.

Некоторые писатели утверждали, что волнообразные движения (калабрийского землетрясения 1783 г.), распространявшиеся с запада на восток по новым наносам, становились весьма резкими, дойдя до соприкосновения с гранитом, как будто бы произошла реакция в момент остановки волнообразного движения более мягких слоев более плотными породами.

Доломье о том же землетрясении говорит, «что обыкновенным его последствием было отделение от склонов Апеннин всех масс (песка и глины), не имевших достаточных оснований для своей массы, или державшихся только благодаря боковому притяжению». Если усиление таких последствий происходило около или на линии соединения различных слоев, то это можно объяснить явлениями отражения и преломления.

По наблюдениям Д. Мушкетова во время среднеиталья́нского землетрясения 1930 г. старая часть города Мельфи, расположенная на коренных вулканических породах, почти не пострадала, а новая, на наносах долины, была совершенно разрушена.

Разбирая вопрос о том, более ли пострадали сооружения, находившиеся на слабой почве, чем построенные на твердых породах, Маллет в своем описании неаполитанского землетрясения 1857 г. говорит: «Мы видим, что это землетрясение обратило в развалины города Сапонару (Saponara) и Виджиано (Viggiano), построенные на плотном известняке; с другой стороны такие города как Монтемарро (Montemarro), основанные почти исключительно на слабых глинах, совершенно сравнялись с землей. Мы имеем примеры почти совершенной целости местностей, лежащих в равнинах, состоящих из мощных слоев глины, как Висколионе (Viscolione), и в местностях, лежащих на плотных известняках, как Кастеллуччио (Castelluccio), или же на вершинах гор, как Петина (Petina)». Из этих слов мы видим, что вероятная причина, почему пласты мягких пород не оказались хорошими основаниями, заключается в том, что они были или слишком тонки, или наблюдались только вблизи линий, отделявших их от других формаций, которые всегда являются линиями наибольшего сотрясения. Профессор Мартин, описывая землетрясение 1874 г. в США, замечает, что на Лонг-Айленде (Long Island) удар наблюдался там, где между наносами встречался гнейс. В соседних частях острова, особенно к востоку, удары были весьма редки и места их удалены друг от друга. Он также замечает, что на плотных породах обыкновенно наблюдались более частые и сильные удары, чем на мягких.

Из этих примеров явствует, что плотные породы, слагающие выступы или холмы, образуют лучшее основание, чем мягкие, встречающиеся обыкновенно в долинах и на равнинах. Другие примеры однако приводят нас как будто к противоположному выводу. Например один гражданский инженер пишет о новозеландском землетрясении 1855 г., опрокинувшем все кирпичные здания в Веллингтоне (Wellington), что оно наблюдалось в этих местностях с наибольшей силой со стороны холмов и с наименьшей в центре равнин, образованных из аллювия. Следует заметить, что упоминающийся в этом примере мягкий аллювий имел широкое распространение, а не представлял слабого материала, висящего на склонах плотных пород, с которых он мог бы быть сброшенным, как во всех предшествующих примерах.

Результаты наблюдений Мильна столь же подтверждают одно из вышеуказанных мнений, сколько и другое. По инструментальным наблюдениям, в Токио сотрясение оказывается гораздо более слабым на склонах и вершинах холмов, чем на равнинах. Так например в своем доме, находящемся на склоне холма около 30 *м* вышиною, Мильн получил наибольшую амплитуду для землетрясения 11 марта 1882 г. только в 3—4 *мм.* между тем как проф. Юинг, находившийся на расстоянии 1 600 *м* на ровном месте, пользуясь таким же инструментом, получил амплитуду в 7 *мм.* Этот результат согласен с наблюдениями над другими землетрясениями. Так например во время разрушительного землетрясения 1855 г., когда большая часть Токио была разрушена, многими было замечено, что сотрясение наблюдалось с наибольшей силой на низких местах и в долинах, между тем как на холмах удар оказывался сравнительно слабым. Как другой пример, Мильн приводит резиденцию одного принца, лежащую в 1 200 *м* от его дома в Токио. Вследствие силы испытываемых ею ударов, она получила такую известность, что стоимость ее сразу весьма упала, и в настоящее время она стоит необитаемой.

В Хакодате, который по своему расположению очень напоминает Гибралтар, так как часть его расположена на склоне высокой каменистой горы, а часть — на равнине, над которой возвышается гора, наблюдается то же явление, что и в Токио, — именно низкие плоские места подвержены более сильным сотрясениям, чем высокие. В Иокогаме, лежащей в 25 *км* к юго-западу от Токио, наблюдается обратный закон, весьма ясно выразившийся во время землетрясения в феврале 1880 г., когда почти все дома, построенные на возвышенности, потеряли свои трубы, тогда как на низких местах почти не наблюдалось повреждений и пострадали только местности, лежавшие у подножья холмов. Доводы в пользу сравнительных качеств плотных и мягких пород, как оснований для построек, весьма противоречивы. Иногда твердая почва оказывалась лучшим основанием, иногда мягкая, и превосходство одной над другой зависит без сомнения от различных местных условий.

Последнее замечание приводит нас к вопросу о том, насколько напряженность землетрясения может изменяться в зависимости от топографии потрясенной местности.

Если сейсмическая волна распространяется по почве с ровной поверхностью, то пока почва однородна, мы можем ожидать, что волна, передаваясь все далее и далее, будет ослабевать и наконец незаметно исчезнет. Если же на пути находится гора, то, по замечанию Маллета, она приходит в колебательное движение подобно дому, причем период колебания зависит от природы ее массы, размеров и формы. Следовательно верхняя часть горы должна описывать при колебании бо́льшую дугу, чем нижняя часть; точно так же дуга размаха построек, находящихся у подошвы, будет меньше. Так объясняет причину бо́льшего разрушения зданий, лежащих на холмах, сравнительно с лежащими на равнине, Маллет в своем описании неаполитанского землетрясения.

Когда волна упругого сжатия распространяется по среде, мы замечаем, что энергия движения постоянно передается в среде от частицы к частице. Частица, двигаясь вперед, встречает упругое сопротивление частиц, по направлению к которым она движется, но

преодолевает их сопротивление и заставляет их двигаться, в свою очередь передавая движение все далее и далее. Пока среда, в которой совершается эта передача движения, непрерывна, движение каждой частицы совершается в известном пределе, зависящем от природы среды. Но когда эта среда, которая в нашем случае есть земная кора, не непрерывна, но внезапно образует обрыв или откос, частицы, прилетающие к обрыву или откосу, не встречают сопротивления своему движению вперед и стремятся в том же направлении, следовательно здесь почва испытывает более сильные дрожания, чем в тех местах, где она непрерывна. Это можно пояснить при помощи ряда шариков, лежащих в горизонтальном желобке; один шарик, ударяясь в конец ряда, сообщает ему толчок, наподобие толчка, сообщаемого паровозом ряду вагонов; в результате шарик, находящийся на противоположном конце ряда, не встречая сопротивления, отскочит от ряда. Тиндаль поясняет то же самое при помощи ряда мальчиков, из которых каждый вытягивает руки вперед и кладет их на плечи стоящему впереди. Если мы дадим толчок сзади последнему мальчику, то он передается до первого, который, не находя опоры, отлетит вперед; то же доказывает опыт с костяными шарами.

При некоторых землетрясениях наблюдались чрезвычайно разрушительные результаты, повидимому допускавшие только такое объяснение. Замечательный пример этого наблюдался во время сильного землетрясения 1857 г., «распространившегося вдоль Альп от Женевы на ВСВ. Сейсмическая волна достигла края глубокой долины между Церматтом и Висп ом, прекратившей распространение верхней части волны глубиною от 1 000 до 2 000 фут. от поверхности. Толчок вперед, действуя подобно буруну, вызвал тяжелые обвалы горных пород, заваливших западную сторону долины».

Подобного же рода многочисленнные наблюдения были сделаны при русских землетрясениях последнего времени — ахалкалакском, шемахинском (см. выше) и семиреченском.

В приведенных примерах мягкие породы представляли хорошие основания, и это объяснялось тем, что они поглощали напряжение. Они так же действуют, как отражающие поверхности, и в тех местностях, где жители, помещающиеся на их поверхности, не ощущают ударов, повидимому происходит полное отражение, и мягкие пласты играют роль мостов землетрясения. Фукс приводит пример, взятый из описания сирийского землетрясения 1837 г., когда не только соседние деревни, но даже соседние дома испытывали различные последствия. В одном случае один дом был совершенно разрушен, тогда как в соседнем не наблюдалось никаких последствий удара. В Японии в местности, называемой Чоши и лежащей на 88 *км* к востоку от столицы, землетрясения ощущаются весьма редко, хотя окружающие местности испытывают сильные потрясения. Из описаний этой местности оказывается, что среди аллювиальных пластов возвышается большая базальтовая выпуклость. Безопасность этой местности от землетрясений вероятно породила миф о Канамской скале, которая по предположениям покоится на голове громадной морской кошки (Namarzu), своими корчами производящей так часто ощущаемые в этой части света землетрясения.

Профессор Мартин, описывая землетрясение в США (New England), говорит, что оно ощущалось в четырех точках в центральной части Бруклина, в пределах круга около 800 *м* в диаметре; этот факт наводит на мысль о том, что здесь к поверхности приближается плотная горная порода, хотя выходов последней неизвестно. На этом основании, сделав сейсмический обзор даже такой страны, как Япония, где в среднем наблюдается ежедневно по крайней мере два землетрясения, можно выбрать места, столь же мало подверженные землетрясениям, как Великобритания.

Судя по трещинам в уцелевших частях г. Полла, мы замечаем, что направление выхода удара было ближе к вертикальному в верхних частях города, чем в нижних: это показывает, что, каково бы ни было направление удара внизу, сама возвышенность подверглась дрожанию и, будучи горизонтальной, изменила угол направления трещин. Дино пострадал весьма мало, отчасти потому, что был хорошо построен, отчасти благодаря своему местоположению, выгода которого заключалась в том, что сотрясение, чтобы достигнуть города, должно было перейти из пластов глины в почти вертикальные пласты известняка. Бо́льшая часть удара была также отрезана долиной Vallone del Raccio, лежащей к северу и северо-востоку от города. Здесь последствия частичного прекращения волны были заметны на «обнаженных пластах» по большому количеству сброшенной породы. Кастеллучио (Castellucio) не пострадал потому, что удар распространялся по направлению устойчивого холма и встретил преграду в виде вертикальных пластов брекчий. Пертоза находится на валу, и разрушение в наименьшей степени наблюдалось в южной части города. Судя по направлению удара относительно пластов брекчий, на которых находится город, мы можем заключить, что южная часть его испытала сплу удара, прошедшего через бо́льший слой брекчий, чем удар, который испытали другие части. Петина (Petina), находящаяся на ровной известковой возвышенности, поднимающейся над склоном горы, не пострадала нисколько, тогда как Анлетта (Anletta), лежащая в 8 *км* к юго-западу, и Пертоза (Pertosa), отстоящая на 9,6 *км*, подверглись сильному разрушению.

Кроме придания нашим зданиям надлежащей конструкции, выбора надлежащих фундаментов и их местоположений, может быть сделано еще кое-что для отвращения разрушительных последствий землетрясений. Мы знаем, что храм Дианы Эфесской был построен на краю болота для защиты от влияния землетрясений. Плиний рассказывает, что римский Капитолий был спасен катакомбами, а Элизэ Реклю говорит, что римляне

и греки знали, что пещеры, колодцы и каменоломни задерживают сотрясения Земли и предохраняют близлежащие здания. Башня в Капуе была спасена благодаря своим многочисленным колодцам. Вивенций утверждает, что при сооружении Капитолия римляне устроили колодцы, чтобы ослабить влияние земных колебаний. Гумбольдт рассказывает то же про жителей Сан-Доминго. Квито, говорят, предохраняется множеством каньонов и пещер, лежащих поблизости, между тем отстоящая на 24 км Лактакунга часто подвергалась разрушению. Равным образом весьма вероятно, что многие части Токио иногда предохранялись от сильных ударов землетрясения многочисленными рвами с водою и глубокими каналами, пересекающими этот город. Жители Тавриза в Персии после сильного землетрясения 26 апреля 1721 г., разрушившего город и погубившего более 100 000 чел., вырыли по совету своих ученых ряды глубоких колодцев, и с тех пор Тавриз не испытывал сильных разрушений.

Тем же объяснялось сохранение Б. Самсара при ахалкалакском землетрясении, хотя с другой стороны официальный отчет комиссии по исследованию землетрясения в Андалузии в 1884 г. приписывает особое разрушение многих селений именно существованию пустот в известняках и обрушению их кровли.

Хотя мы не можем сказать, насколько искусственные отверстия такого рода действительны для отвращения ударов землетрясения, но по теоретическим соображениям и вследствие того факта, что их польза была открыта людьми, не имевшими средств делать теоретические выводы, те мысли, на которые они нас наводят, достойны внимания.

При саксонском землетрясении 26 декабря 1888 г., по Г. Креднеру [25], сейсмические волны спокойно прошли в гранитовых массивах между Кирхбергом и Лензенфельдом, а также южнее их. Но с другой стороны, если рыхлые породы достигают значительной мощности, то удар в них значительно ослабляется и даже не достигает поверхности; этим объясняется, что иногда в сейсмических областях деревни, стоящие на озерных, хотя и рыхлых, но мощных отложениях, заполнивших котловины, остаются неразрушенными. Все такие площади среди области сотрясения, состоящие из плотных однородных пород или из мощных наносов, по которым сейсмическая волна проходит без разрушительных последствий или же совсем не проявляется, называются *сейсмическими островами*. Очевидно, что такая неоднородность состава должна отражаться на правильности распространения сейсмической волны. Положим, что удар происходит под местом *a*; одна часть его с большою интенсивностью и скоростью направится по плотным коренным породам *p*, а другая с меньшею скоростью и силою пойдет по рыхлым аллювиальным наносам *z*. Легко может случиться, что в пункте *c* сначала произойдет сотрясение от удара, прошедшего плотные горные породы, а затем уже от более слабого удара от пункта *a*; притом в *d*, где плотные породы выступают на поверхность, сотрясение случится раньше, нежели в *c*, но разрушение в *c* может быть значительнее, нежели в *b* и *d*.

Таблица 64

Сейсмическая классификация рыхлых грунтов
(по Зибергу)

Класс	Грунт	Подземный коэфициент [1]	Дополнительные баллы	Пояснения
1	Аллювий, песок, гравий, торф	3 — 6	1 — 2	Опасность увеличивается пропорционально насыщенности водой
2	Глинистые почвы, мергели, лёсс, валунные глины	2 — 10	1 — 3	В сухом, но нетрещиноватом состоянии не опасны. При намокании очень опасны, пропорционально увеличению кашеобразности. Глины опасны даже в виде прослоев в плотных породах
3	Осыпи, россыпи, естественный и строительный мусор	5 — 12	2 — 3	Очень опасны и тем более, чем больше величина и угловатость обломков, а следовательно и промежутков между ними, облегающих осадку
4	Болота и заросшие озера	8 — 16	3 — 4	Всегда очень опасны

[1] Подземный коэфициент оснований (по Риду) показывает, во сколько раз в данных условиях ускорение силы больше, чем в горной породе нормальной безопасности. Этот коэфициент выведен Ридом, Тамсом и Зибергом в зависимости от характера грунтов.

Все горные породы в качестве оснований под сооружения можно разделить на опасные и безопасные (относительно). Так как (см. таблицу 64) особое значение имеют характер и мощность наносов, то обычные геологические карты, на которых наносы снимаются, в сущности мало помогают выяснению условий степени сейсмоопасности данного района. Практически сейсмическое значение различных горных коренных пород почти

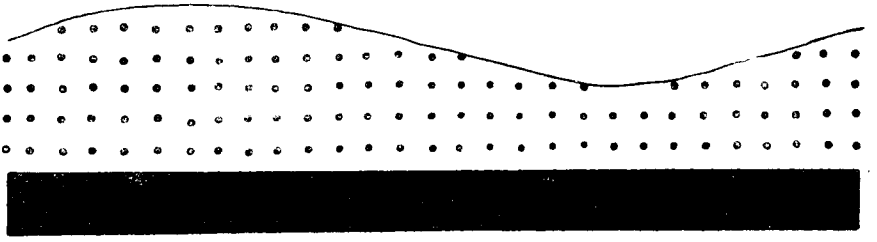


Рис. 484. Возбуждение вторичных колебаний первичными, исходящими из коренной постели, по Зибергу.

одинаково, но продукты их распада на поверхности — элювий — в этом отношении весьма различны. Сила землетрясения под наносами в коренных породах остается на одном расстоянии (в пределах одной изосейсты) одинаковой, тогда как на поверхности, вследствие прибавки коэфициентов таблицы 64, быстро меняется и по существу вообще не соответствует общим изосейстам. Явления резонанса в наносах увеличивают амплитуду и ускорения сейсмических волн. Но так как наносы часто меняют все свои свой-

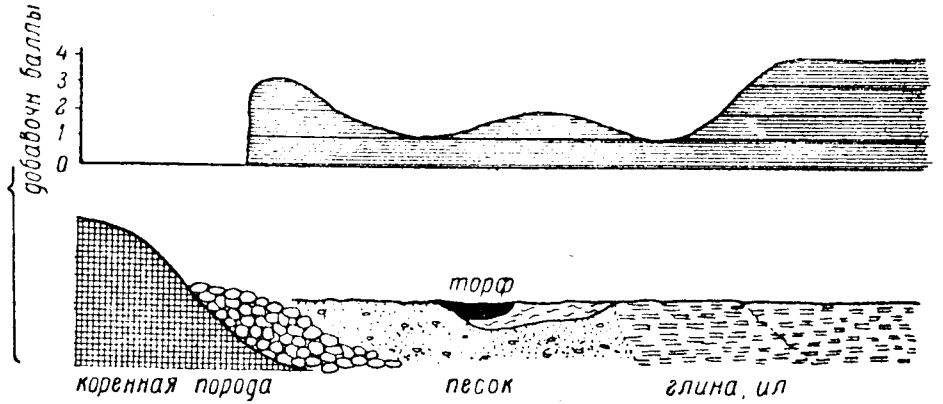


Рис. 485. Зависимость видимой силы—балла землетрясения—от геологического строения.

ства и мощность на очень малых расстояниях, то и ускорения, испытываемые не только соседними кварталами города, но даже отдельными зданиями и даже частями одного здания, могут быть весьма отличными. Это обстоятельство обычно не учитывается, и на основании общих геологических и общих сейсмических карт пытаются делать практические строительные выводы, заведомо неправильные. Из всех же условий залегания коренных пород наихудшими оказываются: карстовые известняки и перемежаемость тонких известняков с глинами (рис. 484—487).

Кроме горных пород на скорость, распространение и интенсивность землетрясений еще большее влияние оказывают условия залегания; по про-

стиранию пластов сейсмическая волна распространяется гораздо быстрее, нежели в направлении перпендикулярном к простиранию, когда волна, переходя из среды одной плотности в другую, задерживается, теряет энергию, ослабляется и скорее затухает.

В складчатых зонах поэтому эпицентральные области всегда вытянуты по простиранию складок; однако поперечные измятия, скручивания и разрывы сильно нарушают эту правильность. Благодаря этому изучение условий распространения сейсмических волн

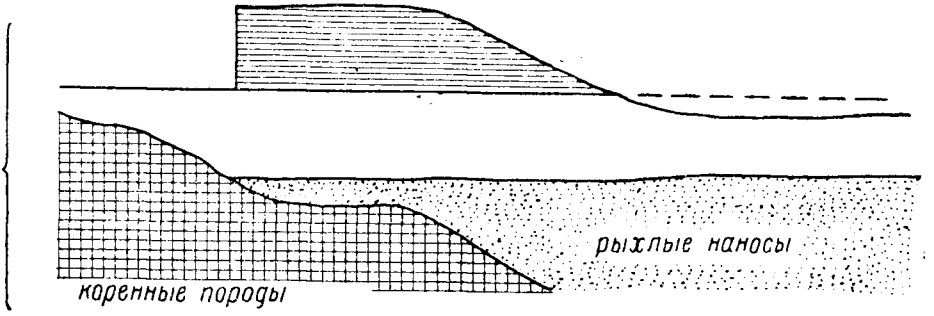


Рис. 486. Зависимость силы проявления землетрясений от мощности наносов, по Зибергу.

дает возможность выяснить скрытую на поверхности тектонику какого-либо района. Этим путем например (1911 г.) Деке показал отчетливо отклоняющее влияние на прохождение сейсмических волн разломов Шварцвальда, а Швиннер (1930 г.) — связь расположения изосейст в Восточных Альпах с варисцийским тектоническим планом их, а не с альпийским. Этот метод чрезвычайно важен для выявления древних структур, замаскированных позднейшими альпийскими движениями (см. также § 45).

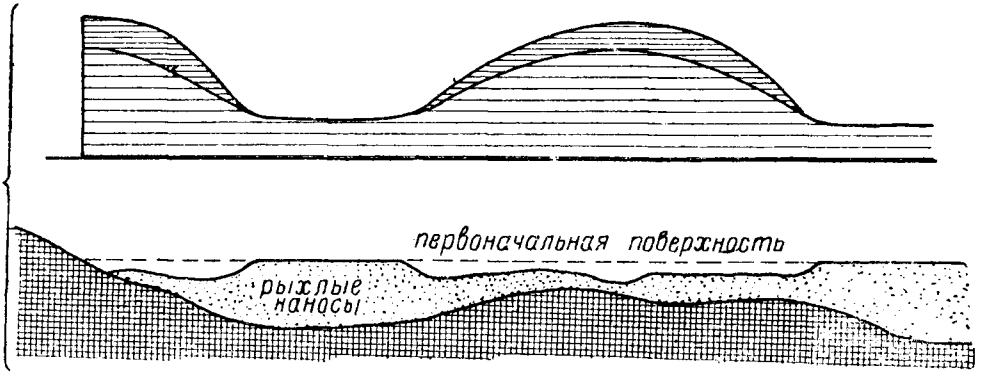


Рис. 487. Зависимость силы проявления землетрясения от поверхностных смещений масс, по Зибергу.

Обратимся для выяснения этого вопроса опять к простейшему опыту Лазо. Возьмем несколько стеклянных пластинок, переложенных папкою; края пластинок отшлифуем; пачка таких пластинок уподобляется свите пластов, а края их — головам пластов. Сжав эти пластинки между досками, посыпем на них кварцевого песка и произведем снизу удар, тогда песок образует хотя и искривленные и разорванные фигуры, но вместе они представят эллипс, длинная ось которого будет параллельна простиранию пластин, а короткая — перпендикулярна; следовательно движение будет быстрее вдоль пластов и медленнее поперек, т. е. распространение его будет совершенно аналогично распространению теплоты в слоистых породах, как указано выше.

Все эти опыты делают очевидным, что залегание пород влияет на скорость и форму области землетрясения. Объясняется это явление тем, что движение, переходя из среды одной плотности в среду с другою плотностью и проходя пустые промежутки, претерпевает задержки. Промежутки между стеклянными пластинками или слоями задерживают

и скорее уничтожают движение. Отсюда понятно, что в круто падающих пластах в одну сторону, т. е. по простиранию пластов, землетрясение распространяется легче, нежели в поперечном направлении.

Если теперь представим себе, что исходный пункт удара представляет линию или полосу, то может быть два крайних случая: 1) или эта линия идет параллельно простиранию пластов, или 2) перпендикулярно к нему, или, все равно, положение ее может быть *продольное* или *поперечное*. В зависимости от этого очертание эллиптического эпицентра, который должен образоваться от линейного исходного пункта, изменяется смотря по положению пластов; в первом случае он еще более удлинится, во втором — укоротится настолько, что на поверхности может превратиться в круг; при этом движение может быть осевое или боковое. С другой стороны круговой центр от той же причины может превратиться в эллиптический эпицентр и т. д.

Нередко при переходе волны движения из одной среды в другую бывает такое отражение, например в больших пещерах, что получается обратное движение, которое производит интерференцию волн. Давно уже известно, что пещеры не только уменьшают, но даже совершенно прекращают сейсмическую волну. Таким образом, среди потрясенных областей возможны совершенно покойные площади, которые, завися от стратиграфии, в отличие от сейсмических островов называются *сейсмическими мостами* (см. выше).

Область сотрясения. Размеры областей сотрясения весьма разнообразны и зависят не только от силы удара, но и от глубины залегания центра землетрясения. По размерам области сотрясения и интенсивности проявления его можно делать заключение о глубине исходного пункта удара или центра землетрясения.

Это можно выразить следующими положениями:

1. Землетрясение, хотя бы сильное, но имеющее небольшую область распространения, имеет исходный пункт весьма неглубоко.

2. Землетрясение слабого действия, но имеющее большую область распространения на поверхности, всегда имеет исходный пункт, лежащий очень глубоко.

Для примера приведем землетрясение Чарльстоуна 1884 г. с глубоким центром и ишабское 1891 г. с мелким центром; первое имело область в 2 000 000 *км*^{2} и скорость 5 000 *м*, а второе имело область только 800 *км*^{2} и скорость 200 *м*.

Приведем несколько примеров крупных землетрясений с разною областью сотрясения и плейстосейстовою площадью.

Самая большая область сотрясения при лиссабонском землетрясении 1 ноября 1755 г. отличалась и обширным плейстосейстовым поясом. Полагают, что землетрясение это отразилось на пространстве 700 000 кв. г. миль, т. е. в четыре раза больше Европы, или $^1/_{13}$ часть всей поверхности Земли. Если даже уменьшить на половину эту область, считающуюся преувеличенной, то и тогда радиус ее будет от 400 до 500 г. миль, т. е. она останется одной из самых громадных. Плейстосейстовая область этого землетрясения также весьма обширна, по крайней мере на юг она простиралась до Могадора по берегу Марокко и обнимала большую часть Пиренейского полуострова; почти все города Португалии были разрушены, так же как Севилья, Кадикс, Мадрид и пр.; на востоке она не простиралась далее Кастилии, а на север до Ангулема и Кальяна, хотя чувствовалась в Англии, Шотландии, Швеции, Голландии, во всей Франции, Германии. В Баварии источники Теплица между 11—12 час. 1 ноября сделались мутными и затопили все ванны. Такое же влияние замечалось на многих других источниках и озерах. Современники лиссабонского землетрясения, пораженные гибелью в несколько минут десятков тысяч людей, склонны были видеть в нем беспримерное явление, театром которого был если не весь мир, то по крайней мере большая часть земной поверхности, а потому не только удары в Турине, но даже в Нью-Йорке, на оз. Онтарио и пр. приписывались лиссабонскому землетрясению.

Землетрясение 24 июня 1870 г., охватившее Красное море с прилегающими странами, также отличалось обширною областью распространения. Начиная с Аравии и Адена, оно распространилось широкою полосою с ЮВ на СЗ по Египту, Италии, Греции, Малой Азии; там же землетрясение повторилось в 1886 г., но менее сильное. Кроме того в той же области наблюдались и прежде довольно значительные землетрясения, а именно в 1846, 1856 и 1867 гг.

Верненское землетрясение 28 мая 1887 г. имело также обширную область распространения около 1 600 *км* в длину с ЮЗ на СВ и 960 *км* в ширину, т. е. около 27 000 кв. г. миль; предельные пункты ее: на севере — Сергиополь, на юге — Кашгар, на

западе — Ташкент и на востоке — Урумчи. Плейстосейстовая же область этого землетрясения не превышала 100 кв. г. миль, так что отношение площади разрушения к площади распространения при верненском землетрясении было не менее как 1 : 270. Собственно же в земной коре разрушения не выходили из области эпицентра, представлявшей узкую полосу шириною 4—5 *км* и длиною до 37 *км* и залегавшей на северном склоне Заилийского Алатау, на высоте от 1,5 до 1,8 *км* (см. рис. 529). При чиликоком землетрясении 30 мая 1889 г. отношение площадей плейстосейстовой и сотрясения было как 1 : 128.

Тянь-шаяъское землетрясение 1911 г. имело еще бо́льшую область распространения — приблизительно в 1½ раза; соответственно больше была и плейстосейстовая область. Площадь эпицентра с нарушениями поверхности имела длину до 215 *км* при ширине до 85 *км*, т. е. до 18 275 *км*^{2}, занимая почти оба хребта Кунгей и Заилийский Алатау, между оз. Иссык-куль и б. Верным.

Плейстосейстовая область ахалкалакского землетрясения определялась в 1 700 *км*^{2}, шемахинского — в 3 400 *км*^{2} — обе эллиптической формы, андижанского же — весьма неправильной, с короткой осью лишь в 16 *км*. При мессинском землетрясении 1908 г. длинная ось плейстосейстового эллипса имела до 43 *км* длины.

В Колумбии в Богота 16 ноября 1827 г. землетрясение распространилось с СВ к ЮЗ на 70 г. миль и везде проявлялось разрушительно, а на 15 г. миль между Богота и Ибагуа не осталось неповрежденным ни одного дома.

Чилийское землетрясение 19 ноября 1822 г. распространилось на 20° широты или с С на Ю на 1 200 г. миль. То же повторилось в 1923 г.

Землетрясение в Кутче в Индии 16 июня 1819 г. имело радиус 180 г. м.

Рейнское землетрясение 29 июня 1846 г., наиболее значительное для этих мест, имело радиус 6 г. миль, хотя круг сотрясения имел радиус 35 г. миль, а площадь 387 кв. г. миль, так что отношение плейстосейстового пояса к области сотрясения было равно 1 : 34.

Среднегерманское землетрясение 6 марта 1872 г., по Зеебаху, занимало 3 100 кв. г. миль, а плейстосейстовый пояс, определенный по разрушению зданий, 25 кв. г. миль, отношение как 1 : 124; то же в Герцогенрате 22 октября 1873 г., 24 июня 1875 г., как 1 : 1 200 и пр.

Землетрясение в Калабрии 1783 г. охватило область только 18 г. миль, причем самый разрушительный круг был всего 5½ г. миль; погибло 40 000 чел., не говоря уже о зданиях.

С другой стороны при землетрясении в Беллуно 29 июня 1873 г. площадь была огромпая — 4 500 кв. г. миль, а площадь сильнейшего разрушения, равного калабрийскому, всего 1 кв. г. миль; очевидно, как это указал еще Рат, что исходный пункт лежал неглубоко, что сходится с объяснениями, приведенными выше.

Землетрясение в Исхии 4 марта 1881 г. в 1 час 5 мин. пополудни превратило Казамиччиолу в развалины и погубило массу народа. Площадь разрушения его имела форму эллипса менее 1 кв. г. мили; площадь распространения была тоже очень мала, так что в Неаполе уже оно не ощущалось; ясно, что исходный пункт лежал очень мелко.

Землетрясение 25 июня 1847 г., эпицентр которого был г. Сен-Гоар, распространилось на 20 000 *км*^{2} по Германии и Франции, но полоса в 105 *м* шириною между Пирмонтом и правым берегом Рейна оставалась спокойной и следовательно представляла мост землетрясения, какие часто наблюдают например в Перу.

При некоторых землетрясениях среди обширной области сотрясения, отличавшейся неправильными очертаниями, выделялось несколько довольно значительных площадей покоя или весьма слабого сотрясения, например при землетрясении в Чарльстоуне в 1884 г.

При землетрясении в Лайбахе 14 апреля 1895 г. Ф. Зюсс приводит следующие размеры потрясенных областей: 1) плейстосейстовая область 500 *км*^{2}, 2) пояс сильного повреждения зданий 8 400 *км*^{2}, 3) пояс слабого действия на здания 47 000 *км*^{2}, 4) область сотрясения, отмеченная всеми, 97 000 *км*^{2}, 5) область, где землетрясение замечено только отдельными лицами, 160 000 *км*^{2}, 6) вся область сотрясения до крайних пределов 400 000 *км*^{2}. Последнее большое китайское землетрясение 16 декабря 1920 г. охватило (изосейстой 4) площадь до 2 млн. *км*^{2}.

Несмотря на то, что определения глубины исходного пункта землетрясений не совсем точны, они приводят все же к весьма интересным заключениям о природе землетрясений. Существующие определения (см. § 39) доказывают, что фокус землетрясений обычно залегает в земной коре сравнительно на ничтожной глубине, не превышающей в большинстве случаев 50 *км*, *т. е. в той области, которая состоит из твердых пород, ограничиваясь следовательно чаще так называемой «зоной разломов», толщина которой опытами Адамса определена в 40 км. Отсюда можно заключить, что сейсмические явления ближе связаны с процессами периферии, нежели ядра Земли, т. е. с дислокациями земной коры.*

Между формами очагов землетрясений и эпицентральной области должна быть большая связь, поскольку вторая является проекцией первой на поверхности Земли.

В зависимости от генетического характера землетрясения мы можем иметь следующие случаи: форме очага в виде точки (при обвальных и вулканических землетрясениях) будет соответствовать круговая плейстосейстовая область, форме линейной (при трещинном извержении или дислокации) — эллиптическая область.

В случае тектонического землетрясения, независимо от того, вызвано ли оно сбросом, надвигом или формированием складки, очаг его представляется более или менее круто уходящей в глубину плоскостью скольжения-сдвижения масс, вертикальная проекция которой на поверхности определяет форму плейстосейстовой области. В случае, если дислокация происходит по одной плоскости, проекция эта может выразиться более или менее вытянутым узким эллипсом, если же по нескольким (грабен, горст и вообще опускание и поднятие простое или с наклоном — с поворотом вокруг горизонтальной оси частей литосферы), то от сочетания ряда таких различной формы эпицентров второго порядка возникает сложная плейстосейстовая область, в которой эпицентры второго порядка представляются ядрами, точками особого напряжения удара; центр тяжести такой сложной плейстосейстовой области будет общим эпицентром первого порядка. Представление о фокусе, как о точке, таким образом не противоречит действительности.

Имея это в виду, а также все то, что сказано выше о распространении ударов в разных условиях, вернемся еще к вопросу об изосейстах и способах их проведения. Карты изосейст представляют собой важнейшие документы землетрясений, позволяющие делать различные выводы об их природе и особенностях. К сожалению до самого последнего времени они составлялись весьма неудовлетворительно; в силу известной предвзятости ряд данных, нарушавших привычные правильные концентрические спокойные фигуры изосейст, игнорировался. Другой причиной правильности и шаблонности изосейст является малое количество точек наблюдений, особенно в странах ненаселенных или некультурных. При увеличении данных фигуры изосейст неизменно сильно усложняются и становятся столь запутанными, что объяснение их возможно только после детального параллельного анализа соответственных геологических карт и указанного выше объяснения характера очага землетрясения.

Именно этим путем возможно подойти к выяснению действительного сейсмического значения геологических (литологических, стратиграфических и тектонических) и почвенных факторов.

Примеры подобных работ проделаны за последнее время преимущественно Зибергом и Лаисом, причем последний даже предложил метод поправок изосейст по этажам домов — приведением их к первому этажу, что значительно изменяет результаты в больших городах. При этих работах однако выяснилась малая пригодность обыкновенных геологических карт и гораздо большее значение карт литологических и тектонических, с показанием степени и продуктов выветривания пород.[1] Из параллельного совмещения и рассмотрения геологических разрезов и графиков величин наибольшего ускорения (отложенных по оси ординат) вытекает с чрезвычайной убедительностью *полная зависимость резких изменений силы ударов от трех главных факторов: 1) смены пород, 2) сбросов, 3) насыщенности водой*, чем всецело объясняются запутанные фигуры детальных изосейст, особенно если не забывать об эпицентрах второго порядка при сложных тектонических землетрясениях. Но и обратно — *по характеру сейсмичности области*, пользуясь такими предпосылками, *геолог может строить предположения о ее геологическом строении* (см. ниже).

[1] Значение таких карт вообще чрезвычайно велико для решения ряда вопросов: технических, строительных, агрономических, гидрологических, морфологических и т. п., и совершенно еще не оценено, особенно у нас.

Явление звука при землетрясении. Интересно определение времени появления звука, распространяющегося из недр Земли почти при каждом землетрясении. Феномен звука, по справедливому замечанию Гумбольдта, производит всегда глубокое впечатление и внушает неотразимый страх человеку. Изучение характера, времени проявления и продолжительности звука интересно уже потому, что происхождение его очевидно тесно связано с основною причиною землетрясений, трением передвигающихся частей земной коры, что доказывается не только теоретически, как выше упомянуто, но и прямыми наблюдениями: особенно отчетливо звук слышится у отверстия колодцев, в глубине рудников и т. п. Распространение звука обусловливается свойством пород, в которых скорость его вообще быстрее, нежели в воздухе; так в дереве от 11 до 17 раз больше, в обожженной глине в 10—12 раз, а, по исследованиям Вертгейма, в больших массах твердых пород еще быстрее; даже в воде скорость звука не менее 1 500 *м* в 1 сек., т. е. почти в 4,5 раза более, нежели в воздухе: следовательно наблюдатель прежде всего должен ощущать подземную волну звука, а потом уже через некоторый промежуток времени воздушную волну звука. В некоторых случаях, например когда происходит целый ряд ударов, следующих друг за другом, или если фокус землетрясения представляет длинную линию, то происходящий при этом глухой подземный гул трудно отличить от воздушного, вызываемого обрушением горных масс и зданий на поверхности. Хотя характер подземного гула до некоторой степени зависит от рода колебания, как выше указано, тем не менее он очень разнообразен: он уподобляется то глухим раскатам грома, то клокотанью, то грохоту тяжело нагруженного поезда, то грохоту падающих камней, то свисту ветра, то визгу при полете ядра, то взрыву. В странах, часто подверженных землетрясениям, подземному звуку дают особые названия, например в Италии — *es rombo*, в Южной Америке — *брамидо*, у словаков — *гусэнэ*, у голландцев — *мистпуффер*. Звук и сотрясение, отличаясь различною скоростью распространения, часто не совпадают по времени проявления на поверхности; иногда звук опережает, но иногда и отстает от сотрясения. При землетрясении 24 июля 1877 г. Лазо нашел, что скорость движения волн 374,83 *м* в 1 сек., а скорость звука была 485,96 *м*, причем в эпицентре землетрясения звук опережал сотрясение, а вдали от него, напротив, запаздывал; из этого ясно, что при распространении в почве звук претерпевал большую степень замедления, нежели сейсмическая волна. Такой же результат получился при исследовании 26 августа 1878 г.; коэфициент замедления для землетрясения 1877 г. Лазо определил 0,94, а для землетрясения 1878 г. Шумахер — 0,98. Звук распространяется далеко в атмосферу; так он замечен на высоте 700 *м* бывшими на воздушном шаре лицами во время землетрясения в южной Германии 20 июля 1913 г.

По исследованиям Дэвисона [*26*], Ф. Зюсса [*27*] и др. можно вывести следующие общие положения, из которых впрочем не все одинаково обоснованы, а именно:

1. Звуковые волны предшествуют сотрясению; если бы было возможно точно установить разницу времени появления звука и сотрясения, то при знании скоростей того и другого можно было бы определить глубину залегания центра землетрясения, т. е. получился бы лишний способ определения глубины центра, который и был предложен Фальбом [*28*] и даже применялся Лазо при землетрясении 1877 г.; но так как точное определение моментов наступления сотрясения и звука почти невозможно, то и способ этот еще менее совершенен, чем вышеописанные. Кроме того замечено, что продолжительность звука возрастает с удалением от эпицентра, как и скорость сейсмической волны, но затем с ослаблением скорости продолжительность звука уменьшается.

2. Прекращение звука повидимому наступает раньше сотрясения, но иногда слышится шум до конца сотрясения, что впрочем легко объясняется

разрушительными последствиями, которые воспроизводят свой собственный шум, нередко сливающийся с первоначальным звуком, как это наблюдалось при верненском землетрясении 28 мая 1887 г. после больших обвалов в горах, а также при лайбахском землетрясении 14 апреля 1895 г., по словам Зюсса.

3. Общий характер звука при разных землетрясениях более или менее одинаков, как это показал Ч. Дэвисон на основании большого количества (более 400) отчетов, хотя разумеется в частностях разнообразно изменяется; можно принять однако за общее правило, что звук, предшествующий сотрясению, состоит из целого ряда различных и довольно неопределенных тонов, из которых низкие и глухие преобладают, а высокие только время от времени резко выделяются среди глухого гула в виде отдельных громоподобных ударов.

4. Проявление звука различного тона, т. е. глухого гула, раскатов и ударов грома, указывает на изменяющуюся интенсивность звука, которая действительно наблюдается при сильных землетрясениях, особенно в области эпицентра.

5. Соотношение звука с почвою места наблюдения еще недостаточно выяснено; хотя в рыхлых почвах аллювиальных равнин новидимому звук проявляется слабее и исчезает быстрее, чем в плотных однородных породах высот, но вывод этот имеет только относительное значение, потому что весьма часто сильные звуки, исходящие как бы из плотных пород гор, обусловливаются эхом, как это прослежено при лайбахском землетрясении 14 апреля 1895 г. [*29*].

6. С удалением от эпицентра интенсивность звука значительно уменьшается, но характер его и разнообразие тона не изменяются; даже на окраинах области сотрясения слышатся раскаты и удары грома, как и вблизи эпицентра, но число их меньше.

7. Сила звука не находится в зависимости от силы землетрясения.

При разной скорости сейсмической волны и звука очевидно области распространения того и другого могут не совпадать, а потому возможно ощущать сотрясение без звука и, наоборот, слышать подземный гул без сотрясения.

Так например 12 января 1800 г. после окончания землетрясения в Кутамарском заводе слышался еще подземный звук, а 22 января даже подземный гул, ощущавшийся в деревне Ханеткиной в 12,8 *км* от завода. Во время сильного землетрясения в 1835 г. в Новой Гренаде подземный гром был слышен одновременно в Папаже, Боготе, Санта-Марте и Каракасе без всяких признаков сотрясения.

В Гванахуато подземный шум продолжался около месяца в 1784 г. с 9 января без всяких следов землетрясения. На далматском острове Меледа у Рагузы [*30*] подземный шум продолжался с марта 1822 г. до сентября 1824 г., причем звуковые удары повторялись так часто, что в некоторые ночи, например в ночь со 2 на 3 сентября 1823 г., их насчитали больше 100, и только по прошествии года случилось легкое землетрясение, не повредившее даже зданий, а только отделившее нависшую скалу у горы Великий Град. У нас в Семипалатинске на Алтае также не раз замечали подземный гул без сотрясения.

При верненском землетрясении 28 мая 1887 г. близ эпицентра подземный гул предшествовал и частью сопровождался сотрясением, но на окраинах области землетрясения, например в Аягузе, Сергиополе, на южном склоне Тарбагатая, сотрясения происходили без звука. При землетрясениях ахалкалакском 1899 г., шемахинском и андижанском 1902 г. и крымском 1927 г. гул также имел место.

Особенно много было указаний очевидцев на подземный гул при андижанском землетрясении при всех его толчках; один свидетель описывал гул так: «Звук не резкий, глухой, но довольно сильный, воздух как бы дрожит, разбиваясь на довольно редкие волны. Начинается за 3—4 секунды до начала больших сотрясений, постепенно увеличивается, как бы приближаясь, сопровождает самые сотрясения и оканчивается вместе с ними».

Вероятно к той же категории принадлежит гул, замечавшийся в последнее время в разных местах и названный особым именем — *мистпуффер*.

Во всяком случае звук при землетрясениях проявляется весьма разнообразно и заслуживает полного внимания, причем необходимо отмечать не только время проявления звука, но также силу его, характер и продолжительность; в области сотрясения нужно отличать места наисильнейшего и слабого подземного гула.

§ 41. ПОСЛЕДСТВИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Слабые землетрясения проходят бо́льшею частью незамеченными и не производят никаких видимых изменений на поверхности Земли, но зато сильные землетрясения с обширною областью распространения оставляют чрезвычайно разнообразные и глубокие следы на земной поверхности, называемые *последствиями землетрясений.* С другой стороны проявление землетрясений находится в тесной связи со многими другими явлениями природы; изучение этих соотношений поможет нам выяснить не только условия географического распределения сейсмических явлений, но также основную причину их.

Землетрясения не только разрушают отдельные поселения, города, но даже иногда цветущие и густо заселенные области превращают в пустыни, не оставляя в них, что называется, «камня на камне», причем животные и люди погибают десятками тысяч. Но кроме того в самой земной коре они производят разнообразные изменения, состоящие в образовании обширных и многочисленных трещин, небольших озер, громадных обвалов, мощных грязевых потоков, в извержении газов, воды и грязи, напоминающих грязевые вулканы, в появлении особого рода волн на море, производящих быстрое, сопровождающееся иногда разрушительными катастрофами, отступание и наступание моря на материк.

Опустошения, производимые землетрясением, достигают громадных размеров
По Дэли, количество человеческих жертв при некоторых больших землетрясениях исчисляется:

Таблица 65

Место и время	Число жертв — убитых	
Лиссабон, 1755 г.	свыше 32 000	
Калабрия, 1783 г.	100 000	
Неаполь, 1857 г.	12 300	
Япония, 1896 г.	29 000	
Индия, 1905 г.	20 000	
Мессина, 1908 г.	83 000	
Средняя Италия, 1915 г.	30 000	
Кансу, Китай, 1920 г.	до 200 000	(много засыпано в пещерах—жилищах в лёссе)
Япония, 1923 г.	142 000	
Индия—Кветта, 1935 г.	30 000	
В Китае по старым хроникам наибольшие катастрофы:		
1038 г.	22 000	
1057 „	20 000	
1290 „	100 000	
1556 „	830 000	(наибольшее число из известных)
1662 „	300 000	
1682 „	20 000	
1730 „	100 000	
1834 „	8 000	
1850 „	более 15 000	
1920 „	„ 100 000	

При землетрясении в Сицилии в 1693 г. разрушено более 50 селений, погибло до 60 000 чел., причем только в Катании — 20 000 чел.

Замечательны разрушительными последствиями некоторые малоазиатские землетрясения, например в Сирии в 526 г. погибло около 200 000 чел., а при землетрясении 1759 г. первые же удары уничтожили 30 000 чел. и превратили в развалины города: Антаки (Антиохию), Баальбек, Тарабунус и Акка. В 1822 г. в ужасную ночь на 13 августа землетрясение в течение 10—12 сек. уничтожило Галеб, Антаки, Биха, Гессер и др.; в целом округе Галеб не уцелело ни одного дома; насчитано убитыми более 20 000 чел., но предполагают, что еще бо́льшее количество осталось скрытыми под развалинами зданий. В 1895 г. в Иране погибло более 20 000 чел.

При землетрясении в январе 1934 г. в провинции Бахар в северной Индии, охватившем 16 000 *км*², было сразу разрушено 12 городов и масса селений, причем 500 000 чел. осталось без крова, а 10 млн. чел. остались без средств к жизни; около 10 000 было убито.

Не меньшею силою опустошения отличаются японские землетрясения; так в 1703 г. 30 декабря землетрясение разрушило г. Токио с окрестностями, причем в одном Токио погибло около 37 000 чел., а вместе с окрестными местами насчитывают погибших до 200 000 чел. В 1828 г. 18 декабря погибло 30 000 чел. и более 6 000 голов домашнего скота. В ноябре 1855 г. произошло до 80 ударов, из которых сильнейший, 10 ноября, разрушил в Токио 14 241 дом, 1 649 магазинов и погубил около 104 000 чел. В 1891 г. 16 (28) октября разрушено несколько городов, например в г. Огаки из 4 434 домов уцелели только 113, то же в гг. Ногайя, Гифу и др.; всего на равнине в 3 000 *км*² между Ногайя и Гифу разрушено около 40 000 домов и убито до 7 000 чел. В Ногайе с 16 до 23 октября произошло 6 160 ударов, т. е. более одного удара в минуту, из них первые 200 ударов были самыми разрушительными.

Префектуры Японии Когзуке, Хида, Таджима и Сагами всегда больше всего страдали от землетрясений. Согласно официальным данным, в среднем каждый год в Японии происходит 1 461 землетрясение. В продолжение последних 21 года в этой стране произошло 30 680 землетрясений, не считая мелких колебаний почвы. Таким образом каждый день в Японии происходит четыре землетрясения, вполне заметные простому наблюдателю. Начиная с 1189 по 1905 г., согласно последним научным данным, в Японии произошло 224 крупных колебания почвы, причем эти колебания продолжались в периоды через 6½ лет.

Наиболее крупные землетрясения происходили:

В 684 г., когда площадь в 500 тыс. «чо» (туземное название меры длины) в южной части Японии провалилась и была залита морем.
В 869 г. произошло крупное землетрясение в северо-восточной части Японии, когда несколько десятков тысяч людей погибло.
В 1361 г. большое землетрясение в районе Киото (прежняя столица Японии).
В 1498 г. землетрясение в районе префектуры Токайдо, в результате которого было убито 20 000 чел.; образовалось внутреннее озеро Майзака.
В 1596 г. землетрясение в Бунго; 700 чел. убитых.
» 1596 г. землетрясение в районе Киото; 2 000 чел. убитых.
» 1605 г. по всему тихоокеанскому побережью Японии. Число убитых превышало 5 000 ч
» 1611 г. 3 700 чел. убитых в Айзу.
» 1662 г. в районе Киото разрушено 5 500 домов, убито 500 чел.
» 1666 г. в Таката убито 1 500 чел.
» 1694 » в Ноширо разрушено 3 760 домов, убито 800 чел.
» 1703 » в районе Токио 20 162 дома разрушены, 5 233 чел. убито.
» 1707 » тихоокеанское побережье, в районе Киушу и Шикоку: 29 000 домов разрушено и 4 900 чел. убито.
» 1751 г. в Таката 9 100 домов разрушено, 1 700 чел. убито.
» 1766 » в Хиросаки — 7 500 домов разрушено, 1 335 чел. убито.
» 1792 » в районе Хизен и Хнго — 12 000 зданий, 15 000 жертв.
» 1828 » Нагаако — 11 750 домов, 1 443 жертвы.
» 1844 » в Шинамо — 34 000 домов, 12 000 жертв.
» 1854 » Ямато, Ига, Изе — 5 000 домов, 2 400 жертв.
» 1955 » в Иеддо — 50 000 домов, 6 700 жертв.
» 1891 » в Мино — 222 501 здание разрушено, 7 273 чел. убито, 17 500 чел. ранено.
» 1894 » в Шонай — 8 000 зданий разрушено, 726 чел. убито, 977 чел. ранено.
» 1896 » в Санрику — разрушено 13 073 дома, убито — 27 122 чел., ранено — 9 247 чел.
» 1897 » там же — разрушено 8 995 домов, 209 чел. убито, 779 чел. ранено.
» 1909 » в Мино-оми — 9 544 дома разрушено, ранено и убито — 500 чел.
» 1914 » в Акита — 770 домов разрушено, 93 чел. убито, 210 чел. ранено.

Таким образом с 1604 по 1914 г. в Японии было убито 103 189 чел. и разрушено 520 999 зданий.

Еще большие жертвы дала японская катастрофа 1 сентября 1923 г.

Японское землетрясение 1 сентября 1923 г. является мировым рекордом разрушения,

превзойдя по своим последствиям землетрясение в Сан-Франциско 18 апреля 1906 г. и даже мессинское 29 декабря 1908 г.

Землетрясением было охвачено восточное побережье главного острова Хоншу или Ниппона, область Канто с 6 префектурами: Токио, Канагава, Чиба, Шизуока, Сайтама, Яманаши. Три главные города этой области — столица Токио, порт Иокогама и г. Иокосука были разрушены в двое суток землетрясением и пожаром. Разрушение коснулось многих мест побережья. Кроме Иокосука пострадали следующие населенные пункты побережья: Урага, Хайяма, Камакура, Тотсука, Фуджигава, Ойсо, Исенохара, Матсуда, Одавара, Ито и Готемба и совершенно разрушены Кошигое, Чигасаки, Хиратсука, Атами, Хаконе, Юмото, Манацуру и Еношима.

Только для Токио общее число сгоревших домов определяется в 412 000, а число погибших жителей в 96 000 чел. В Иокогаме уцелело всего на всего только 5 домов. Общее число разрушенных домов в Японии определяется в 653 000, число потерпевших от землетрясения — 3 060 000 чел. и пропавших без вести — 42 600 чел.

Причиненный стране убыток оценивается не менее как в 10 млрд. иен. Для сравнения укажем, что русско-японская война стоила Японии около 2 млрд. иен и что годовой бюджет Японии в то же время был приблизительно равен 1 млрд. иен.

Первый толчок произошел в 11 час. 58 мин. дня по токийскому времени. Он был настолько силен, что все сейсмографы Университета и Центрального метеорологического бюро были выведены из строя. Амплитуда колебания почвы достигала 5 дюймов. Двадцать минут спустя почувствовался второй толчок.

Запись повторяемости толчков, замеченных в период между 1 сентября и 4 октября, дает такую картину (таблица 66):

Таблица 66

Дата	Число толчков	Дата	Число толчков
Сентябрь 1 — 2	356	Сентябрь 17 — 18	7
„ 2 — 3	289	„ 18 — 19	2
„ 3 — 4	173	„ 19 — 20	5
„ 4 — 5	143	„ 20 — 21	6
„ 5 — 6	63	„ 21 — 22	4
„ 6 — 7	45	„ 22 — 23	4
„ 7 — 8	43	„ 23 — 24	0
„ 8 — 9	36	„ 24 — 25	2
„ 9 — 10	30	„ 25 — 26	5
„ 10 — 11	19	„ 26 — 27	9
„ 11 — 12	17	„ 27 — 28	5
„ 12 — 13	12	„ 28 — 29	1
„ 13 — 14	15	„ 29 — 30	4
„ 14 — 15	11	„ 30 — 1 октября	2
„ 15 — 16	6	Октябрь 1 — 2	2
„ 16 — 17	5	„ 2 — 3	10
		„ 3 — 4	3

После первого толчка в Токио сразу в 76 местах вспыхнул пожар, который прекратился только в 8 час. утра 3 сентября; разрушение водопровода, стеснение передвижения, сильный ветер и размер захваченной пожаром площади сводили работу пожарных к нулю. Город был объявлен на военном положении. Выгорело ¾ Токио. Совершенно выгорели районы Каеда, Иихонбаси, Киобашн, Асакуса, Хонджо, Фукагава и большая часть домов в районах Шитайя, Шиба, Коджимачи, Хонго, Коишикава, Акасака. Было разрушено новое здание Японского геологического комитета, здание Геологического института при Университете дало столь значительные трещины, что работы были перенесены в барак. Библиотека Университета сгорела до тла. Погибло около 700 000 томов книг, ценные рукописи и невозобновимые редкостные издания. Одновременно с Токио горели Иокогама, Иокосука, Одавара и др.

В Иокогаме загорелись склады нефти и керосина. Горящая нефть разлилась по бухте и поджигала деревянные пароходы. Тысячи народа задохлись в дыму и пламени. Железнодорожные пути были разбиты трещинами, и более дюжины пассажирских и товарных поездов было сброшено с рельсов. Морская волна (цунами), вызвавшая землетрясением, разрушила берег между Камакурой и Хайата; более 500 домов в городах Шимода и Ито были смыты совершенно.

Эпицентр землетрясения лежал в море вблизи острова Ошима приблизительно в 160 *км* к востоку от южного конца полуострова Идзу.

В Токио вертикальные перемещения почвы сопровождались горизонтальными колеба-

ниями значительной амплитуды. В Иокогаме, лежащей ближе к эпицентру, чем Токио, первые вертикальные движения были много значительнее горизонтальных. Казалось, что эпицентр перемещался к С и СЗ. Колебания в течение первых дней были направлены с Ю на С, а позже с ЮЗ на СВ.

Токио было дальше от эпицентра, чем другие разрушенные города. Толчки, ощущаемые здесь, были меньшей силы, чем в Иокогаме. Главной причиной разрушения города был возникший пожар. Со дня основания Иеддо (Токио) с 1590 г. город подвергался разрушительному землетрясению много раз, между прочим 11 ноября 1855 г., когда погибло около 6 700 жителей и было разрушено около 50 000 домов.

Среднее количество землетрясений, приходящихся на Токио в год, не считая слабых колебаний, отмечаемых только приборами, равно 90, согласно наблюдениям за 30 лет. В течение последних 50 лет были отмечены только два сильных толчка: один в 1884 г., другой — 40 лет спустя. Оба сопровождались несчастными случаями, обязанными не прямо землетрясению, а создавшейся панике.

15 января 1924 г. в 5 час. 50 мин. утра в том же районе Канто произошло новое землетрясение, самое значительное после землетрясения 1 сентября 1923 г.

3 марта 1933 г. северная Япония испытала сильнейшее за все историческое время землетрясение, с меньшими однако последствиями благодаря тому, что эпицентр его лежал в океане (во впадине Тускарора). Погибло лишь около 3 000 чел., 10 000 домов и 1 500 лодок.

Не менее ужасны многочисленные американские землетрясения. Например в 1797 г. 4/5 города Риобамба превратились в развалины и погибло до 40 000 чел.; в 1812 г. город Каракас был уничтожен в течение 30 сек.; в 1868 г. 16 августа в течение 15 мин. погибло до 40 000 чел. Маленький городок Лактакуна около Риобамба разрушается почти через каждые 10 лет, а иногда через меньшие промежутки времени, например в 1736, 1742, 1744, 1757, 1768 г. Точно так же в Венецуэле, Чили и других местах Северной и Южной Америки землетрясения производят значительные опустошения.

На Кубе в г. Сант-Яго 3 февраля 1930 г. погибло свыше 2 000 чел.; вследствие лопнувшего водопровода, как и в столице Никарагуа — г. Манагуа в 1932 г., оба города сгорели.

Очень ценные археологические находки были сделаны в мексиканском штате Оахака после двух землетрясений 1928 г., когда благодаря трещинам в холме обнажились древние гробницы.

Несмотря на высокую сейсмичность Новой Зеландии сведения об ее землетрясениях начали собираться лишь с 1840 г., т. е. с момента появления европейских колонистов, а систематически лишь с 1868 г. — со времени учреждения сети метеорологических станций. В отношении более ранних землетрясений сохранились лишь предания о больших катастрофах. Так между 1826 и 1827 гг. землетрясения разной силы происходили почти непрерывно. Некоторые из них настолько пугали население небольших островов, что оно искало спасения в море, боясь затопления суши, по напрасно, так как на море приливные и отливные сейсмические волны достигали ужасной силы, и люди снова стремились на берег. Хорошая глубокая бухта севернее Дески-бай совершенно осушилась, а большая полоса побережья изменилась до неузнаваемости вследствие громадных обвалов, оползней, сместивших большие площади леса в океан. Район Вайтемата, в котором со времени поселения европейцев землетрясения почти не ощущались, 100 лет тому назад, в 1834 г., испытал сильную катастрофу; сильнейшие колебания продолжались 3 месяца, и очевидцы сообщали, что создавалось впечатление, «как будто стоишь на желе; жители бросались на землю и держались за траву и кусты, когда начинались снова сильные удары, а это происходило очень часто». Очаги большинства землетрясений Новой Зеландии лежат недалеко (100—200 *км*) от ее восточного берега в подвижной зоне больших океанических глубин. Глубина этих гипоцентров невелика, в среднем от 10 до 20 *км* и лишь иногда до 60 *км*. В некоторых случаях землетрясения бывали связаны с вулканическими извержениями, происходившими из серии кратеров, линейно расположенных на разломе длиной в 15 *км*, являющемся продолжением большого сброса западного склона хребта Пэроа.

3 февраля 1931 г. в Новой Зеландии произошло катастрофическое землетрясение в г. Нэпир на восточном побережьи северного острова. Разрушены были все каменные здания города и центр его охвачен огнем. Морское дно на высоте Нэпира сильно поднялось, и выходившие в море суда ощущали сильное поднятие. Попорчены были мосты, вагорелись многочисленные нефтяные цистерны. Землетрясение ощущалось во всем районе, залива Хок, но г. Нэпир пострадал больше всего. Разрушен был в сущности весь деловой квартал его, занимающий 2,25 *км*^{2}. Спустя 7 час. после первого толчка огонь еще бушевал в городе, и воды для тушения его не было. Огонь охватил больницу, которая обрушилась, причем погибло несколько больных и сестер. Число человеческих жертв в Нэпире и Гастингсе достигало 1 250 чел., раненых же в одном Нэпире — 1 000 чел. Сильными толчками был уничтожен холм на окраине города, и дома, расположенные на его склонах, разрушены. Вдоль некоторых дорог образовались трещины до 30 *м* длины. В районе залива Хок разрушено не менее 5 городов, которые горели в то время, как толчки продолжались. Портовый квартал в Нэпира был буквально сметен горящим газолином. На пространстве 60 *км* от Нэпира не уцелело ни одной трубы. Произошло много оползней, запрудивших реки. Вечером в 10 час. новым сильным землетрясением окончательно были разрушены

развалины города. В районе землетрясения забили гейзеры, выбрасывавшие сначала воду, а затем грязь, которая потекла в реку и, запрудив ее, вызвала наводнение.

Первый осмотр района землетрясения с аэроплана показал, что на пространстве 120 км ни одна река не впадает в море прежним устьем. Местами берег поднялся на 1,2—1,5 м. Море отступило метра на 3. Канализационная система вся была разрушена. Отдельные сильные толчки ощущались 6, 7, 9, 13 февраля.

13 февраля в значительной части Новой Зеландии ощущались еще более сильные удары. Толчки различной силы ощущались по всей провинции Отэго на южном острове. В Квинстоуне попадали трубы, повреждения наблюдались и в Дэнедине. Сообщение с Нэпиром и заливом Хок было прервано. В Нэпире и соседних городах берег поднялся на 0,9—0,21 м. Толчки ощущались к северу до Гамильтона и к югу до Инверкаргилла. В результате землетрясения к югу от Мохэка образовался значительный оползень, поднявший морское дно на 2,1 м. За месяц (по 2 марта) было зарегистрировано 558 толчков.

В Европейской части СССР землетрясения обыкновенно весьма слабы, даже едва заметны, а на Кавказе, в Туркестане и Забайкалии хотя и достигают значительной силы, но далеко уступают американским и японским. Одно из самых больших землетрясений — верненское 28 мая 1887 г. — разрушило около 1 500 зданий и погубило не более 330 чел., считая с окрестностями. Несколько больше разрушений произведено шемахинским землетрясением 21 декабря 1859 г., побудившим перенести центр управления из Шемахи в Баку.

При землетрясении 1902 г. однако Шемаха опять сильно пострадала: было разрушено 9 500 и повреждено 4 000 домов, убито 86 и ранено 60 чел. и погибло до 400 голов скота. При ахалкалакском землетрясении 1899 г. в 28 пострадавших селениях погибло 247 чел. из 12 000 и 2 500 голов скота. Гораздо губительнее было андиканское землетрясение 1902 г. (4 500 жертв человеческих, 7 000 погибших животных и убытки свыше 12 млн. руб.).

В Западной Европе ужасной катастрофой является мессинская 1908 г., погубившая сразу до 83 000 чел. и стоившая неисчислимых убытков всей Италии не только прямых от разрушения, но и косвенных — по причине падения курса биржевых бумаг, нарушения торговых оборотов и т. п.

На Балканском полуострове происходило много катастроф. В 1930 г. в Македонии погибло до 2 000 чел.

В последние годы отмечены значительные землетрясения на Балканском полуострове. Так 7—8 марта 1931 г. в Югославии на площади 2 000 км² и южнее в пределах Греции произошло большое число (до 30) ударов, частью катастрофических. 28 сентября 1933 г. также в этих македонских областях произошло сильное землетрясение, осложнившееся большой приливной волной, смывшей все на побережьи. Тогда же небольшой островок Амогиани, расположенный перед полуостровом Халкидикой, исчез под уровнем моря с 200 семейств греков, незадолго до того переселившихся из Малой Азии. Даже очень древние монастыри на горе Атосе, до того сохранявшиеся, были разрушены.

Печальная хроника землетрясений показывает, что явления эти действительно представляют жестокий бич для человечества, а потому совершенно понятно, что ученые давно уже стремятся изыскать способы предохранения от землетрясений или путем предсказаний, основываясь на каких-либо предвестниках землетрясений, или посредством постройки целесообразных жилищ, которые представляли бы наименьшую опасность. К сожалению стремления человечества в этом отношении до сих пор еще не увенчались полным успехом.

Размеры разрушительных последствий землетрясений зависят от весьма сложных условий, так как они определяются не только силою удара, но также характером сотрясения, углом выхода удара, направлением сейсмической волны, свойствами почвы и качеством построек.

Само собой разумеется, что чем сильнее удар, тем гибельнее он для зданий, но при одной и той же силе степень разрушения не одинакова при разном характере сотрясений.

Вертикальные колебания, отличаясь малыми амплитудами, обыкновенно менее вредны для зданий, нежели волнообразные колебания, которые даже при умеренной силе производят большие разрушения. Вертикальные удары, подбрасывая предметы вверх, только при большой силе разбивают их горизонтальными трещинами на несколько частей, причем каждая часть при плохой установке на пьедестале поворачивается на некоторый угол вокруг вертикальной оси (см. рис. 423) или отбрасывается в сторону, например башни, колонны, памятники, минареты и пр.; подбрасывание и поворот крыш наблюдаются только в очень редких случаях, причем стены разбиваются не-

правильною, весьма сложною системою трещин, которые способствуют полному раздроблению стен, особенно при опускании подброшенной крыши, как наблюдалось на плохих постройках.

Волнообразные колебания производят даже при небольшой силе общее расстройство в зданиях, причем разрушение отличается неравномерностью не только в разных, но даже в одном и том же здании в зависимости от направления сейсмической волны и величины угла выхода удара. Что касается направления сейсмической волны, то оно имеет большое влияние на степень разрушения различных частей здания, а именно все стены, перпендикулярные к волне, разрушаются гораздо меньше стен параллельных с ней. Большее разрушение параллельных стен объясняется неравномерностью сейсмической волны, которая не только передвигает, но и изгибает стену, как это отчетливо наблюдается на изгибании рельсов в форму буквы S при многих землетрясениях (например на Закаспийской железной дороге при землетрясении 27 июня 1895 г.) (рис. 488). Перпендикулярные к направлению волны стены разваливаются или покрываются правильными трещинами, наклоненными в одну или в две противоположные стороны с одинаковым углом падения, по которому иногда определялись угол выхода удара и глубина центра землетрясения. Стены же параллельные волне настолько раздробляются, что часто совершенно вываливаются, или только одна, обращенная к волне, или же две противоположные, так что здание становится сквозным, и крыша поддерживается только двумя поперечными стенами (рис. 489); например при верненском землетрясении вываливались преимущественно северные и южные стены домов, потому что сейсмическая волна направлялась с юга из области эпицентра, залегавшего в 10,6 *км* к югу от г. Верного (теперь Алма-ата). По свидетельству Дарвина, при земле-

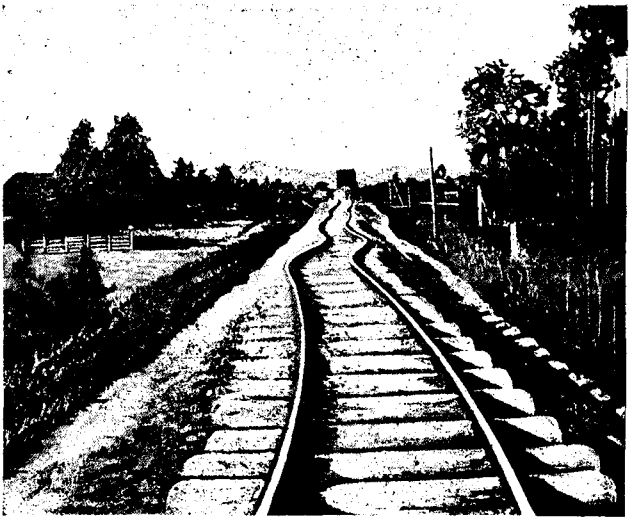


Рис. 488. Искривление рельсов землетрясением.



Рис. 489*A*. Дом с двумя вывалившимися во время землетрясения стенами в г. Реджио в 1908 г. Фот. Д. Мушкетова.

трясении в Консепсионе 1835 г. удар, распространявшийся с ЮВ и произведший волну СВ простирания, гораздо больше разрушил улицы того же направления, нежели улицы с СЗ простиранием, т. е. перпендикулярные к направлению удара. То же наблюдалось в Мессине и в других местах. В Каракасе почти каждый дом имеет свою laga securo или безопасную стену, у которой сохраняются ломкие предметы. Эта laga securo — северная сторона зданий — выбрана потому, что разрушительные удары проходят большею частью с запада на восток. Если волна проходит диагонально, т. е. встречает угол здания, то этот угол обыкновенно разваливается (рис. 490).

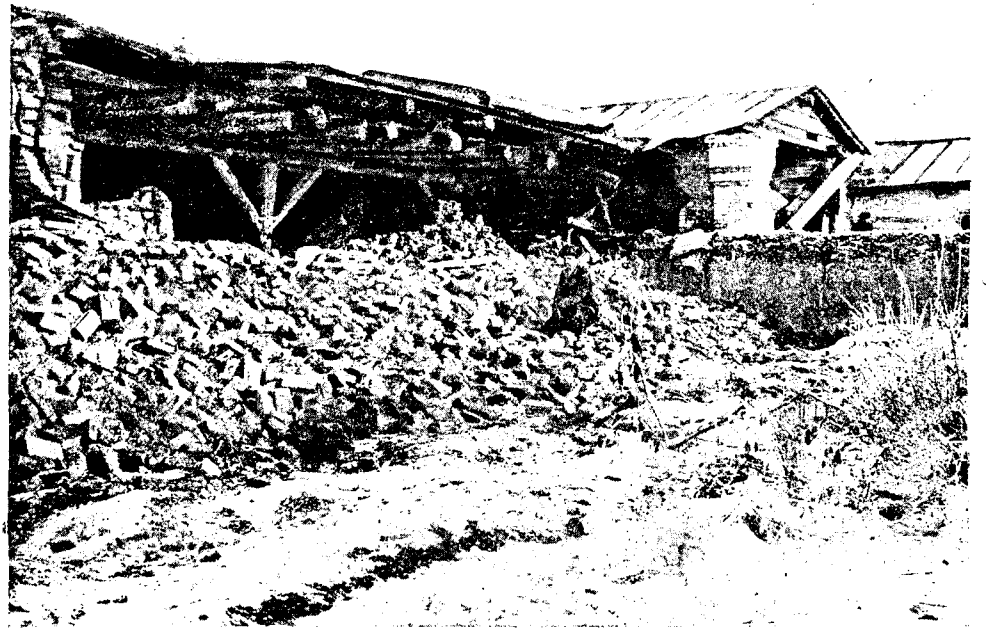


Рис. 489*В*. Дом с двумя вывалившимися во время землетрясения кирпичными стенами в г. Алма-ата (б. Верный) в 1911 г. Фот. Д. Мушкетова.

Угол выхода удара имеет большое значение при разрушении зданий. Опыт и теоретические соображения одинаково свидетельствуют, что наисильнейшие разрушения происходят при углах выхода удара от 45 до 55°.

Выяснение зависимости разрушения зданий от угла выхода удара и направления сейсмической волны важно в том отношении, что оно указывает способы уменьшения вреда, наносимого землетрясениями; зависимость эту необходимо принимать во внимание при основании новых поселений в сейсмических областях или при возведении каких-либо капитальных сооружений, особенно имеющих общественное значение; их всегда следует располагать в расстоянии и направлении наибольшей безопасности по отношению к местным эпицентрам, которые разумеется заранее должны быть определены.

Действие землетрясений на постройки

В области наибольшего проявления ударов катастрофы захватывают искусственные сооружения человека, и для умения строить эти последние так,

чтобы они выдерживали динамические и сейсмические напряжения, необходимо изучение особых конструкций и наиболее подходящего материала. Излишне теперь доказывать важность этой технической задачи, достаточно воспринятую в конце прошлого века всеми культурными государствами, хотя исполнение ее не везде достаточно энергично проводится. После каждой большой катастрофы интерес населения и государственных органов повышается, подвигает вопрос на ступень дальше, но, не доведя до конца, замирает. И тем

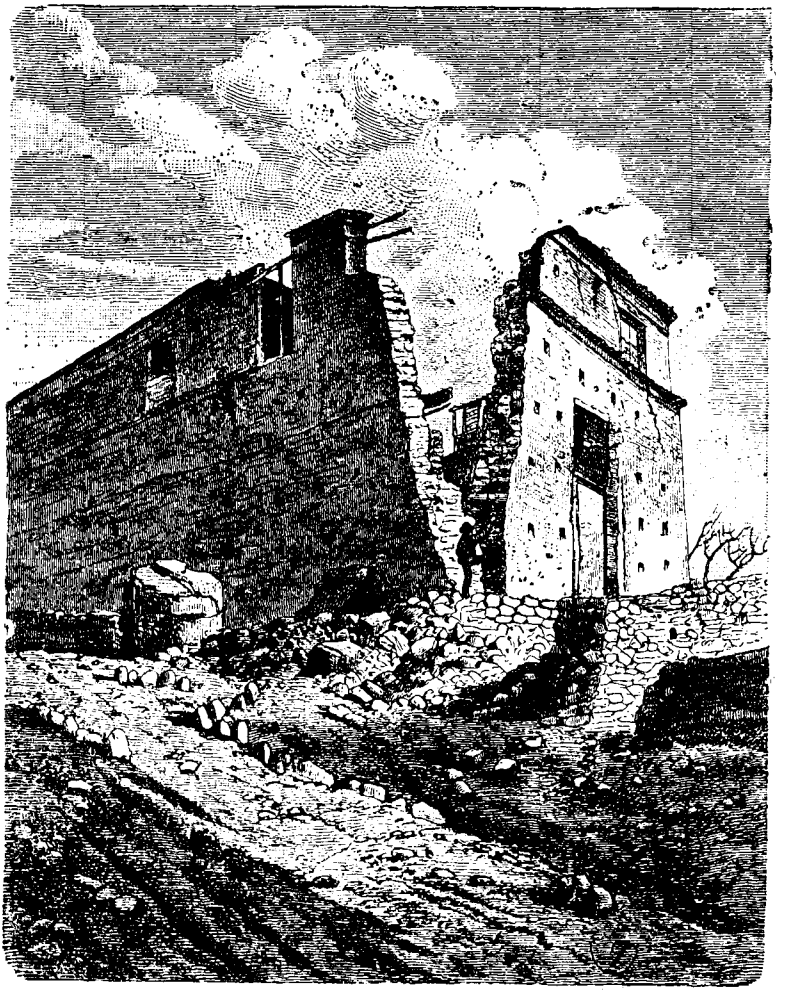


Рис. 490. Отвалившийся от косого удара угол собора в Патерно при неаполитанском землетрясении 1857 г.

не менее эта отрасль сейсмологии — антисейсмическая техника — стоит быть может ныне на более прочном основании, чем другие, и если бы только человечество действительно в полной мере использовало ее достижения, то несомненно потери от сейсмических причин уже сократились бы значительно.

Все главные принципы заложены, пути намечены, и необходима лишь разработка деталей и приспособление общих типов к условиям расположения, климата, местного строительного материала и этнографических особенностей населения тех или иных сейсмических областей. Иногда во-

прос этот склонны решать просто, говоря, что никаких особых построек не нужно, что римляне, не задаваясь сейсмическими расчетами, сумели воздвигать монументальные здания, пережившие много землетрясений, и что нужно лишь следовать их примеру, употребляя в дело лучший камень или кирпич, отличный цемент и глубокое заложение фундаментов и не пренебрегая ни одним требованием строительного искусства. Говоря так, забывают, что так были выстроены древними лишь ничтожное число важнейших государственных художественных сооружений, бесчисленное же количество обычных гражданских строений погибало бесследно; и что по этой же причине, по невозможности применения подавляющей массой населения хорошего строительного материала, происходило всегда наибольшее количество вреда с древних времен и ныне. Так обстоит дело по преимуществу в Греции, Малой Азии, на Кавказе и в Средней Азии. Например в наши дни еще (6 июля 1920 г.) погибло в Китае 200 000 чел., засыпанных в лёссовых пещерных жилищах. Почти 100 000 человек во время мессинской катастрофы 1908 г. в основном погибли исключительно по причине возмутительной недоброкачественности построек.

Другое решение вопроса о предохранении городов от сейсмических катастроф, часто предлагаемое, заключается в перенесении города в место более удачное по геологическим и почвенным условиям. Но и это решение обычно настолько же неисполнимо, насколько радикально, и чаще всего ограничивается лишь длительными обсуждениями специальных комиссий, сопровождается паникой населения, основанной на ней земельной спекуляцией и по мере исчезновения остроты бедствия отпадает. Правда доходило иногда и до осуществления проекта, как например перенос в 1854 г. после 14 разрушений столицы Сан-Сальвадора на 14 *км* к вулкану Кветуалтенеке; однако возникшая новая столица Санта-Текля сделалась лишь дачным местом, а столицей подлинной остался Сан-Сальвадор. Ницца со времени эпохи возрождения разрушалась в среднем раз в столетие и конечно никуда не будет перемещена. Богатейшая портовая Мессина также, едва лишь оправившись от первых ужасов, стала отстраиваться на том же месте, и что хуже всего, на своих же обломках. Алма-ата (б. Верный), Шемаха, Андижан, С.-Франциско остались на своих местах. Крупные центры развиваются исторически и лишь кажутся иногда случайно основанными по выбору людей. Последние не в силах побороть естественный ход событий и вопреки всем опасностям, едва лишь избежав одной, идут навстречу следующей, оставаясь на том же месте, воздвигая опять жилища на свежих могилах своих близких и соседей. Мы должны с этим считаться и следовательно, открыто идя навстречу грозным опасностям, принимать лишь все технические меры к предотвращению или смягчению их результатов, подобно тому как не прекращается судоходство из-за бурь в океане, но путем опыта лишь совершенствуется в борьбе с бурями. Так должны мы подходить и к вопросу об антисейсмическом строительстве, тщательно сочетая вместе все бесчисленные указания опыта разрушения построек с теоретическими данными распространения сейсмических волн в земной коре. В один из моментов оживления общественного интереса к антисейсмической технике после землетрясений мессинского и семиречепского по инициативе Д. И. Мушкетова в Обществе архитекторов-художников в 1909 г. в С.-Петербурге возникла комиссия для разработки вопросов стойкого строительства. Комиссия осуществила лишь первую часть подготовительной работы, собрав имевшиеся обязательные постановления и инструкции для строительства в сейсмических областях. Свод этих правил, действовавших в России, переиздан затем К. И. Богдановичем с приложением итальянской инструкции 1909 г. и является доступным всем интересующимся. В той же работе цитированы и важнейшие прежние иностранные источники по этому вопросу. Не входя в рассмотрение этих деталей, обратимся лишь к характеристике общих причин повреждения

построек, как они изложены К. Богдановичем [31], Хоббсом [32], Дерлетом [33] и в последнее время В. Цшохером.

Постройки могут приходить в движение во время землетрясения под влиянием двух причин, а именно: волн упругих и волн поверхностных, вызывающих действительное перемещение частиц. Упругие волны, достигая до основания постройки, начинают распространяться по ее частям и вызывают ее колебание, и тем скорее, чем возможный период колебания всей постройки ближе к периоду проходящих через нее волн. Воспринимая упругие волны, постройка приходит в движение подобно системе связанных между собою маятников, — так как каждое острие состоит из разнородных частей с собственными периодами колебания, — и в ней возникают очень сложные сгибающие и скалывающие напряжения, под влиянием которых она и может быть разрушена даже при отсутствии на поверхности земли разрывов и трещин. Если возникают и последние, то постройки испытывают непосредственный разрыв.

В каждом волнообразном движении, каким является распространение упругой энергии при землетрясении, различают его скорость (v), период (t) и амплитуду (a). Величина напряжений, возникших в постройках, зависит не столько от абсолютных величин этих элементов, сколько от величины приращения скорости, т. е. от величины наибольшего ускорения. Чем внезапнее приходит тело в колебание или чем резче изменяется направление этого колебания, тем сильнее и напряжение к разрыву. Величина наибольшего ускорения выражается формулой

$$A = \frac{4\pi^2 a}{t^2}$$

т. е. ускорение возрастает с увеличением амплитуды и уменьшением периода. Положение это является основным и исходным в современной антисейсмической технике и вместе с тем указывает на необходимость использования ею точных данных инструментальной сейсмометрии. Все эмпирические данные и наблюдения о влиянии степени рыхлости грунтов на разрушаемость построек приобретают бо́льшую ясность при представлении о влиянии большой амплитуды, свойственной рыхлым, особенно болотистым грунтам, на величину ускорения. А так как амплитуда колебания на глубине всего 3 *м*, еще по опытам Мильна, составляет всего $^1/_{34}$ амплитуды на поверхности, то ясна и благоприятная роль глубоких фундаментов, воспринимающих к тому же только идущие с глубины упругие волны без поверхностных. Стремление совершенно изолировать постройки от перехода в них всяких сейсмических волн, заставлявшее изобретать различные фундаменты на катках, шарах и т. п., бесплодно, ибо такие постройки не удовлетворяют всем остальным требованиям цивилизованной жизни и применимы лишь в некоторых странах неевропейского уклада. Остается следовательно изыскивать лишь способы возможно полного ослабления и обезвреживания сейсмических волн, учитывая их свойства. Для этого необходимо стремиться к конструкциям такого типа, чтобы они свободно выдерживали высокие напряжения, даже выше предела упругости поверхностных масс. Такому условию удовлетворяют два крайних типа, приводимые со времени Мильна как образцы антисейсмических построек, — гибкая корзина и стальной ящик. К тому же результату привело варварское обращение с пассажирским багажом на американских железных дорогах, которое заставило выработать два типа чемоданов — упругих легких ивовых или кожаных и твердых тяжелых кованых кофров. Последние при большой прочности имеют благодаря большому весу и значительную инерцию, у первых же при меньшей прочности инерция слаба как в состоянии покоя, так и движения. Вместе с тем гибкость тела способствует затуханию движений в нем. Первым условием каждой

антисейсмической постройки является ее полная однородность, чтобы моменты инерции ее отдельных частей не разнились значительно и периоды проходящих через нее упругих волн не зависели от разнородности материала. Чем больше постройка приближается к монолитному однородному типу, тем внутренние напряжения, а следовательно и повреждения становятся слабее. К монолитному типу более всего приближаются железобетонные конструкции, судя по опыту С.-Франциско и Ямайки. Вопрос о предпочтении жесткости или гибкости в постройках фахверковых и железобетонных вызывал различное освещение и повидимому не разрешен. В последнее время отдавалось предпочтение четырехугольным связям каркасов перед треугольными, как именно более сопротивляющимся изгибу здания без разрыва его. Большая высота зданий, ранее совершенно отрицавшаяся антисейсмикой, на опыте 1906 г. в С.-Франциско оказалась не столь вредной, как ожидалось. Влияние колебаний распространялось в них лишь до известной высоты, и верхние этажи громадных «небоскребов» почти не испытывали сотрясений и во всяком случае менее нежели подвальные.[1] Сильнейшие сотрясения испытывали первые этажи, расположенные непосредственно над уровнем Земли. Хорошей иллюстрацией устойчивости чрезвычайно высоких (и даже сложной архитектуры), но эластичных однородных строений служат японские многоэтажные пагоды (чогуното), так мало страдающие от многочисленных землетрясений, что население считает их выстроенными каким-то таинственным способом. Устойчивость постройки при землетрясении зависит также от целесообразной конструкции отдельных частей здания, т. е. фундамента, стен, полов, потолков и крыши.

Помимо уже указанного значения глубокого заложения фундаментов, рекомендуется изолировать их узкой круговой канавой для предохранения строений от вреднего влияния поверхностных волн. Чтобы инерция различных частей здания была возможно более однородной, необходимо распределять нагрузку на фундамент возможно равномернее. Самыми лучшими следует признать фундаменты на сваях, ростверках и железобетонные с правильной системой подвалов. Стены необходимо связывать с фундаментом так, чтобы они составляли его непосредственное продолжение. Если все части строения, благодаря однородности материала и прочности связи между ними, движутся при землетрясении как одно целое, то такое строение, не испытывая серьезных внутренних напряжений, может лишь опрокинуться, если окажется около крупного нарушения поверхности Земли. Наоборот, различие в материале и инерции частей здания, например двух противоположных стен, может повести к тому, что периоды их колебаний будут различными, и они начнут колебаться не согласно, а в противоположные стороны. Неоднородность двух соседних стен, например капитальной и фахверковой, может повести к тому, что ударами гибкой фахверковой разбивается каменная стена.

Если потолочные балки заделаны слабо в стены и между ними даже оставлены зазоры, как это делалось в Италии, то этот опасный прием ведет к страшному явлению «телескопирования» домов: все балки выскакивают из своих гнезд, потолки и полы падают как одно целое; многоэтажные дома превращаются в колодцы, наполненные мусором и трупами, как в Мессине. Соединение стропил со стенами должно быть также прочным, чтобы ударами стены не разбивались, или же крышу следует делать подвижной, располагая ее на катках. Крыши должны быть возможно ниже и легче; мало пригодна черепица, а еще хуже тяжелые земляные крыши Закавказья, всегда губившие массу людей. Сооружения однородные простых сечений, как цистерны

[1] Девятнадцатиэтажное здание в 96,2 *м* высоты почти не испытало повреждений, и игравшие в 17 этаже его на биллиарде спокойно продолжали свое занятие, не заметив землетрясения.

нефтяные и газовые, водоподъемные железные баки, минареты, маяки, обыкновенно прекрасно выдерживают землетрясения, несмотря на свою высоту. Особого внимания заслуживает укрепление лестничных клеток, а также печей и труб; последние лучше класть весьма прочно на цементе внутри здания и слабо на извести — вне его, дабы, падая, труба лучше сразу рассыпалась на куски, причиняя этим меньше вреда крыше. Также должны закрепляться углы зданий. Своды и арки весьма нежелательны, равно и лишние отверстия в стенах; все же необходимые должны тщательно закрепляться.

Вот в кратких словах выводы из существующих правил антисейсмического гражданского строительства. Типы небольших сельских домов выработаны сравнительно удачно и начали применяться ранее всего в Японии, с 1902 г. — в Шемахе (из камня или кирпича с деревянными связями и легкой крышей) и в Калабрии, где после 1905 г. был заново перестроен по выработанным планам ряд деревень (Мартирано, Айелло, Сан-Лео, Фавеллот и др.). При землетрясении 1908 г. они блестяще выдержали испытание. Относительно деревянных построек опыт показал, что хорошо срубленные дома на хорошем фундаменте вышиною до 4 этажей с хорошей штукатуркой, легкими дымовыми ходами и печами, с совершенными противопожарными устройствами, тщательной электропроводкой в бергмановских трубках представляют идеальный тип жилых домов, к которому в некоторых частях сейсмической Киргизии, Прибайкалья и Закавказья следует по возможности стремиться.

Обычное явление усиления катастрофы землетрясения сильными пожарами, вспыхивающими как от разваливающихся во время топки печей, так и от коротких соединений рызрывающихся электрических проводов, заставляет обратить особое внимание на предохранение и обеспечение действия водопроводных сетей угрожаемых городов, преимущественно их магистралей.[1] Главным толчком в этом направлении послужила гибель в 1906 г. С.-Франциско именно не столько от землетрясения, сколько от пожара, с которым, вследствие разрыва сдвигом земной поверхности главной линии водопровода, долго нельзя было справиться. То же произошло и в Токио в 1923 г., и в Манагуа в 1932 г., и в ряде других мест. Из этого ужасного опыта вытекает прежде всего необходимость расположения питающих города резервуаров и магистралей в различных направлениях, чтобы они не могли быть разрушены одной и той же дислокацией. Далее рекомендуется конструировать важные водопроводы в местах пересечения ими заведомых или возможных дислокационных линий, а также болотистых или вообще сильно насыщенных водой пространств, из клепаных железных или стальных труб с подвижными соединительными звеньями, большие же каналы закреплять железобетоном. Число распределительных резервуаров в самом городе должно быть возможно больше, а емкость их увеличена. Из гигиенических соображений также следовало бы оборудовать и канализационные системы, в особенности в густо населенных районах или важных курортных, как например южный берег Крыма.

Конструкция больших плотин для водохранилищ (и каналов) может считаться уже выработанной удовлетворительно, судя по тому же опыту С.-Франциско, где плотина св. Андрея, непосредственно оказавшаяся над большим сдвигом, устояла без повреждений и продолжала удерживать воду не хуже прежнего. Этот вопрос особенно интересен для советских инженеров, в связи с широкими оросительными сооружениями в Туркестане, местами, как например на р. Чу у озера Иссык-куль, проектированными по необходи-

[1] Во время землетрясения 10 марта 1933 г. в г. Лос-Анжелесе в Калифорнии ширина некоторых улиц увеличилась на 20 *см*, что вызвало необходимость наращивания водопроводных труб, а участки некоторых улиц получили приращение до 0.5 *м*.

мости на линиях возможных сейсмических нарушений, а также и на Кавказе.

Особое также внимание обращает и железнодорожное строительство, важные выводы для которого достигнуты за последнее время в Японии и Калифорнии. На железных дорогах обнаруживаются два специальных типа повреждений: расстройство насыпей и повреждение рельсов при колебаниях поверхности и выбрасывании балласта. Весьма обычны изогнутые действием горизонтального усилия пути в виде буквы S. Иногда остаются и вертикальные волнообразные изогнутия-складки, как следы прохождения волн силы тяжести. Разрыв рельсов представляет редкое явление (наблюдался в Андижане 16 декабря 1902 г.). Более тяжелы повреждения железнодорожных мостов, которые приводят к необходимости не только определить сечение и выгодную конструкцию устоев, обеспечивающие их целость при крупных наибольших ускорениях, но и выбрать такую конструкцию и такое соединение для верхнего строения, чтобы оно противостояло громадному боковому смещению.

Омори, следуя данным Мильна, вычислил, что наивыгоднейший профиль устоя, — как перпендикулярный, так и параллельный настилу моста, — должен быть параболического сечения. Последнее рекомендуется вообще для всех высоких сооружений, а также подпорных стен и береговых откосов мостовых частей, которые подлежат особо прочному закреплению. Важно также предохранить тоннели.

Выше было сказано, что современная антисейсмика зиждется на точных данных, причем основную роль играет определение в каждом случае величины наибольшего ускорения; А. Омори вычислил ее для землетрясений различной силы и получил, что катастрофические разрушения начинаются при величине наибольшего ускорения выше 4 000 *м*. На основании этих вычислений Канканьи в Италии и Омори в Японии дали шкалу абсолютного напряжения землетрясений, соответственно эмпирическим шкалам Росси-Фореля и Меркальи.

Таблица 67

Степени, принятые в С.-Франциско в 1906 г.	Меркальи (в скобках—Росси-Форель)	Омори (по величине наибольшего ускорения в *мм*)
1	VI (VII)	1; 200
2		2; до 900
3	VII (VIII)	3; до 1 200
4	VIII (IX)	4; до 2 000 5; до 2 500
	IX (X)	6; до 4 000
5	X	7; 4000
	XI	

Определение силы ударов при семиреченском землетрясении 1910 г. сделано К. Богдановичем применительно к этой комбинированной шкале. Шкала Омори-Канканьи имеет уже то громадное преимущество, что, выражая силу удара точными цифрами, дает в свою очередь возможность, путем

опыта исследовав различные конструкции на способность выдерживать определенное наибольшее ускорение, выбирать наиболее подходящие в каждом случае вполне сознательно. Омори построил для этого особую платформу, которой можно давать определенные движения, каждый раз точно зная величину наибольшего ускорения; широко поставленные в Токийском университете опыты с такой платформой дали уже много важных выводов для практики антисейсмического строительства. Идя тем же путем изучения методами сейсмометрии различных колебаний, испытываемых мостами, подвижным составом, зданиями от работающих по соседству машин или большого уличного движения, рудничных креплений около работающих насосов и других установок и т. п., можно получать ценнейшие заключения, выбирать выгодные конструкции, сохранять сооружения от порчи и предотвращать ката-

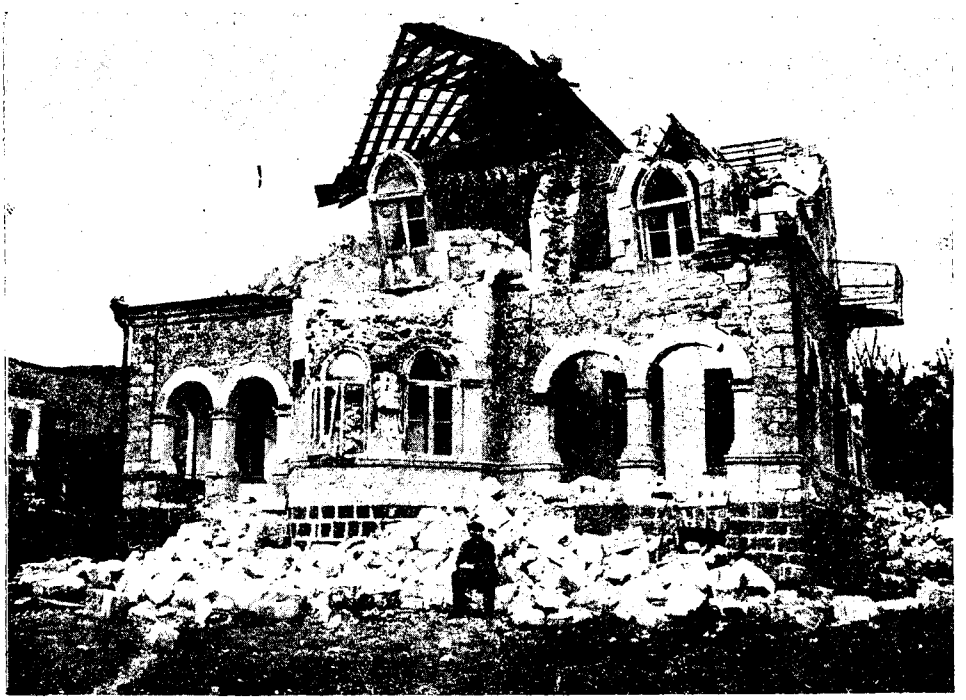


Рис. 491. Совершенно разрушенный землетрясением 1927 г. дом в г. Балаклаве. Фот. П. Двойченко.

строфы, внезапные и иногда кажущиеся загадочными, вроде беспричинного обвала колокольни св. Марка в Венеции или провала под кавалерией Египетского моста в Петербурге в 1905 г. Последний случай мог быть вызван именно не нагрузкой, а ритмическим движением кавалерии и возможным совпадением периода этого ритма с периодом собственного колебания моста. Здесь однако мы совершенно уже покидаем область компетенции геолога и вступаем на весьма широкое и плодотворное поле деятельности физика и инженера.

Американские инженеры подошли к вопросу об антисейсмическом строительстве с точки зрения также страховой, т. е. к исследованию рациональной основы страхования от землетрясений (Фриман). При определении сейсмичности районов они исходят из предпосылки, что наиболее безопасными являются районы с постоянно повторяющимися небольшими толчками. Убыточность же (сейсмическую) определяют в год на 100 долларов строительной стоимости сооружений от 1 цента (атлантическое побережье

Северной Америки) и до 10 центов (Калифорния). Общий убыток США и Канады от землетрясений за 100 лет, по Фримаиу, составил 40 000 000 долл. главным образом собственно от пожаров при землетрясениях. Так от землетрясения в 1906 г. С.-Франциско имел убыток в 20 млн. долл., но сверх того от пожара — 414 млн. долларов. Таким образом страхование вполне возможно. Вместе с тем американцы считают излишним стремление к точному изображению возможных величин ускорения для целых районов, так как чрезвычайно большие изменения вносят местные геологические условия.

Приведем интересные с исторической точки зрения случаи и предложения антисейсмического строительства прежнего времени.

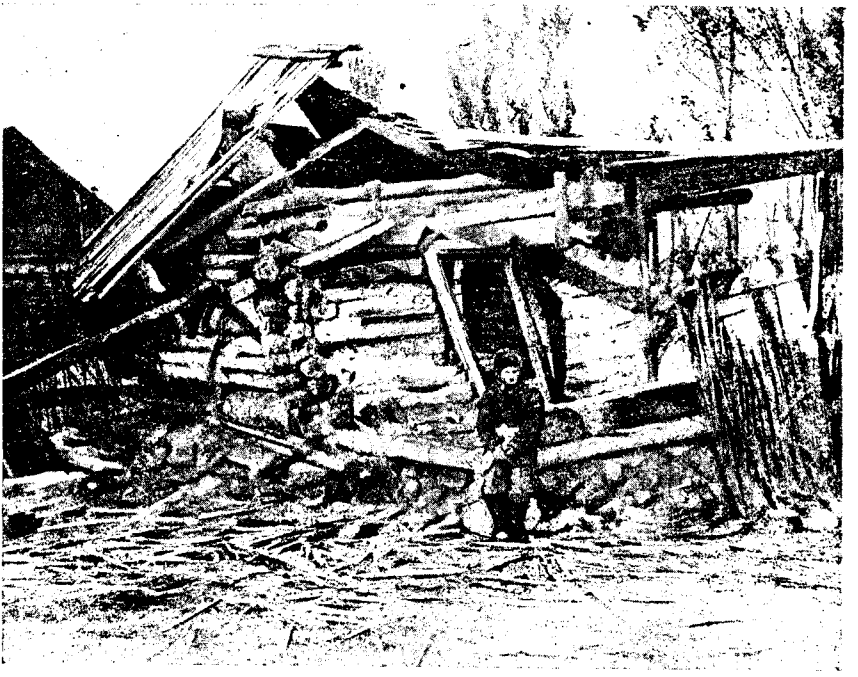


Рис. 492. Опрокидывание здания при землетрясении в г. Алма-ата (б. Верный) в 1911 г. Фот. Д. Мушкетова.

Предлагали помещать здания на железных шарах или на двух рядах катков, пересекающих друг друга под прямыми углами. Японцы помещают дома на круглых камнях.

Для уменьшения веса верхних частей зданий предлагались пустотелые кирпичи. Для внутренних украшений гипсовые отливки могли бы быть с успехом заменены papier mâché и carton pierre, упругость которых сравнительно велика. Все дома — каменные, кирпичные и деревянные — должны бы строиться широкими и низкими, а улицы должны бы быть втрое и вчетверо шире домов.

Дома на кирпичных столбах или веранды на деревянных колоннах ни в каком случае не допускаются; непрочность их обнаружилась при землетрясении в Чарльстоуне в 1886 г.

Вследствие разнородности и плохого качества известкового раствора произошли такие ужасные разрушения, какие наблюдались в С.-Франциско в 1868 г. или в б. г. Верном в 1887 г., где от некоторых домов остались только деревянные рамы, а от Покровской церкви — куча обломков, и это среди сравнительно мало поврежденных домов. В Мессине в 1908 г. и в Крыму в 1927 г. сказалось гибельное влияние плохого связующего материала (рис. 491). Облицовка стен кирпичом с заполнением промежутков строительным мусором послужила причиною больших опустошений на Филиппинских о-вах в 1880 г., а также всегда сказывалась в Италии и на Ривьере. Насколько деревянные дома устойчивее каменных, показало верненское землетрясение 1887 г., когда в г. Верном все каменные дома

были повреждены (около 1 500 домов), а деревянные уцелели; в них развалились только печи и трубы.

Насколько нужно избегать большого числа прямоугольных отверстий (окон), расположенных один над другими, показывают данные Мильна, который из наблюдений 330 европейских домов, поврежденных в квартале Гинзо в Токио в 1885 г., пришел к тому заключению, что полукруглые окна устойчивее прямоугольных и что трещины образуются над отверстиями (окна, двери), что подтвердилось наблюдениями при верненском землетрясении 1887 г.

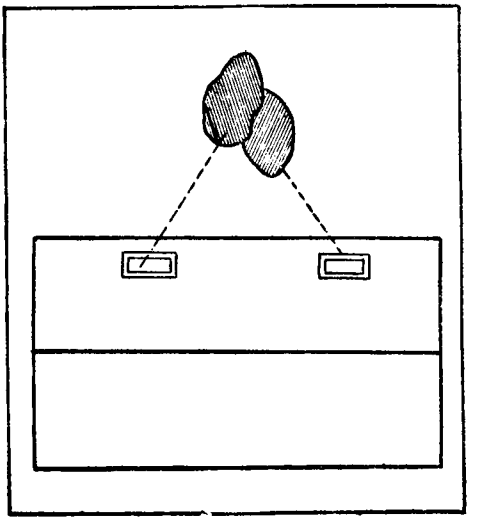


Рис. 493. Падение двух дымовых труб в одно место.

Размах зданий во время землетрясения зависит отчасти от их конструкции, отчасти же от размера, природы и продолжительности движения, сообщенного их фундаментам. Резкими и сильными ударами здания опрокидываются совершенно (рис. 492). При малых землетрясениях верхняя часть дома часто может перемещаться в более значительных пределах, чем почва, поддерживающая фундамент. Например во время землетрясения в Иокогаме в феврале 1880 г., когда наибольшая амплитуда земного движения вероятно не достигала 20 *мм*, из медленных качаний японских картин, достигавших в длину от 90 до 180 *см* и колебавшихся взад и вперед на стене, можно было заключить, что движение верхних частей зданий было весьма значительно. В некоторых случаях эти картины отшатнулись даже на 60 *см*, и по характеру качания можно было заключить, что оно согласно с действительным качанием домов. Поэтому оказывается, что такой дом раскачивался из стороны в сторону на расстояние 30 *см* от положения равновесия. Что движение было значительно — говорят все старавшиеся стоять во время удара, ходить же твердо по полу верхнего этажа было невозможно. Рассматриваемые здесь дома или чисто японской конструкции, или же снабжены деревянным остовом наподобие европейских; последний вид зданий весьма часто встречается в Токио и Иокогаме. Перри и Эйртон рассчитали период полного колебания различных построек. Для дома с квадратными внутренним и внешним сечениями, соответственно равными 7,8 × × 7,8 и 9 × 9 *м*^{2}, и с высотою в 9 *м* рассчитанный период равнялся 0,06 сек. Во время упомянутого землетрясения многие дома колебались подобно оборотным маятникам. После удара наблюдатель, живший в верхнем этаже высокого деревянного дома с черепичной крышей, сообщил Мильну, что старался сосчитать дрожания, и, по его впечатлению, для полного качания нужно было около 2 сек. Предполагая, что верхняя часть деревянного дома перемещалась на 30 *см* и что число колебаний в секунду равнялось 0,5, мы получим наибольшую скорость точки на вершине такого дома равной приблизительно 1,8 *м* в секунду.

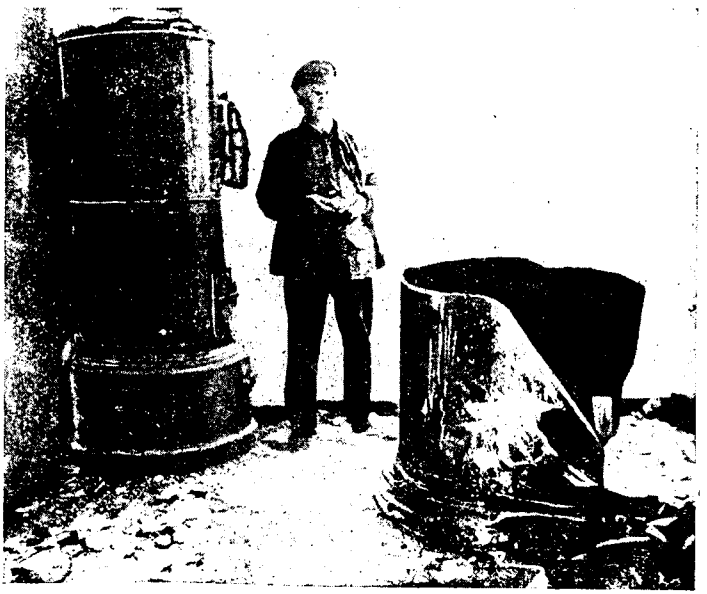


Рис. 494. Падение печки. Ялта, 1927 г. Фот. П. Двойченко.

Маллет, наблюдавший колебания различных строений, говорит, что шпиц в Салисбюри во время шторма перемещается взад и вперед более чем на 76 *мм*. Хорошо построен-

ная кирпичная стена, сложенная на цементе, достигавшая 12 *м* высоты и 15 *см* толщины, по наблюдениям, испытала поперечные колебания в 60 *см* перед своим падением. Труба восьмиугольного сечения с тяжелым гранитным чепцом, достигавшая высоты 48 *м*, вершиной своей колебалась почти на 12,5 *см*. После этого нет ничего невероятного, что во время сильного землетрясения здания совершенно опрокидываются.

Если тонкий шест, одним концом вертикально укрепленный в землю и нагруженный какой-нибудь тяжестью, подвергается землетрясению, то он начинает колебаться взад и вперед наподобие оборотного маятника. Период качания главным образом зависит от

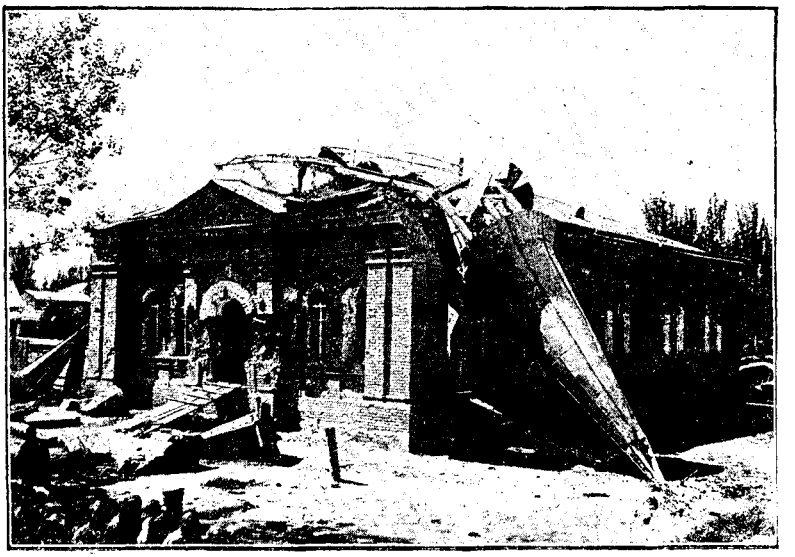


Рис. 495. Татарская мечеть в б. г. Верном (Алма-ата), разрушенная землетрясением 28 мая 1887 г.

размеров, упругости и нагрузки стержня. В здании мы должны рассмотреть дрожание различных частей, периоды дрожания которых были бы различны, если бы они не были связаны между собою. Вследствие различия в периоде колебания происходит то, что пока одна часть здания стремится двигаться вправо, другая стремится влево, а потому они сами или связь, их соединяющая, подвергаются напряжению и разрываются. Это было с поразительной ясностью доказано землетрясением в Иокогаме 20 февраля 1880 г., срезавшим многие из домовых труб на уровне крыш. Трубы представляют кирпичные столбы с более медленным периодом колебания, чем крыши, через которые они проходят; в рассмотренном случае крыши колебались вместе со всем домом, остов которого был сделан из дерева.

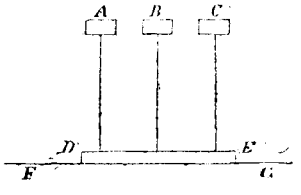


Рис. 496. Опыт Мильна.

Во время больших землетрясений печные трубы падают в громадном количестве; так в 1886 г. в Чарльстоуне из 14 000 почти 13 290 было разрушено, т. е. 95%, а остальные повреждены. Большая часть была разрушена в местах соединения с крышей, как будто бы были срезаны, вследствие неодновременности вибраций. Это можно подтвердить следующим случаем: в Иокогаме 20 февраля 1880 г. печная труба, соединенная с крышей железным поясом, была очевидно разломана этим самым поясом. То же наблюдалось при верненском землетрясении 1887 г., где между прочим сброшен был небольшой минарет с татарской мечети.

Во время небольших землетрясений опустошения особенно замечались в трубах из легких материалов с тяжелыми карнизами из тесаного камня. Поэтому нужно безусловно запретить этот способ орнаментации, а делать трубы легкими и строить их совершенно отдельно от стен домов и такого вида, чтобы они могли колебаться сами по себе. Это правило должно простираться на очаги и водопроводные трубы всякой конструкции, идущие в вертикальном направлении. Заводские трубы, когда они не были опрокинуты колебаниями, не перешедшими за предел их упругости, часто разрушались раздавливанием под влиянием вертикальной силы. Следует делать их из возможно более плотных материалов, чтобы уменьшить амплитуду их колебаний. Так же всегда падают круглые железные печи (рис. 494), башни и шпицы (рис. 495).

Падение печных труб характеризует VIII степень силы землетрясения по скале Росси-Фореля. Их верхние части часто бывают отброшены на значительное расстояние. Кстати можно привести любопытные наблюдения над двумя печными трубами одного и того же дома, отброшенными на значительное расстояние в Gregg's около Чарльстоуна, — прекрасное доказательство разности вибраций, сообщаемых различным частям одного и того же здания. Наблюдения над степенью разрушения труб в одном городе очень важны, так как являются довольно однородным показателем при общем разнообразии построек. На это особенно указал В. Вебер.

Интересно рассмотреть не только колебания частей здания относительно друг друга, но и колебания каждой части относительно всего здания и относительно Земли, колебания которой, нужно помнить, не строго периодичны. Некоторые из главных выводов, зависящих от принципа «периодов относительного колебания», могут быть поняты из следующих опытов Мильна.

На рис. 496 изображены три плоских упругих бамбуковых пластинки (пружины) *A*, *B*, *C*, вершины которых нагружены кусочками свинца. Нижними концами они укреплены в доске *DE*, и все покоится на столе *FG*. Так как ножки стола не закреплены, то ударами пальцев по столу мы можем вызвать короткие колебания взад и вперед. Грузы *A* и *B* одинаковы между собою, но несколько более груза *C*. Следовательно периоды колебания *A* и *B* одинаковы, но отличны от *C*. Высота пружин 45 *см*; каждый из грузов *A* и *B* равен 320 *г*, и они совершают одно колебание в секунду; груз *C* составляет 199 *г* и совершает 0,75 качания в секунду.

Первый опыт. Если мы сообщим столу слабое движение взад и вперед, размеры которого настолько незначительны, что оно незаметно для невооруженного глаза, то или *A* и *B* придут в сильное дрожание, между тем как *C* останется в покое, или, наоборот, *C* будет колебаться, а *A* и *B* останутся в покое. В первом случае период дрожания стола согласен с периодом дрожания *A* и *B*, между тем как во втором он согласен с периодом *C*.

Это показывает нам, что если колебания дома или частей его согласны с колебанием почвы во время удара, то дом легко приходит в сильное дрожание, весьма опасное для него.

Второй опыт. *A* и *B* связаны вместе при помощи бумажной полоски, наклеенной между ними (полоска была шириной в 9 *мм* и выдерживала вес около 1,225 *кг*). Если стол, как и прежде, приводится в дрожание, *A* и *B* получают одинаковое движение и стремятся остаться на том же расстоянии друг от друга, вследствие чего полоска бумаги не разрывается. Из этого опыта следует, что, пока различные части здания колеблются почти согласно между собою, их связи или всякие соединяющие их приспособления не будут подвергаться значительным напряжениям или же вовсе не испытают напряжений.

Третий опыт. Соединим *A* и *C*, или *B* и *C* между собою бумажною полоской подобно тому, как мы делали при последнем опыте. Если мы приведем теперь стол в дрожание, период которого равен периоду дрожания *A* и *B*, или *C*, то бумажная полоска тотчас же разорвется.

Это показывает, что если различные части здания вследствие своей высоты или толщины приходят в несогласное колебание, то напряжение их связей настолько значительно, что или самые колеблющиеся части, или связи не выдерживают его и лопаются. Это наглядно подтверждается опрокидыванием труб во время землетрясения в Нокогаме в феврале 1880 г., в б. Верном в 1887 г. и пр. Частный случай опрокидывания труб лучше объясняется следующим опытом.

Четвертый опыт. Возьмем маленький кусок дерева, около 2,5 *см* высоты и 1,8 × 1,8 *см*^{2} поперечного сечения, и поместим его на грузы *A*, *B* или *C*. Мы заметим, что хотя пружина, на которой помещен брусок, раскачивается в стороны на расстояние до 7,5 *см*, он все-таки остается в своем положении.

Этот брусок мы можем рассматривать как верхнюю часть колеблющейся трубы и замечаем, что, пока она легка, она не стремится упасть.

Пятый опыт. Повторяем четвертый опыт, поместив на брусок, изображающий верхушку трубы, свинцовый колпачок весом всего в несколько граммов. При начале дрожания мы заметим, что колпачок быстро падает. Это повидимому показывает, что трубы с тяжелыми верхушками более склонны к падению, чем легкие.

Шестой опыт. Связав стержни *A* и *B* вместе бумажной полоской и поставив брусок на вершину любого из них, заметим, что брусок будет стоять, как и при четвертом опыте.

Седьмой опыт. *A* и *C* или *B* и *C* связываются вместе и брусок помещается на вершину одного из них. Когда наступают качания, то хотя бумага и не разрывается, но брусок быстро падает.

Восьмой опыт. Берем два карандаша или куска стеклянной трубки и подкладываем их под доску *DE*. Если стол *FG* получает толчок в направлении *DE*, то мы замечаем, что пружины не дрожат.

Подобным же образом, если бы дом или часть его, как уже было предложено выше, покоились на шарах или катках, то дом избежал бы многих дрожаний.

Девятый опыт. Приведя любую из пружин в сильное дрожание слабым трясением *DE*, вместо трясения стола, внезапно прекратим движение, тогда мы заметим, что в момент прекращения движения доска и пружины получат внезапное и весьма ощутительное движение в том направлении, в котором совершалось последнее движение пружин, и хотя

пружины при качании описывали значительные дуги, всякое движение моментально прекратится.

Это показывает, что напряжение фундамента дома, находящегося в состоянии колебания, весьма значительно.

Нетрудно было бы придумать еще опыты для пояснения других явлений, связанных с принципом периодов относительного колебания, но может быть приведенных примеров уже достаточно, чтобы показать тем, кто не вдумывался в этот вопрос, всю его важность при постройке зданий. Может быть даже бо́льшая часть всего здесь сказанного покажется многим очевидными истинами, не требующими доказательств; но их важность настолько велика, что рассмотрение их вполне уместно.

Можно заметить, что при сооружении новых труб в Нокогаме этим принципом воспользовались, и трубы стали возводиться независимо, без соприкосновения с главными балками.

Типы зданий, встречающихся в странах, подверженных землетрясениям. В Японии мы имеем прекрасные случаи изучать разные типы зданий. Большинство зданий построено конечно по японскому типу. Обыкновенный японский дом состоит из легкого остова, состоящего из брусьев менее 10 *см* в диаметре, которые связаны между собою без подпорок и подбалочников и взаимно пересекаются под прямыми углами. Промежутки заполнены плетенкой из бамбука, покрытой глиной. Эта постройка стоит на ряде валунов или тесаных камней, врытых в почву до глубины 30 *см*. Все устройство настолько легко, что нередко случается видеть, как довольно большой дом перевозится с места на место на деревянных катках. В таком здании появление трещин после ряда слабых ударов столь же мало вероятно, как и в плетеной корзине.

Более значительные здания, например храмы и пагоды, также построены из дерева. Они состоят из такого числа отдельных кусков столь тесно связанных между собою, что проявляют значительную упругость во всех направлениях. Здания европейской постройки конечно состоят из кирпичной или каменной кладки на цементе. Некоторые из них, как например постройки Гинзы (Ginza) в Токио не рассчитаны на большую прочность, другие же, напротив, отличаются массивностью стен и по прочности не уступают зданиям, возводимым в Европе.

Третий тип представляют здания, построенные из булыжника: булыжники связаны между собою железными стержнями, пропущенными через стены в различных направлениях; такие здания имеют целью противостоять землетрясениям.

В Америке патентована система, несколько похожая на только что описанную, и образцы так называемых «выдерживающих землетрясение зданий» можно встретить в Сан-Франциско.

Брунтон, специально изучавший японские постройки, приводит проект дома, верхняя часть коего должна покоиться на шарах, которые могут вращаться в чашах, укрепленных в нижней части здания и врытых глубоко в землю. Этим же принципом, по предложению Маллета, воспользовался Брунтон для поддерживания столов с аппаратами некоторых японских маяков. Существование таких проектов показывает, что обыкновенный японский дом, несмотря на прочность постройки, не может удовлетворить всем требованиям. Нужно что-нибудь, что могло бы вследствие упругости растягиваться от напряжений, что-нибудь, приближающееся к японскому деревянному дому. Для окончательного сравнения достоинств японской постройки с современною постройкою из кирпича и камня нужно конечно обратиться к самым зданиям. На основании личного опыта Мильн говорит, что не заметил на японских деревянных постройках никаких следов, которые можно было бы приписать землетрясениям. Кроме того Памо Позо, товарищ министра общественных работ, специально изучавший японские постройки, говорил Мильну, что ни один из храмов или дворцов, многие из которых существуют несколько столетий и подвергались не только слабым землетрясениям, но и несколько сильным, не показывают следов разрушения. Наибольший ущерб, причиняемый большими землетрясениями, заключался в пожарах и наводнениях. Справляясь по книгам о разрушительных землетрясениях, мы видим по иллюстрациям, изображающим пожары, что во всех случаях наибольшее разрушение происходило от огня. Ввиду того что почти все японские дома построены из легко воспламеняющихся материалов, нетрудно объяснить себе уничтожение их огнем. Для японца, живущего в доме, который можно сравнить с трутницей, огонь является одним из опаснейших врагов, и в городе, как Токио, в зимние месяцы нередко приходится наблюдать пожары, истребляющие от 100 до 500 домов. В одну зиму Мильн был свидетелем трех пожаров, каждый из которых истребил более 10 000 домов. При землетрясении в Гифу 16—18 октября 1891 г. сгорело 1 242 дома.

Хотя слабые японские землетрясения повидимому не оказывают заметного влияния на туземные постройки, тем не менее весьма вероятно, что они оставляют незначительные последствия, наблюдение которых затрудняется свойствами самой постройки. Когда же мы осматриваем строения иностранной конструкции, под которыми подразумеваются кирпичные и каменные здания, перед нами развертывается совершенно иная картина, и последствия землетрясений бросаются в глаза при первом же взгляде. Примеров таких последствий было приведено уже много. Такие здания страдают не только от образования трещин и опрокидывания труб, но в них наблюдаются и внутренние последствия. Например в остове крыши Музеума при Инженерной коллегии в Токио есть много попереч-

ных брусьев, играющих роль подпор и подбалочников, имеющих целью более или менее препятствовать горизонтальному движению. Те из них, которые были неподвижно соединены между собою болтами и железными наугольниками, вследствие недостатка упругости оказались согнутыми и скрученными в различные формы. Здания в Токио, построенные

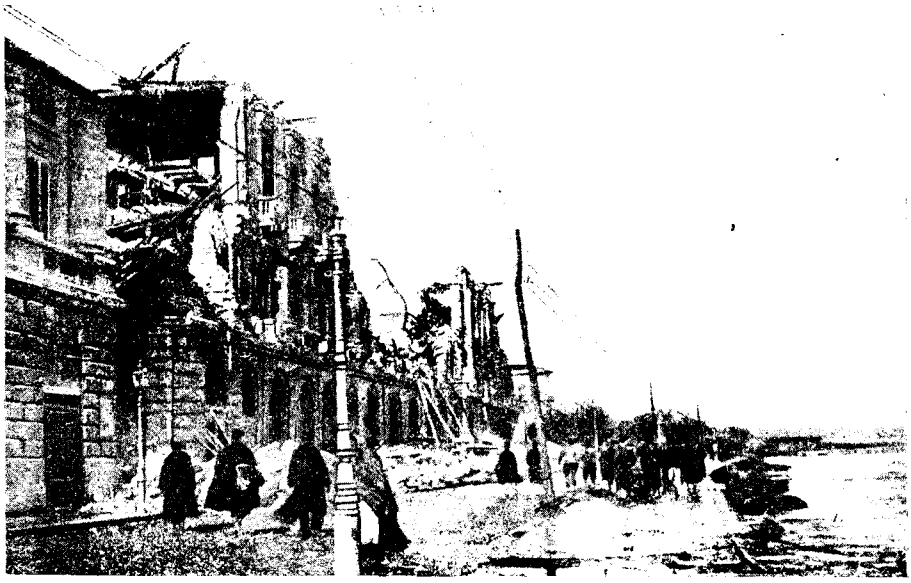


Рис. 497. Разрушения в Мессине 1908 г. Уцелевшие фасады набережной. Фот. Д. Мушкетова.

крепко, чтобы хорошо выдерживать землетрясения, повидимому страдали мало. Мильн указывает только один пример порчи нескольких труб во время сильного удара 1880 г.

Обыкновенные дома в Италии, хотя и строятся из камня на цементе, но кладка в них весьма плоха, и поэтому, как выяснилось, они вовсе не способны выдерживать ужасные



Рис. 498. Разрушения в Италии в 1930 г.

сотрясения, которым они по временам подвергаются. Хотя строения больших городов, как Неаполь, Рим и Флоренция, лучше деревенских, тем не менее высота домов и узость улиц таковы, что заставляют содрогаться при мысли о возможности землетрясения даже средней силы, гибель же Мессины была обусловлена именно этими причинами (рис. 497—499).

В Южной Америке, где многие постройки делаются из кирпича и из камня, обыкновенные дома и даже более значительные здания строятся специально с расчетом на землетрясения. В своем отчете о путешествии вдоль западного берега Южной Америки Дуглас [*34*] говорит: «Характерным строительным материалом Гваякиля является бамбук; стволы его, достигающие в толщину многих дюймов, снабжаются продольными разрезами на расстоянии дюйма один от другого; один из этих разрезов является сквозным и дает возможность развернуть бамбук в доску достаточной для строительных целей ширины. Дома и даже церкви, обладающие известной первобытной красотой и построенные из такого тростника, связанного веревками, так что требуется весьма мало гвоздей, выдерживают настолько всякие сотрясения почвы, что во время землетрясений оказываются сравнительно безопасными». Только что описанный дом представляет преувеличение принципа, положенного в основание устройства обыкновенных японских домов.

Понятие о другом виде южно-американских построек мы можем получить из статей того же автора о Лиме, в одной из которых он говорит: «Строить высокие дома значит готовить материал для разрушения при первом же землетрясении; поэтому, чтобы достигнуть простора, безопасности и удобств, жилища богатых представляют нам ряды строений, окружающих системы дворов с цветами и фонтанами, соединенных между собою широкими проходами, через которые открываются виды на все сады, разведенные на дворах».



Рис. 499. Разрушение в г. Аквилонии, в Италии. 1930 г. Фот. Д. Мушкетова.

История показывает, что этот тип домов явился результатом опыта, так как говорят, что жители Южной Америки, увидев, что испанцы строят высокие дома, говорили им, что они сооружают себе гробы. В Ямайке уже в 1862 г. опыт научил испанцев строить низкие дома, выдерживающие сотрясения лучше высоких. В Каракасе, названном городом землетрясений, говорят, что они наносят ежегодно убыток, равный поголовному налогу в 4 доллара. Чтобы довести этот убыток до минимума, большое внимание обращено на постройки. «Фундаменты с выдающимися углами (сообщающие зданию слегка пирамидальный вид) оказались более удобными, чем вполне перпендикулярные стены; заделанные в гнезда краеугольные камни и потолочные балки спасли много жизней в то время, когда центральные стены трескались сверху донизу; своды и арки со сводными камнями, как они ни массивны, более опасны, чем простые деревянные притолки; во всем городе мало изолированных зданий. Во многих улицах широкие железные перекладины, прикрепленные к стенам на фут выше дверей домов, тянутся от дома к дому вдоль всего фасада целого квартала. Кирпичные трубы, наподобие башенок с железными украшениями наверху, привлекли бы на строителя месть возбужденной толпы; крыши плоски или представляют террасы, дымовые трубы оканчиваются на высоте карнизов крыши продырявленной крышкой».

Опыт и наблюдения разрушительных последствий приводят к следующим общим правилам по отношению к антисейсмическим постройкам:

1. Выбирая место для дома, следует, на основании опыта других или личных исследований, отыскать местность, наименее подверженную ударам.

В некоторых случаях она окажется на холмах, в других — в долинах и равнинах.

2. Широкая открытая равнина представляет меньшую вероятность сотрясений, чем местность на холме.

3. Следует избегать слабых пород, покоящихся тонким слоем на более твердых породах.

4. Если сотрясения обычно происходят в определенном направлении, то параллельно ему нужно строить глухие стены, без отверстий, а стены со многими отверстиями — под прямым углом к этому направлению.

5. Следует избегать нависших карнизов и крутых откосов.

6. Следует так располагать отверстия в стенах, чтобы для горизонтальных напряжений все сечения под прямыми углами были одинаковой прочности.

7. Следует помещать притолки над плоскими каменными или кирпичными арками.

8. Чтобы здания выдерживали разрушительные удары, следует строго следовать одной из специальных систем постройки; легкие здания на подвижных основаниях оказываются более дешевыми и вероятно лучшими.

9. Все части здания должны обладать почти одинаковыми периодами качания.

10. Если необходимо, чтобы период качания одной части здания отличался от периода качания других, например кирпичная труба в деревянном доме, то следует или сделать их настолько свободными, чтобы они могли качаться независимо друг от друга, или же связать их между собою весьма прочно.

11. Следует избегать тяжелых крыш и труб; если основания свободны, например на шарах, то крыши могут быть тяжелыми.

12. При каменной и кирпичной кладке необходим хороший цемент.

13. Арки должны, закругляясь, незаметно переходить в косяки.

14. Крыши должны быть пологими и легкими.

15. В областях, где имеются термиты и вообще всякие насекомые, точащие деревянные, цементные и др. части зданий, последние следует особенно предохранять, так как (на примере калифорнийского землетрясения 1933 г.) насекомые подготовляют разрушение зданий при землетрясениях [*35*].

В соответствии с указаниями практики по антисейсмическому строительству, накопившимися как в Союзе, так и в ведущих по этому строительству странах, представляется возможным в дальнейшем установить следующие градации в пользовании данными сейсмотектонических карт.

1. Антисейсмические здания и сооружения массового и промышленного типа, воздвигаемые в сейсмических районах, характеризуемых расчетным сейсмическим ускорением в 1 000 *мм/сек*^{2} и выше, должны быть конструируемы в строгом соответствии с требованиями основных принципов антисейсмического строительства как со стороны несущей конструкции, материала, так и со стороны производства работ и общего оформления плана, высоты междуэтажных перекрытий и верхнего покрытия. Все основные размеры несущей конструкции должны быть поверены и оправданы кроме обычного еще и сейсмическим расчетом, т. е. расчетом, в котором приняты во внимание сейсмические силы инерции.

2. Антисейсмические здания массового и промышленного типа и сооружения, возводимые в сейсмических районах, характеризуемых расчетным ускорением в 500 *мм/сек* и до 1 000 *мм/сек*, должны быть конструируемы при строгом соблюдении основных требований антисейсмического строительства в указанном выше разрезе, но без дополнительной к основной поверки и оправдания размеров несущей конструкции особым сейсмическим расчетом [*36*].

Выше указывалось, что силовые установки, машины и тракторы могут явиться источником микросейсмических колебаний, интенсивность и период которых в значительной степени обусловливаются геологическим строением местности. Вообще говоря эти микросейсмы не оказывают сколько-нибудь заметно мешающего действия на нормальную городскую деятельность. Иначе обстоит дело на заводских площадках, в районе которых установлены более или менее мощные источники механических колебаний (машины, паровые молоты, копры и т. п.). В этом случае собственные колебания самых верхних слоев, образующих «микрогеологию» данного участка, могут оказать весьма вредное, а иногда и разрушительное действие на окружающие сооружения. С этой точки зрения можно разбить микрогеологические структуры на два основных типа.

1. Мощный слой наносов, покоящийся на коренных породах.

2. Тонкий слой наносов, подстилаемый плывуном или аналогичным образованием.

В первом случае собственные колебания не достигают значительной величины, и благодаря большому поглощению энергии ожидать сколько-нибудь резко выраженного резонанса довольно трудно.

Во втором случае собственные колебания возбуждаются очень легко, распространяются на сравнительно большое расстояние и в случае резонанса могут представить серьезную опасность не только для окружающих зданий и машин, но и для самого источника колебаний.

Эти положения можно подкрепить примерами, которые почерпнуты из исследований Сейсмологического института (Н. В. Вешняков).

Так на Златоустовском механическом заводе, расположенном на мощном слое наносов без указаний на наличие плывуна, ни работы 3,5-тонного молота, ни проход поезда, ни работа 420-тонного пресса не вызывали сколько-нибудь заметного возрастания колебаний даже в непосредственной близости от сейсмографа.

То же самое наблюдалось в Илецке на соляном штоке очень большой мощности (больше 500 *м*), где, несмотря на производство рудничных работ, откатку груженых вагонеток, работу подъемника и т. п., колебания не превосходили 0.1 микрона.

Совершенно иначе обстояло дело на участках, микрогеология которых относится ко второму типу.

Например на заводе «Русский дизель» в Ленинграде, расположенном на тонком слое наносов (6—10 *м*), подстилаемом плывуном, работа копра для разбивки чугуна вызывала весьма интенсивные колебания дома, отстоящего на расстоянии 100 *м* от копра. Сейсмометрическое исследование показало, что резкое возрастание амплитуд сопровождалось периодом, близким к 0.1 сек., являющимся повидимому основным тоном колебаний данной микрогеологической структуры наное-плывун, что хорошо видно из таблицы 68.

Таблица 68

Период почвы в секундах	0,02	0,06	0,08	0,10	0,28
Амплитуда в микронах	0,5	0,4	6,5	11,0	1,6

Совершенно ясно, что на таком участке нельзя устанавливать мощный двигатель, дающий 600 оборотов в минуту, так как это грозило бы возбуждением резонанса слоя.

Наконец на одном архангельском лесозаводе, стоящем на тонком слое наносов (5—8 *м* мощности), подстилаемом плывуном, увеличение частоты лесопильных рам с 290 до 330 в минуту вызывало такие сотрясения котельной установки, что появилась угроза ее целости. Предпринятое сейсмометрическое исследование должно было выяснить, вызваны ли эти сотрясения резонансом слоя или резонансом котельной установки. В первом случае пришлось бы возводить искусственное ограждение с тем, чтобы, перерезав плывун, изолировать котельную установку, во втором случае пришлось бы изменить период собственных колебаний котельной установки, увеличив например ее жесткость. Наблюдения показали, что в данном случае виновником оказалась сама котельная установка, колебания же слоя при этих частотах существенной роли не играли. Этим определился выбор мер защиты от сотрясений.

Из приведенных примеров ясно, что при выборе площадки под мощные силовые установки следует учитывать не только статические свойства грунта, но и динамическую характеристику данной микрогеологической структуры.

§ 42. НАРУШЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Главный объект работы геолога при исследовании землетрясений — изучение явлений остаточной деформации в твердой земной коре; следовательно необходимо уметь разграничить области остаточной деформации от

областей распространения только упругих волн, пользуясь исключительно методами геологического наблюдения. Следует сказать, что до недавнего времени геологические исследования землетрясений, отражая преимущественно влияние старой школы Маллета, заключали в себе меньше всего геологии. То же относится и к большинству руководств. Наиболее выпукло роль геологии в данном вопросе была выдвинута Э. Зюссом 50 лет тому назад, а затем уже Хоббсом в 1907 г., А. Геймом в 1909 г., а у нас И. Мушкетовым и К. Богдановичем. Толчком к оживлению, после Зюсса, геологического изучения землетрясений послужили собственно катастрофы конца XIX и начала XX века: в Аляске 1899 г., в Калифорнии 1906 г. и семиреченская 1911 г., сопровождавшиеся особенно интересными и тщательно наблюденными изменениями поверхности; к ним еще можно присоединить индийское землетрясение 1897 г. и японское Мино-Овари 1891 г. Видную роль сыграли и прежние работы русских геологов — о верненском землетрясении 1887 г. и андижанском 1902 г. [*9, 31*]. Ниже дана краткая геологическая характеристика этих землетрясений в отдельности, здесь же мы рассмотрим лишь в общем виде совокупность явлений нарушения поверхности, наблюдавшихся при них. Изменения эти кажутся с первого взгляда довольно разнообразными: разрывы поверхности, расселины и трещины, опускания отдельных участков, вздутия, нагромождения взломанных глыб земли, обвалы склонов сухие или в форме оползней и как следствие нарушения режима поверхностных и подземных вод — образование озер, исчезновение и появление источников, изменение их дебита, температуры, чистоты, минерализации, образование грязевых сопок и т. п. Все первичные явления можно свести к двум типам: 1) разрывы без относительного перемещения разорванных частей и 2) разрывы с перемещением, и те и другие — как следствие движения, происшедшего внутри Земли. Движения эти, как мы уже знаем, могут быть двух категорий: 1) от сотрясения вследствие прохождения упругих волн и 2) от действительного смещения на глубине, т. е. явления разлома, по типу сброса или сдвига, или их сочетаний. Вместе с тем при движениях обеих категорий могут возникнуть формы повреждений поверхности тождественные, и восстановить характер движений только по этим формам невозможно. Вместе с тем различают трещины и сбросы на поверхности первого порядка, т. е. тектонические, и второго порядка — не тектонические. Единственно правильным критерием для различения нарушений первого порядка и второго может быть только отношение этих нарушений к геологическому строению данной области. Хоббс [*32*], развив идеи Зюсса, предложил называть линии обычных ударов, если они совпадают с определенными тектоническими элементами, *сейсмотектоническими линиями*, называя линии, выраженные отчетливо орографически на поверхности и имеющие определенное тектоническое значение (например уступ сброса), — *линеаментами*. Естественно, что нередко сейсмотектонические линии совпадают с линеаментами, как показывают последние исследования землетрясений, ниже приведенные, но ошибочно придавать этим сведениям слишком универсальный характер при отсутствии достаточно полных геологических данных. Нарушения, распределяющиеся по действительно сейсмотектоническим линиям, подтверждаемым и линеаментами, являются нарушениями первого порядка, а все остальные, хотя бы и сильные, — второго.

Только применяя такую критику, можем, по мнению К. Богдановича, различить следствия движений двух основных форм нарушений, морфологически сходных и однообразных, что и сделано было исследователями семиреченского землетрясения 1911 г.

Землетрясения, как выше сказано, производят значительные изменения на поверхности земной коры, заключающиеся в образовании широких трещин, земляных воронок, ям и провалов, превращающихся в озера, обвалов, поверхностных сдвигов, массивных грязевых потоков, в извержениях воды,

газов и грязи, нагромождающей холмы, подобные грязевым вулканам или сальзам.

Трещины происходят почти при каждом сколько-нибудь значительном землетрясении, и наибольшее количество их скопляется в области эпицентра. Расположение их весьма разнообразно: иногда они расходятся радиально из одного центра, подобно трещинам в простреленном стекле, например система трещин близ Джерокорне (рис. 500), образовавшихся при центральном землетрясении в Калабрии 1783 г.; но в громадном большинстве случаев они располагаются по всевозможным направлениям без всякого порядка. В горных местностях трещины обыкновенно простираются вдоль склонов, иногда согласно с изогипсами; этому правилу следуют например тысячи трещин, покрывших северный склон Заилийского Алатау после землетрясения 28 мая 1887 г. на расстоянии до 40 *км* в длину вдоль хребта и около 15 *км* в ширину поперек хребта. Размеры их также чрезвычайно разнообразны: от самых тоненьких до громадных расселин. При калабрийском землетрясении 1783 г. некоторые трещины имели от 0,75 и до 1,50 *км* длины, до 1,5 *м* ширины и 6 *м* глубины, например у Пализена в Палистене; при землетрясении в Сан-Франциско 21 октября 1868 г. трещины от 12 до 15 *м* шириною разверзались даже на улицах города, поглощая людей, животных и строения. При землетрясении 10 января 1869 г. в провинции Кашар к востоку от Брамапутры, в Индии, рыхлые аллювиальные наносы были разбиты многочисленными и обширными трещинами (рис. 501), сопровождавшимися воронкообразными трещинами (рис. 501), сопри землетрясении 22 декабря 1884 г. образовались многочисленные трещины, особенно около Перианы, поглощавшие животных; наибольшая из них у дер. Гюэвьяр (рис. 502) имела до 3 *км* длины, многие из них имели до 4 *м* ширины и более 10 *м* глубины; значительную площадь Земли они сделали необитаемою. Трещины на склонах Заилийского Алатау протягивались иногда на 2—3 *км* непрерывно, хотя ширина их вообще была небольшая, не более 0,5 *м*. Тородсен [37] нашел после землетрясения в Исландии в 1896 г. трещины в 2,7 *м* шириною и до 15 *км* длиною. При землетрясении в Греции [38] 20 апреля 1894 г. с эпицентром в Этолимионе образовались трещины шириною в разных породах от 50 *см* до 1,5 *м* и длиною до 55 *км* между заливом Скропонари и дер. св. Константина; они простирались параллельно берегу; местами по направлению их наблюдалось опускание.

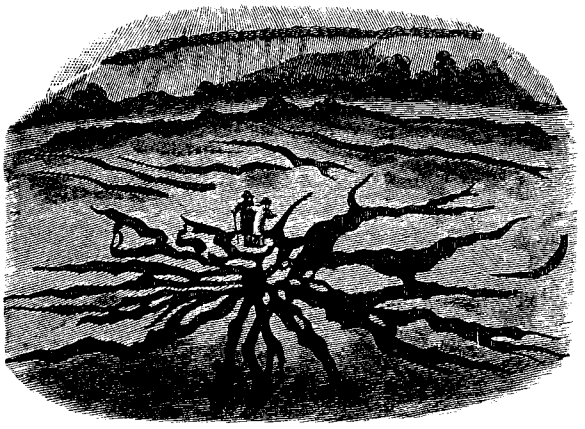


Рис. 500. Радиальные трещины, происшедшие при землетрясении 1783 г. в Джерокорне, в Калабрии.

Склоны Котокаха в Экуадоре покрыты такой сетью глубоких трещин, образовавшихся при различных землетрясениях, что местами совершенно недоступны. Происхождение трещин по склонам около подножия гор отмечалось часто, например при большом калабрийском землетрясении, в Owensvalley в 1872 г., Соноре в 1887, в Японии в 1896 г. и особенно в Тянь-шане в 1911 г., где трещины по склонам долин Кебина, Аксу и Чилика были прослежены на много десятков километров.

Трещины, образовавшиеся при первом ударе, иногда закрываются при следующих и таким образом скрывают навсегда и вероятно раздавливают все, что в них попадает; иногда смыкание трещин происходит медленно,

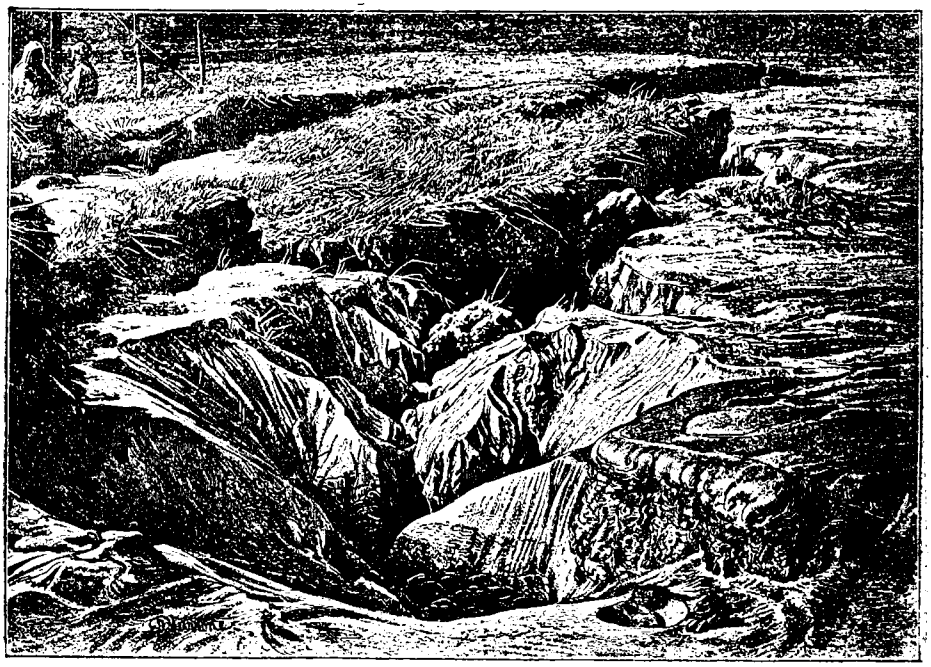


Рис. 501. Трещины и воронкообразные провалы, произведенные землетрясением в Кашаре (Индия) 10 января 1869 г.

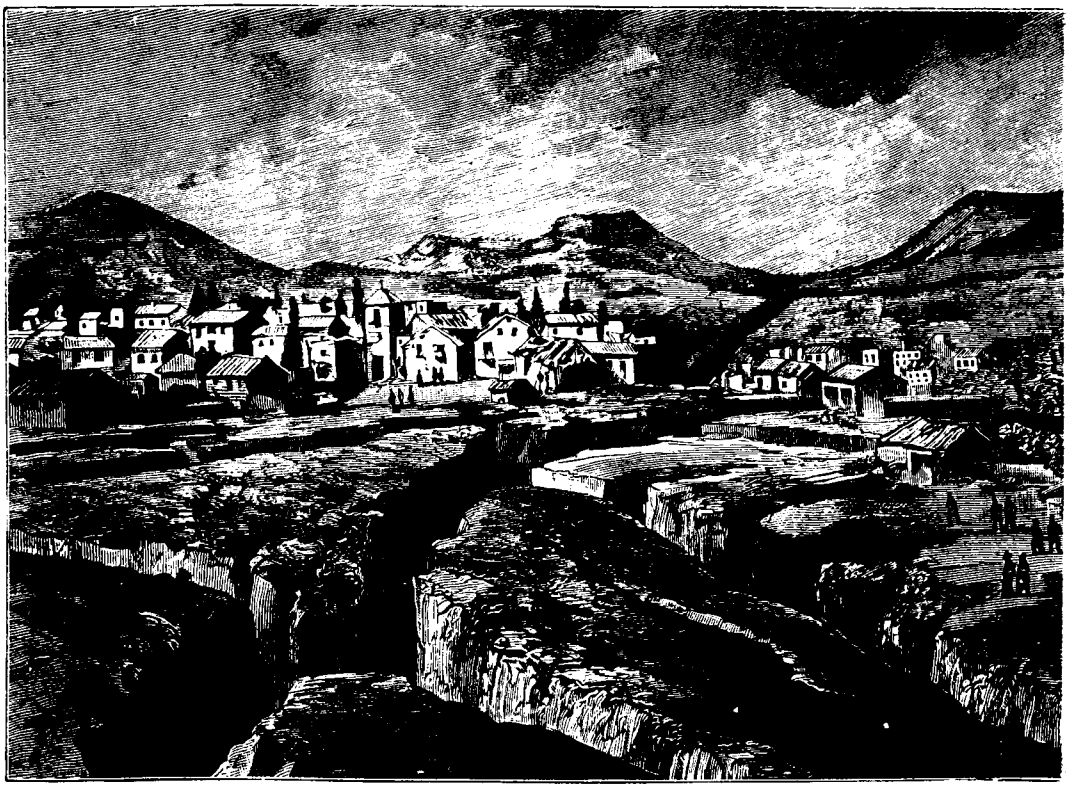


Рис. 502. Громадные трещины близ Гюэвьяра, образовавшиеся при землетрясении в Андалузии 22 декабря 1884 г.

иногда же, напротив, особенно в твердых породах, как в Андалузии, они остаются открытыми после землетрясения.

Гумбольдт в повествовании о землетрясении в Риобамбе 1797 г., а неаполитанские ученые — о калабрийском 1783 г. приводят факты поглощения и обратного выкидывания людей и скота трещинами. В 1911 г. в сел. Саяновке у озера Иссык-куль один житель, выбежав в темноте с крыльца, после первого толчка провалился в трещину, немедленно вслед затем закрывшуюся.

Извержение воды и грязи из трещин, а иногда *газов* с пламенем происходит в том случае, если под верхними пластами пород, в которых собственно образуются трещины, залегают водоносный слой или плывун, или если землетрясение происходит среди аллювиальных наносов: тогда под влиянием давления жидкие массы выпячиваются по открывшимся трещинам кверху и иногда с такою силою, что производят извержение наподобие грязевых вулканов.[1] При землетрясении 13 августа 1878 г. в Арекипа из трещин изливалась огромная масса воды и грязи. На острове Гаваии 4 апреля 1878 г. излился такой поток грязи, что разрушил близлежащую деревню.

В Калифорнии 6—8 октября 1865 г. образовался целый ряд бьющих источников по окраинам аллювиальной долины, а 21 октября потоки воды выбрасывались из трещин в самом городе и даже в домах С.-Франциско. При землетрясении 9 ноября 1880 г. в Аграме во многих местах наблюдалось извержение воды и грязи; особенно мощный поток серовато-синей грязи вылился в широкой долине Савы; около деревни Резник изливавшаяся грязь образовала маленькие конусы с широким основанием до 5 *м* в диаметре, с кратерообразным углублением на вершине около 70 *см* в диаметре и до 15 *см* глубины; при извержении отчетливо слышался запах сероводорода. При землетрясении 28 мая 1887 г. в б. Верном на северном берегу озера Иссык-куль из трещин среди рыхлых наносов происходили небольшие извержения воды и грязи с запахом сероводорода. Но особенно замечательны в этом отношении явления, наблюдавшиеся Ю. Шмидтом [39] на берегах Ахаии при землетрясении 26 декабря 1861 г., поколебавшем берега Коринфского залива. В южной части Канамаки образовалось множество мелких узких трещин до 21—28 *м* длиною, простиравшихся с ЮВ на СЗ, т. е. параллельно берегу, из которых местами извергался синевато-серый ил и песок с запахом сероводорода. Продукты извержения во многих пунктах сложили маленькие плоские конусы со склонами до 20°; на вершине их помещался один или несколько маленьких кратеров, из которых выделялись пузырьки газа, местами с водою или песком. Близ Трифия в таких же рыхлых пропитанных водою новейших береговых отложениях трещины были еще многочисленнее и местами располагались или радиально, как калабрийские, или же пересекали друг друга; песчаные конусы извержения происходили преимущественно в местах пересечения трещин и там, где последние достигали более значительных размеров.

Но особенно большие конусы образовались в Ахайе, состоящей из рыхлых дельтовых наносов, окаймленных скалистыми выступами Дьяконтаза и холмами, на которых расположен Эгион. Дельтовые отложения из глины, песка, галечника и гумуса легко разрушались при сотрясении, покрывались многочисленными трещинами и на более крутых склонах производили много оползней и провалов. Одна из больших трещин имела около 13 000 *м* длины, до 2 *м* ширины и простиралась от Пуата до Гардена; вдоль ее береговые наносы опустились почти на 2 *м*, наклонившись к северу. Ширина площади опускания неравномерная, она варьирует от 100—200 *м* у Диакофитишика и Тараца до 10—20 *м* у Теменнана; Шмидт оценивает ее в 1 300 000 $м^2$, но из этого пространства только половина, т. е. около 6,5 $км^2$, сильно разбита трещинами, причем разрушено или повреждено до 13 деревень. Трещины до 1,2—1,3 *м* глубиною располагались или неправильно, пересекая друг друга, или радиально, расходясь из одного центра, который местами представлял глубокий провал до 3 *м* шириною (рис. 503). В местах пересечения трещин образовались конусы извержения, состоящие, как и в Канамаки, из ила или белого песка, но более значительных размеров; особенно много их было в восточной части равнины, где наибольшие достигали 20 *м* в диаметре основания и имели наклон до 30°, что указывает на значительную густоту извергавшихся масс. На вершине конусов помещалось одно или несколько кратеровидных углублений до 1 *м* диаметром; вблизи них замечались верхушки опустившихся деревьев. Очевидно все эти явления обусловливаются исключительно механическим влиянием сейсмической волны, которая, разрывая верхние породы, сжимает нижние водоносные и выдавливает жидкие массы на поверхность. Чем

[1] Интересны наблюдения над автоматической записью изменений уровня воды в буровых скважинах вследствие доходящих до них сейсмических волн, произведенные в 1934 г. в Калифорнии (журнал «Nature». № 3408. Стр. 303. 1935 г.).

давление больше, тем интенсивнее извержение и тем значительнее нагромождающиеся конусы; в свою очередь рыхлые массы, выделяясь на поверхность, лишают верхние слои подпоры или основания и обусловливают понижение или опускание их.

Интересно описание многочисленных образовавшихся при шемахинском землетрясении 1902 г. грязевых сопок, выделявших и горючие газы. Сопка Маразы через 15 мин. после землетрясения излила свыше 492 000 $м^3$ грязи, а затем в течение 3 дней над ней стоял огненный столб горевшего газа, высотой до 21 *м* (см. § 32). При андижанском землетрясении 1902 г. в низкой части долины Кара-дарьи наблюдалось выбрасывание из земли воды с рыбками. Песчаные и грязевые конусы и воронки описаны и после калифорнийского землетрясения 1906 г.

26 ноября 1930 г. в Японии в Атами вырвалась на большую высоту струя кипящей воды и грязи. Во время большого землетрясения 16 января 1934 г. в северной Индии на большой площади из многочисленных трещин выступила жидкая грязь, погубившая всходы полей, причинившая убытки на много миллионов золотых рублей.

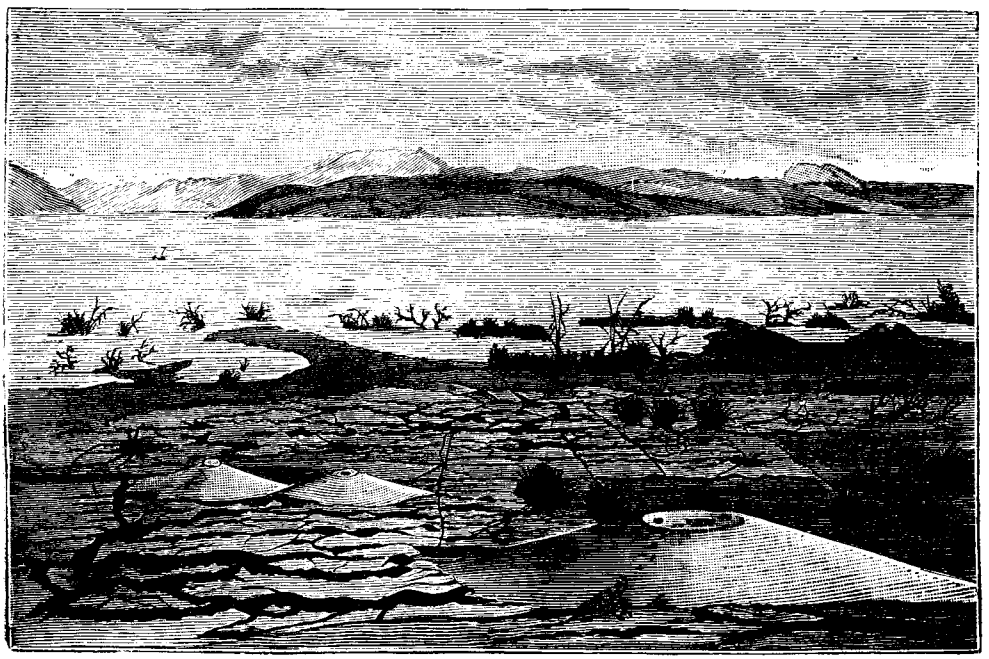


Рис. 503. Трещины и конусы извержения в Ахаїе, образовавшиеся при землетрясении 26 декабря 1861 г.

Опускания и провалы представляют довольно обыкновенное явление при сильных землетрясениях. Кроме вышеприведенного примера в Ахаїе, опускание констатировано например при лиссабонском землетрясении 1 ноября 1755 г., когда моментально опустилась набережная с массою народа, желавшего найти на ней спасение; после землетрясения на месте опустившейся площади глубина моря местами достигала 200 *м*. В области устьев Ганга и Брамапутры подобные явления наблюдались много раз. Так 2 апреля 1762 г. низменность Читтагонга и особенно окрестности Дакка покрылись многочисленными трещинами, из которых вода и грязь били высокими фонтанами, после чего местность опустилась; то же 10 января 1869 г., когда на многих трещинах после извержений остались воронки, наполненные песком, и ясные следы сдвигов в верхней твердой глине мощностью 10—13 *м*, подстилающейся синим плывуном.

Провалы в Калабрии достигали 61 *м* глубины, до 1,5 *км* длины и до 45 *м* ширины, например близ Опидо, в Розарно, близ Сориано и пр. Иногда после землетрясений на месте провалов или пунктов извержения остаются сухие земляные воронки, например в равнине Розарно, или же ямы, заполненные водой, образующей небольшие круглые озерки, величина которых

иногда не превышает обода колеса, например в Калабрии образовалось около 50 таких озер (рис. 504), то же в равнине Розарно —около полсотни. В деревне Реков при Бюцове в Померании 27 января 1876 г. образовалось много трещин в деревне и опустилась площадь более гектара, занятая теперь озером. При землетрясении 1 декабря 1869 г. в Малой Азии провалился город Оплаг; также в Арпке в 1868 г. исчез город Катакачи: на месте обоих городов в настоящее время находятся озера. Каччиамали [40] называет *антикратерами* воронкообразные провалы (грабены) на известковом плато Terra di Lavoro в Апеннинах, происшедшие, по его мнению, от землетрясения.

Пристань в Мессине осела почти на 35 *см* ниже морского уровня после калабрийского землетрясения 1783 г., а почва вдоль гавани, совершенно ровная до подземного удара, получила наклон к морю; самое море близ Банкины сделалось глубже, и дно его во многих местах было взломано: а близ Оппидо на покатом склоне горы образовался большой провал в виде амфитеатра в 150 *м* длиной и в 60 *м* глубиной. В 1908 г. в Мессине также произошло небольшое опускание и оседание края набережной параллельно берегу, а в Реджио около пристани образовался небольшой грабен. 1 сентября 1923 г. побережье у Токио и Иокогамы опустилось на 1,2—2,1 *м*. Особенно замечательный пример в этом отношении представляет Цаганская степь

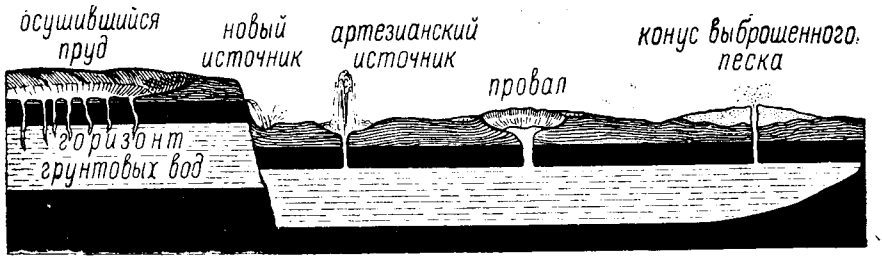
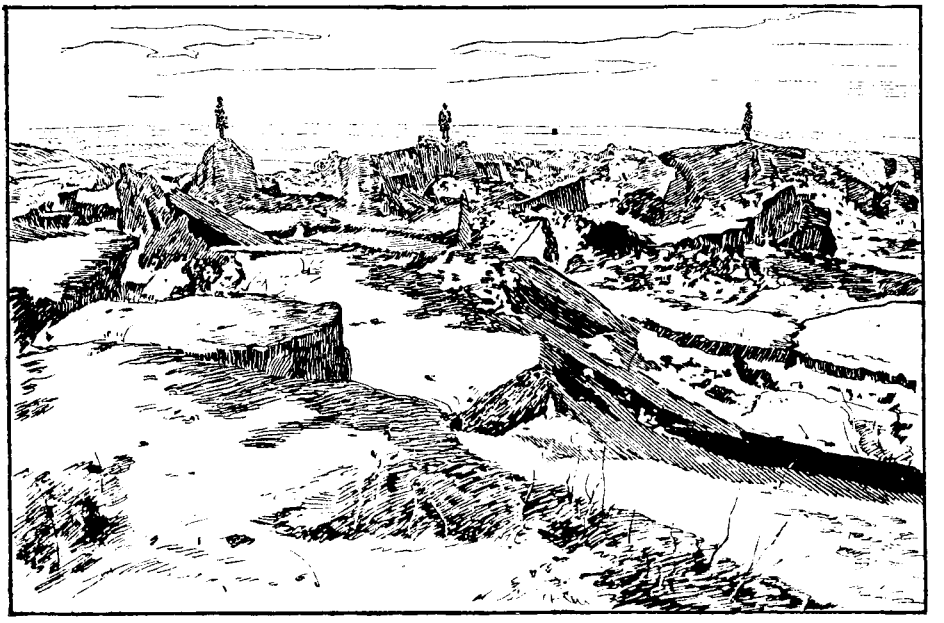


Рис. 504. Результаты нарушения режима грунтовых вод землетрясением.

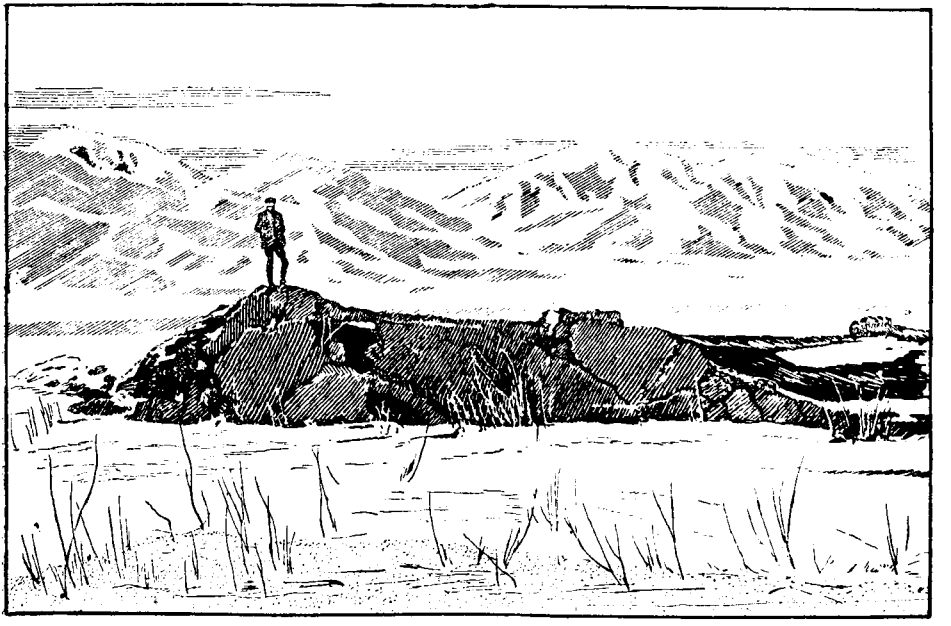
в северо-восточной части дельты Селенги, где во время землетрясения 1861—1862 гг. огромная площадь около 260 *км²* опустилась, хотя и неравномерно, под уровень озера Байкал на 2,9 *м*. По расчету Орлова объем опустившейся массы составляет 27 300 575 000 куб. фут., а вес около 81 901 725 000 пудов, что, при высоте опускания в 9,69 фут., равняется механической работе около 800 000 000 000 пудо-футов.

При землетрясении 1911 г. берег озера Иссык-куль между селениями Сазановкой и Уй-талом и восточнее его испытал очень сильные нарушения и опускания. Здесь площадь разрывов имела до 3,7 *км* в длину при ширине более 1,5 *км*. Трещины, изгибаясь дугообразно, следовали слабому рельефу местности. В средней части площади образовался провал глубиной до 8,5 *м*, заполненный перебитыми глыбами земли. Кроме провала опускание произошло вдоль почти непрерывной трещины в западной части нарушенной площади. Кроме зияющих разрывов здесь в особенности были многочисленны трещины, сопровождавшиеся надвигами, которые производили впечатление застывших волн; высота таких земляных волн достигала 3 *м* (рис. 505). Нарушенная площадь была сложена из гравия и грубых песков. Образованию правильных надвигов особенно благоприятствовали участки земли, покрытые сильным дерновым слоем; при его отсутствии образуются только валообразные нагромождения разрыхленной земли. Все плоские дугообразные разрывы и трещины, открытые в сторону озера, при рассмотрении с берега производили впечатление очень широкого циркообразного понижения на очень пологом равнинном склоне береговой полосы. Явления разрыва и опускания продолжались и ниже уровня воды, сопровождаясь вдоль наибольшей хорды

циркообразного понижения легким вспучиванием озерного дна. В самом б. Верном в 1911 г. на его окраине около крепости образовался помимо тре-



a



b

Рис. 505 *a* и *b*. Нарушения поверхности землетрясением 1911 г. на северном побережьи озера Иссык-куль около Уй-тала (Тянь-шань). Фот. Д. Мушкетова, рис. М. Слепян.

щины правильный грабен с вертикальным смещением до 3 *м*. В этом же роде явления наблюдались и при калифорнийском землетрясении 1906 г.

Сбросы, сдвиги, оползни и оплывины составляют постоянные следствия землетрясений и нередко достигают громадных размеров.

Иногда предполагается, что сбросы и сдвиги являются скорее причиной землетрясения, чем следствием его. Подробнее это выясняется ниже, здесь же мы продолжим рассмотрение только явлений поверхностных нарушений, не вдаваясь в их взаимоотношения, но и не стремясь к дробной классификации их, как это делалось ранее. Все явления непрерывно связаны между собой.

Сбросы происходят по трещинам преимущественно в области эпицентра: так при калабрийском землетрясении 1783 г. круглая башня в Терра-Нуова раскололась вертикальною трещиною на две части (рис. 506), из которых одна сдвинулась вниз, причем вдоль линии сброса стенки прикасались так плотно друг к другу, что единственный признак их разделения заключался в несоответствии кладки по обеим сторонам трещины. При большом землетрясении в центральной Японии 20 октября 1891 г., погубившем около 7 300 чел. и разрушившем много цветущих поселений, произошел замечательный сброс (рис. 507) вместе со сдвигом. Трещина сброса простиралась к СЗ через горы и долины (через долину Нэси на Хакусану, Фу-кун в округе Эхизен: она прослежена на 112 *км*, и местами высота сброса доходила до 7.6 *м*; особенно отчетливо она наблюдалась на расстоянии 64 *км*, причем сдвиг доходил до 4 *м*, как видно в местах пересечения им дорог, канав и аллей (рис. 508) [*41*]. То же в Кветте в Белуджистане 20 декабря 1892 г., где трещина сброса длиною 20 *км* изогнула у Санцала рельсы (см. выше). При верненском землетрясении 28 мая 1887 г. в области эпицентра на северном склоне Заилийского Алатау образовались во многих местах характерные оползни, но в особенности отчетливо на склоне одного из верхних притоков долины Котур-булак, где высота срыва достигала 10 *м* высоты, причем опустившаяся часть запрудила маленький ручеек и образовала небольшое озеро. Если опускавшаяся часть была рыхлая или пропитанная водою, то она не оставалась в цельном виде, а раздроблялась на куски или превращалась в густую грязь, которая скользила в виде грязевого потока к подошве склона, например в долине Бель-булак, Котур-булак и др. Такого рода оползни в громадном количестве покрыли все склоны долин северной стороны Заилийского Алатау на расстоянии почти 100 *км*, но в особенности на протяжении 35 *км* от долины Бель-булак до Каскелена, на высоте от 1 000 до 2 000 *м*, т. е. на площади около 460 $км^2$. В мощных рыхлых отложениях, каковы: древние речные и ледниковые наносы, элювий и лёсс, покрывающие массивные породы северного склона Заилийского Алатау, оползни достигали громадных размеров и произвели чрезвычайно мощные потоки густой грязи, которые заполнили некоторые долины во всю их ширину до высоты 40 *м* против прежнего дна и до 10 *км* по длине; такие потоки густой грязи с различными валунами, стволами деревьев и пр. метко названы на месте ***оплывинами***. В системе долины Котур-булак оплывины имеют до 3—4 *км* длины, 300 *м* ширины и до 30 *м* толщины; общая масса их составляет около

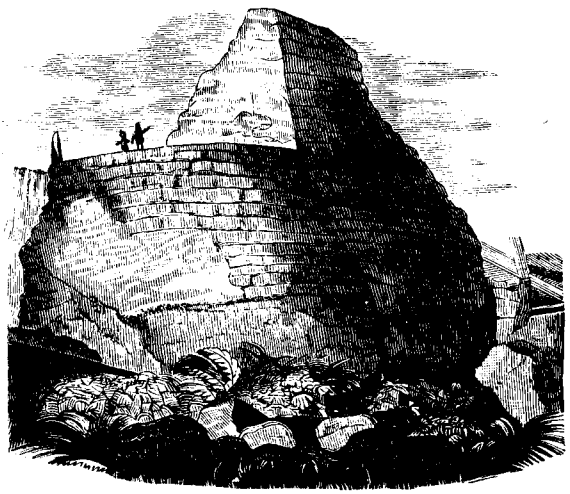


Рис. 506. Сброс в круглой башне в Терра-Нуова.

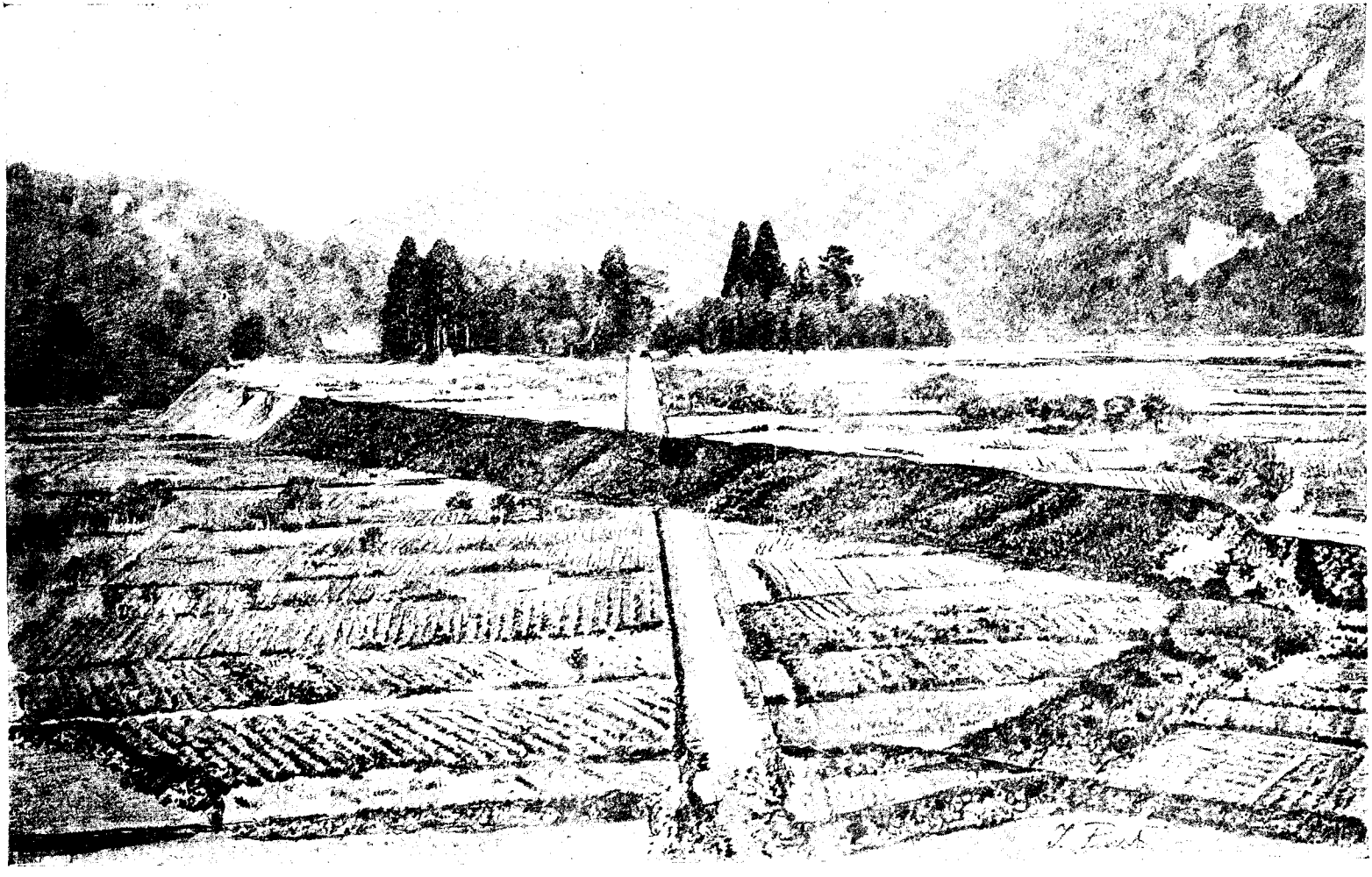


Рис. 507. Сброс и сдвиг, образовавшиеся в Мино-Овари при землетрясении в центральной Японии 20 октября 1891 г.

74 000 000 $м^3$. В долине Прямая Щель оплывины или потоки грязи еще массивнее; они протянулись на 10 *км* при ширине в 500 *м* и толщине 40—60 *м*; общая масса их составляет около 126 000 000 $м^3$. Образовавшись быстро, оплывины подвигались затем медленно (от 200 до 300 *м* в сутки) вниз по долине, наподобие мощного потока лавы, поглощая под собою все встречавшееся на пути; к счастию оплывины Прямой Щели остановились, не дойдя только 4 *км* до Малой Алматинской станицы, которая была бы целиком погребена под ними.

В некоторых долинах, например в Тасты-булаке и Джаман-булаке, мощные оплывины до 30 000 000 $м^3$ вышли даже из гор и разлились по равнине. В долине Аксая оплывины в 25 000 000 $м^3$ затопили дома и пасеки; в долине Б. Алматинка погибло много скота и т. д.

Оплывины, покрывая долину во всю ширину, естественно должны были прикрыть и русла рек, которые, если не запруживались во временные озера, то превращались временно в подземные потоки. Рыхлый песчано-глинистый материал оплывин очевидно не мог долго сопротивляться подмывающему действию потока, постепенно обрушался, сохраняясь местами в виде как бы земляных мостов, с уничтожением которых поток снова выходил на дневную поверхность, но уже в совершенно измененном виде. Вместо спокойного потока, протекавшего среди травянистых плоских берегов, получился бурный поток грязной воды, прокладывающий себе путь среди отвесных постоянно обваливающихся берегов из застывшей грязи высотою равной толщине оплывины, т. е. до 40 и 60 *м;* при такой высоте и при небольшой ширине потока (10—20 *м*) долина его представляет трещиноподобное ущелье, которое издали едва заметно.

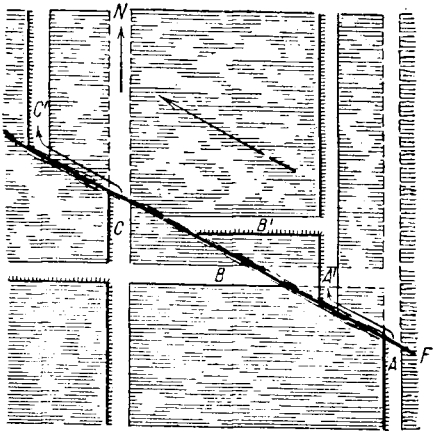


Рис. 508. Сдвиг, переместивший дороги.

A, B, C—дороги до землетрясения; *A', B', C'*—дороги после землетрясения 1891 г.; *FF*—трещины сдвига.

Образование оплывин и последующее размытие их поучительно во многих отношениях:

1. Оплывины изменяют характер долин, возвышая неравномерно дно их и обусловливая появление новых своеобразных террас — поперечной на конце оплывины и двух продольных вдоль ее: последние очевидно вполне сформируются только тогда, когда ущелье нового русла расширится и склоны его сделаются положе; террасы эти легко смешать с лёссовыми или ледниковыми, и для будущего исследователя они представили бы неразрешимую задачу, равно как и самое изменение формы долины, без знания тех удивительных последствий, какие причиняются землетрясением.

2. Внешний вид оплывин по расположению трещин и валов или рубцов на них наглядно объясняет нам некоторые особенности в строении ледников, происходящие вследствие одних и тех же механических процессов: эта аналогия в строении грязевых потоков и ледников замечена уже раньше в Альпах, но на верненских оплывинах нашла подтверждение. Как в ледниках, так и в оплывинах при переходе ими порогов или вообще крутых мест долины образуется масса поперечных трещин, которые ниже большею частью закрываются, исчезают, частью же заменяются боковыми трещинами, развивающимися главным образом у неправильных скалистых выступов склонов долины или на поворотах долины на выпуклой стороне; явление это наблюдается на многих оплывинах, но особенно отчетливо на оплывине

лога Джитым в долине Аксая. Трещины очевидно перемещались вместе с оплывиной и потому местами представляют такую же запутанную сеть, как боковые трещины на ледниках. В сужениях долины трещины в оплывинах, как и в ледниках, значительно сокращаются, в расширениях снова появляются. Такая же аналогия, как между трещинами оплывин и ледников, существует между валиками или рубцами оплывин и пластинчатою структурою ледников, которые располагаются перпендикулярно к направлению трещин. Словом, как в оплывинах, так и в ледниках трещины и рубцы или валики представляют следствие движения; первые образуются под влиянием растяжения и располагаются перпендикулярно линиям наибольшего вытягивания, а вторые происходят иод влиянием давления и располагаются перпендикулярно линиям наибольшего давления.

3. Размывы оплывин потоком, скрытым под ними, доказывают возможность формирования узких долин путем подземного подмыва, как это, по сообщению Рихтгофена и других, имеет место нередко в лёссовых областях.

4. Оплывина, производя запруду ручьев и рек, объясняет появление временных озер и последующий быстрый прорыв их, сопровождающийся иногда катастрофами.

Исчезновение воды в б. Верном после землетрясения 28 мая 1887 г. и затем появление потоков грязи произвели гораздо бо́льшую панику, нежели самое землетрясение.

Обвалы. Кроме сбросов, оползней и оплывин или потоков грязи землетрясения производят также громадные обвалы даже в твердых породах па крутых склонах горных долин. При замечательном землетрясении 25 января 1348 г. в Добратче у Филлаха в Каринтии, разрушившем много деревень и городов, произошли такие большие обвалы, что по сравнению с ними известный обвал горы Росберг (см. т. II) является незначительным. Верненское землетрясение 28 мая 1887 г. произвело громадные обвалы гранитных скал в долинах Большая Алматинка и Ак-Джар на Аксае. Гранитные обвалы на Ак-Джаре произошли с крутых склонов высоких гор, замыкающих верховья долины. Площадь главного обвала около 0,28 *км*^{2}, а высота около 300 *м*. Громадные обломки гранита, диорита и сланцев, достигающие до 500 *т*, совершенно заполнили всю долину Ак-Джара, образовав мощную каменную осыпь, превратившую цветущую, покрытую лесом долину Ак-Джар в каменистую безжизненную пустыню. Осыпь обвала длиною около 2 *км*, шириною 200 *м* и толщиною местами до 100 *м* по форме и расположению каменных глыб имеет замечательное сходство с большими моренами современных ледников и отличается от них только отсутствием ледниковых штрихов и шлифованных поверхностей на склонах; впоследствии, когда осыпь покроется растительностью, ее чрезвычайно легко принять за древнюю морену. Такого рода сходные явления, производимые совершенно различными агентами, весьма поучительны в том отношении, что они наглядно и убедительно доказывают, как природа самыми разнообразными путями может достигать одинаковых результатов. Ак-джарская осыпь при самых скромных расчетах заключает около 40 000 000 *м*^{3}. Вся же масса оползней, сдвигов, оплывин, обвалов и осыпей, передвинутая на северном склоне Заилийского Алатау на высоте от 1 000 до 2 000 *м* на расстоянии 35 *км* землетрясением 28 мая 1887 г., равна по крайней мере 440 000 000 *м*^{3}, что составляет около $^1/_{40}$ части горы Монблан. Если допустить высоту падения только в 20 *м*, что гораздо меньше действительной, так как большая часть сорвалась с более значительной высоты, то и тогда получается громадная механическая работа, равная почти 23 400 000 000 000 *кг/м*; из этого количества почти треть приходится на одни Ак-джарские обвалы. Такая громадная работа, явившаяся следствием землетрясения, само собою разумеется не могла пройти бесследно и по всей вероятности в свою очередь должна была произвести сотрясение поверхности и тем самым усилить землетрясение.

Подобные же обвалы произошли при семиреченском землетрясении 1911 г. по долинам рр. Б. Кебин, Чилик и др. (см. рис. 509).

Явление этого порядка еще значительнее произошло на Памире 5 февраля 1911 г. на р. Бартанг у Сереза, вызвав неосновательное предположение, что обвал обусловил и самое землетрясение; объем этого «Усойского» обвала в 50 раз больше Ак-джарского — 2 200 млн. $м^3$, являясь величайшим в историческую эпоху. Масса его около 6 млрд. $м/т$, и механическая работа должна была быть громадной.

Таким образом землетрясения производят настолько разнообразные и крупные изменения на земной поверхности, что в некоторых случаях под влиянием собственных разрушительных последствий они даже усиливают свою интенсивность.

Тщательные геологические исследования ряда выдающихся землетрясений позволили связать в более стройную картину отдельные проявления нарушения поверхности, показав вместе с тем их взаимную причинную за-

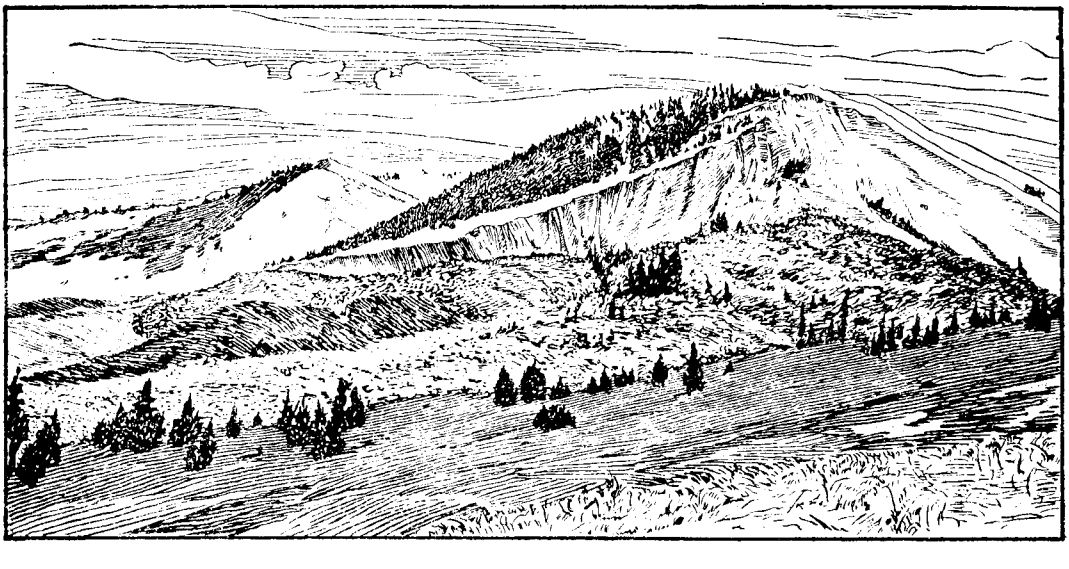


Рис. 509. Обвал в 400 *м* высотой, происшедший при землетрясении 1911 г. в долине Кебина в Кунгей-Алатау, в коренных породах. Фот. Д. Мушкетова.

висимость. Приводим наиболее выдающиеся данные. При большом исландском землетрясении [*37*] 1896 г. потрясенная область была рассечена рядом трещин и сбросов, достигавших в отдельности длины 18 *км*; подходя к подножию гор эти сбросы вызывали оползни. Линии сбросов последовательно ограничивали собою площади сотрясения различных толчков.

12 июня 1897 г. большой удар потряс площадь в 3 миллиона $км^2$ Ассама в Индии, совершенно разрушив поверхность 200 000 $км^2$; на громадном протяжении она была разорвана длинными трещинами, следовавшими параллельно горам, по которым выкидывались песок, торф, грязь на высоту до 3 *м*. Источники сильно изменились, реки были подпружены и изменили частью режим, так как пороги были сразу занесены мощным аллювием и т. д.; по Брамапутре прокатился водяной вал в 3 *м* высоты; леса, соскользнув по склонам гор (Гази и Гаро), совершенно обнажили их, обнаружив геологическое строение. Проникнув лишь в часть нарушенной площади [*42*], удалось обнаружить сотни больших трещин, более 30 образовавшихся там озер и 3 больших сброса. Самый большой из них был прослежен на 22 *км* вдоль прямолинейной долины Чедранга и имел вертикальное сме-

щение до 11 *м*; перегороженные им боковые притоки дали озера, а при пересечении долины образовывались уступы-водопады; сброс Самина имел длину 6 *км* при вертикальном смещении до 3 *м*. Большие глыбы гранита (13 на 10 *м*), лежавшие на линии сбросов, были найдены отброшенными в стороны в перевернутом виде. По линии разлома Бордвара, достигшей 12 *км* длины, не было вертикального смещения, а лишь небольшое горизонтальное, в несколько дециметров; ее тем не менее легко было проследить по опрокинутым деревьям, расщепленным бамбукам, оползням и небольшим грабенам. Большие гипсометрические изменения ландшафта, благодаря которым с определенных точек сделались видны вершины, ранее не видные, или обратно, были установлены в одном месте инструментально; сравнение данных триангуляций до и после землетрясения дало высотные изменения в 4 *м* и такую же величину бокового смещения. Сильное землетрясение 31 августа 1896 г. в японской провинции С. Хоншу вызвало образование двух больших расселин — по двум склонам главного хребта, обусловив и перемещения поверхности его; продолжения трещин были обозначены линией разрушенных деревень. Около горы Махиру по линии разлома произошел надвиг в 2 *м*, а пересечение им пруда выявило исчезновение воды и рыб. Сброс по большей части имел вид резкого уступа, местами же проявлялся в виде столь обычного в Японии вала — «кротовины», длина его достигла 15 *км*. Другой параллельный сброс Сения около 1 *м* шел, опоясывая подножье хребта; внезапно исчезнув, он через 12 *км* появился снова, продолжаясь еще на 10 *км*, достигнув общей длины 60 *км* и наибольшего вертикального смещения в 3 *м* [*43*].

Чрезвычайно отчетливые явления ступенчатых параллельных сбросов описаны Джильбертом после землетрясения 1872 г. в Owensvalley (Great Basin) [*44*]. Длина главного достигла 76 *км* при вертикальной высоте до 6 *м* и до 5 *м* горизонтального смещения. Изменения поверхности были наиболее сильны в местах соприкосновения разнородных геологических образований. Землетрясение в Сопоре (около северной границы Мексики) 3 мая 1887 г., малозначительное по человеческим и материальным жертвам, затронувшее громадную, но еле населенную индейцами пустынную площадь, интересно однако большими геологическими нарушениями. Здесь поднялась между двумя сбросами целая цепь холмов Сьерра Терас, местами на 7 *м*. Сбросы опоясывали подножия горной цепи, подрывая ее склоны, вызывая обвалы. Кругом же параллельно главным возникло много мелких трещин, по которым также наблюдались перемещения до 60 *см*. Все эти разрывы сопровождались обычными в таких случаях нарушениями режима вод подземных и поверхностных [*45*].

Также весьма мало замеченным прошло выдающееся в смысле изменения поверхности землетрясение в южной Аляске в сентябре 1899 г., изученное правда лишь через 7 лет, но с редкой тщательностью и богатством именно геологического материала. В районе бухты Якутат, где производились точные съемки, выяснилось, что одни части его поднялись до 16 *м*, другие же опустились до 4 *м*. Прилежащие берега были сильно рассечены трещинами, между которыми отдельные полосы земли опускались и поднимались. Побережье подвергалось различным движениям, вследствие пересечения главного сброса рядом поперечных — соответствовавших долинам, и таким образом как бы было разбито на отдельные глыбы, как и в долине Чедранга в Ассаме. Промеры в море произведены не были, но ряд новых рифов и островов показывал, что движения морского дна несомненно имели также место. Один из новообразовавшихся островов имел 150 *м* в длину и 25 *м* в ширину, поднимаясь отвесно из глубокой воды. Поднявшиеся рифы были вытянуты параллельно береговым цепям и опоясывавшим их подножья сбросам. Наблюденные поднятия побережья были признаны лишь одним из этапов большого продолжающегося процесса в этой части дна океана. По берегу Рёссель-

фиорда были установлены три террассы, причем обнажившаяся при землетрясении 1899 г. имеет 3 *м* высоты, а верхняя — неизвестного возраста — 1,3 *м*: судя по величине покрывающей ее заросли, это поднятие произошло около 1875 г. В других местах района было найдено еще несколько вышележащих террас, покрытых уже лесом в возрасте до 75 лет, т. е. поднятия около 1825 г. Более ранние стадии того же процесса уничтожены ледниками. Изменения последних при этом землетрясении также были весьма значительны и интересны. Ледник Мур значительно удлинился благодаря увеличению запаса снега в его сборном бассейне путем падения в него от ударов многочисленных боковых лавин; наоборот, ледник Маляспина укоротился, вследствие разрушения сильной приливной волной нижнего конца, породившего много айсбергов, совершенно преградивших собою в 1900 г. вход в Glacier Bay.

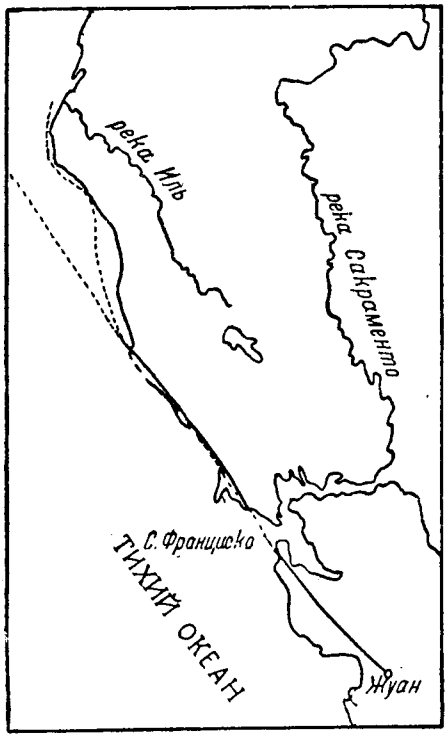


Рис. 510. Линия разлома земной коры, вдоль которой произошло сильное землетрясение 1906 г. в Калифорнии. Вдоль линии происходит перемещение типа горизонтального — сдвига и вертикального — сброса.

Наиболее выдающимся однако по размерам и геологическому интересу современным нарушением поверхности является грандиозный прямолинейный сброс-сдвиг, образовавшийся на протяжении 305 *км* параллельно берегу Тихого океана 18 апреля 1906 г. в связи с катастрофой в С.-Франциско. Величины перемещения по этой линии разлома правда не превышали 7 *м* в горизонтальном и 1,3 *м* в вертикальном направлении, но постоянство и отчетливость явления поразительны (рис. 510 и 511).

Калифорнию пересекает наискось к обрамляющим ее горным цепям по азимуту СЗ 35° длинная прямая впадина длиной в 1 000 *км*, от мыса Пунтас-Аренас на севере до горы Mount Pinos в области Вентура на юге, несомненно являющаяся подлинной сбросовой, сейсмотектонической линией. Выражается на поверхности она различно: рядом параллельных длинных узких грабенов; длинными часто бессточными и солоноватыми озерами с резко поднимающимися берегами; уступами, валообразными вздутиями. Многочисленные нарушения эти затрагивают различные отложения включительно до дилювия и вероятно произошли в связи с землетрясениями разного времени и силы. В 1906 г. произошел один из таких разломов с перемещением части, ближайшей к берегу, в общем к северо-западу, хотя в бухте Томалес севернее С.-Франциско движение было обратным. В вертикальном направлении обычно поднималась западная часть. К счастью самая линия разлома не прошла ни через один большой город, так как в этом случае несчастье было бы еще значительнее: сила ударов быстро убывала в обе стороны от линии. Элементы линеамента, также присущие этой сейсмотектонической линии, выражаются прямолинейностью части берега. Самый город С.-Франциско лежал в стороне от главной линии, но через него прошла второстепенная линия сдвига с горизонтальным перемещением в 3 *м*. Очень тщательно были изучены два последних серьезных землетрясения в Калифорнии — 30 августа 1930 г. в бухте Санта-Моника около Лос-Анжелеса (Гутенбергом, Рихтером и Будом) и 1933 г. — немного

южнее первого. Первое ощущалось на расстоянии 160 *км* максимальной силой в VIII баллов; эпицентр его лежал в море недалеко от берега, гипоцентр — на глубине 15 *км*. Первые движения указывали на сжатие. Возбудителем второго землетрясения был хорошо изученный сброс Инглвуд простирания СЗ. Моменты достижения волнами различных пунктов, а также замирание силы удара явно следовали вдоль инглвудского сброса. Разрушения зданий были довольно значительными, причем, как всегда, выявилась полная неудовлетворительность постройки многих из них, в особенности школ, построенных «хозяйственным способом»; по подсчету местных газет, случись землетрясение раньше, до конца уроков, в школах погибло бы свыше 10 000 детей.

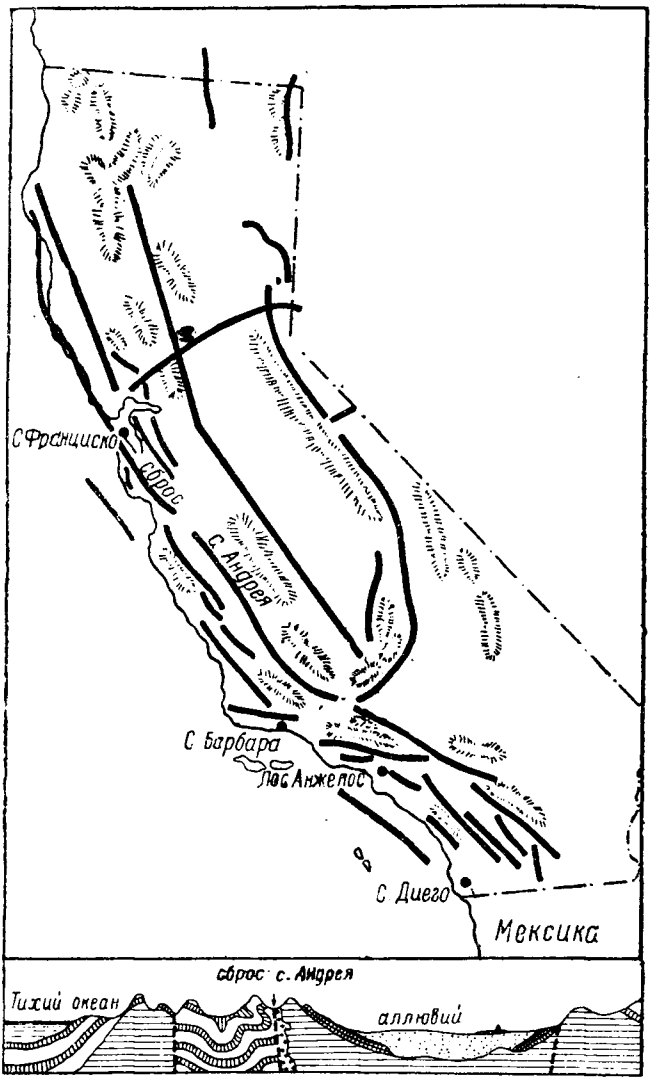


Рис. 511. Сбросы Калифорнии, с оживлением которых связаны ее землетрясения.

Изучение землетрясения, происшедшего 20 декабря 1932 г. в юго-западной центральной Неваде на пространстве около 500 000 *км*^{2} и захватившего части Калифорнии, Орегона, Айдаго, Юты и Аризоны, привело к интересным выводам о современной тектонике этой области. [1]

Нарушения поверхности, вызванные землетрясением, заключались в ряде открытых трещин и сбросов, покрывших сухие ложа озер третичного времени и вулканические породы. Полоса разрывов около 50 *км* длины и до 15 *км* ширины простирается на СЗ 21°. К ним под косыми углами подходят разрывы простирания СВ 11° меньшей длины, которые располагаются перисто, кулисообразно, подобно тому как это наблюдается вообще в Калифорнии. Анализ расположения этих дислокаций приводит к выводу о наличии горизонтального движения к югу восточной глыбы по отношению к западной, т. е. к тому же самому выводу, к которому пришел Клоос на основании анализа дислокаций Калифорнии (см. главу IX).

Изучение сети более мелких трещин внутри зоны разломов и между главными сбросами и наблюдения за современными фактическими горизон-

[1] Доклад Джиопеля и Калага на Геологическом конгрессе в Вашингтоне в 1933 г.

тальными смещениями также приводят к тому же выводу о сдвижении восточного бока каждого разрыва к югу по отношению к западному боку.

Таким образом из всего этого вытекает с несомненностью, что и все землетрясение в целом, подобно ряду прежде бывавших калифорнийских землетрясений, было вызвано главным образом горизонтальным смещением горных масс в гораздо большей степени, чем вертикальными движениями.

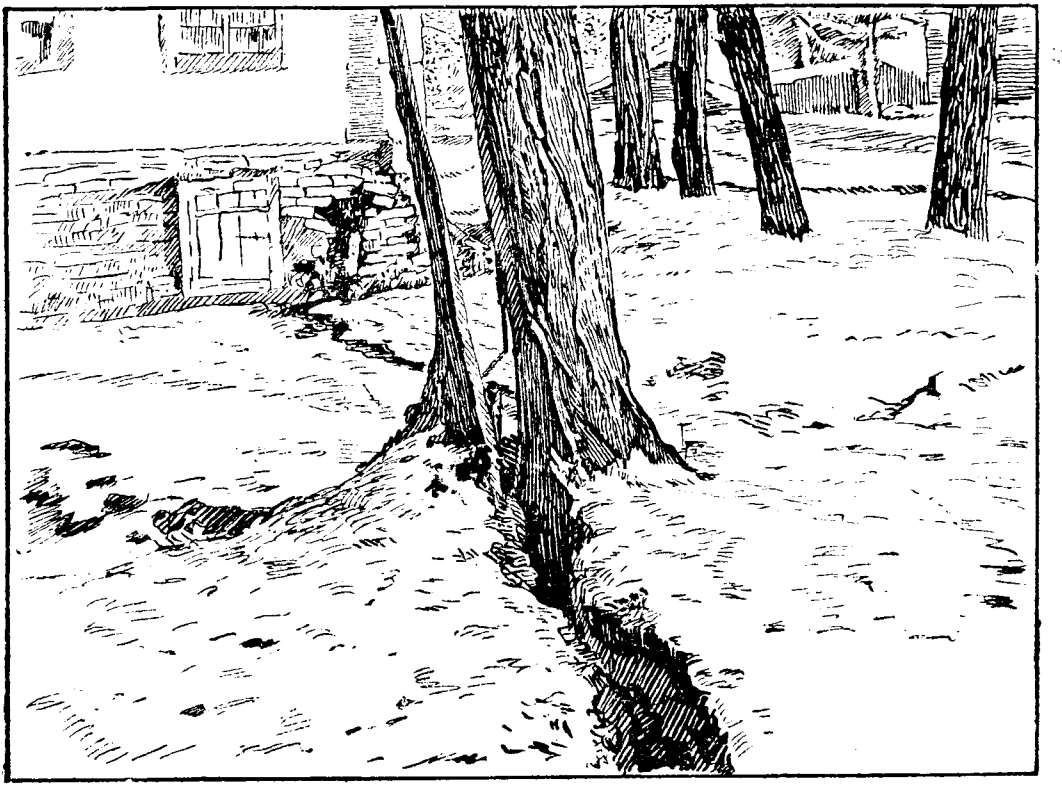


Рис. 512. Трещина, образовавшаяся на улице б. г. Верного (Алма-ата) и расколовшая дерево во время землетрясения 1911 г. Продолжение трещины откололо угол дома. Фот. Д. Мушкетова, рис. М. Слепян.

Грандиозные явления нарушения земной поверхности такого же порядка, как вышеописанные долины Чедранга, Аляски, Калифорнии и других, пришлось изучить и русской экспедиции К. Богдановича и Д. Мушкетова после большого землетрясения в Тянь-шане 1911 г. Описание этих нарушений по своей детальности и богатству иллюстраций, хотя и уступает отчету калифорнийской комиссии, но несомненно занимает видную роль в соответственной литературе, а для русского наблюдателя может служить хорошим источником общих данных и взглядов на геологический характер изучения последствий землетрясения.

Принимая во внимание доступность издания [*31*], здесь нет необходимости вдаваться в детали. Помимо многочисленных нарушений второго порядка, трещин (рис. 512), обвалов и пр. в области хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау 4 января 1911 г. (п. с.) произошли крупные сейсмо-тектонические явления в трех долинах рр. Чилика, Б. Аксу и Кебина. В долине Чилика произошли разломы тектонического характера на южном склоне Заилийского и северном склоне Кунгей-Алатау, в направлении почти широтном, общей сложностью более 100 *км* длиной; все линии разрыва приурочены к линиям контакта гранитных массивов с метаморфическими сланцами и свитой осадочных пород; вместе с тем сама долина Чилика является и линеаментом. Линия разрыва почти везде совпадала с верхним краем обвалов. Местами хребет оказался буквально растрепанным то сплошными обвалами, то падением отдельных скал. Наибольший обвал (рис. 513) до 600 *м* высоты (около Май-булака) оборвал весь склон до вершины горы, а опустившаяся стремительно громадная масса с лесом преградила течение Чилика, который промыл эту плотину

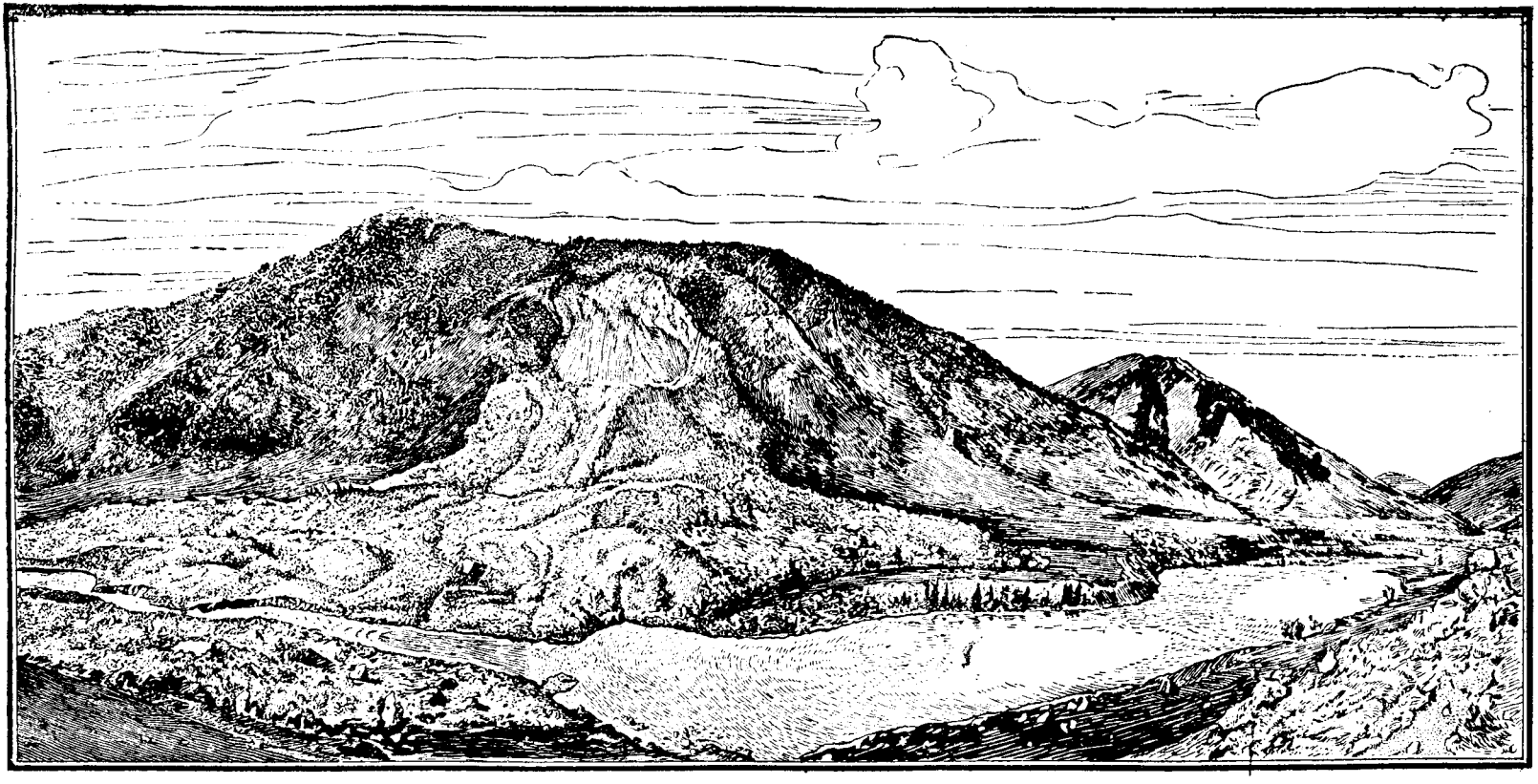


Рис. 513. Громадный обвал на р. Чиплик в Заилийском Алатау, запрудивший озеро, вследствие землетрясения 1911 г. Фот. С. Ковалевского, рис. С. Слепян.

только через 3 дня. Рядом произошел другой, немного меньший обвал. Обычно, по более ровным местам, линия разлома проявлялась трещинами и сопровождающими их надвигами и оседаниями, волнообразными вспучиваниями, издали характерной «веревочкой» протягивающимися по поверхности.

Еще интереснее явления по р. Аксу. На седьмом километре восточнее с. Сазановки, на побережьи Иссык-куля, среди общей беспорядочной массы трещин, разбивших его, выделялась резкая линия вала — вздутия поверхности (рис. 514). Следуя вверх по долине Широкой Щели и покинув прибрежную болотистую низину, линия вздутия становилась еще отчетливее, и вскоре ее путь определялся разрушениями склонов — обвалами с чашеобразными срывами, везде по контакту мраморов с гранитами. Продолжаясь по тому же ЗСЗ направлению, линия (то в виде парной трещины, то в виде вала) переваливает в долину М. Аксу и далее в долину Б. Аксу, проявляясь на последнем водоразделе (Кок-бель) уступовидным вздутием в 8 *м* высотой. Пересекши течение Б. Аксу и вызвав тем порог реки, вздутие долго идет по аллювиальной террасе правого берега, недалеко от реки;



Рис. 514. Выпучивание (наподобие антиклинали) поверхности северного побережья озера Иссык-куль около Уй-тала землетрясением 1911 г. (Тянь-шань). Фот. Д. Мушкетова.

пересекая боковые ручьи, оно, подпрудив их, вызвало образование ряда озер (до 0,5 *м* длиной) (рис. 515), входя же местами в лес, — производило на своем пути страшные опустошения (рис. 516). Везде по пути линии разлома возникло много новых ключей, прежние же в ней местами исчезли. Около середины долины Б. Аксу вздутие достигло более 10 *м* высоты, подпруженные же им озера затопляли до половины еловый лес. Верхняя часть, совершенно недоступная в то время, не могла быть исследована, и хотя издали видна была линия вздутия, взбирающаяся по азимуту ЮЗ 265° в верховьях Аксу, но достигла ли она перевала того же имени или нет, — осталось невыясненным. Во всяком случае общая длина аксуйской линии разлома не менее 50 *км*, а высота вертикальных перемещений (10 *м*) — наибольшая из всех остальных и уступает только некоторым сбросам землетрясений Аляски. Наконец самой длинной линией разлома Семиречья явилась кебинская (по левому склону р. Кебина или Кемина), правого притока р. Чу. Начавшись от устья (где произошли грандиозные осыпания каменистых склонов Буамского ущелья, при которых даже все телеграфные столбы были уничтожены) (рис. 517) и пересекши болотистую нижнюю террасу сетью мелких трещин, линия, так сказать, оформилась на левом склоне, по тому же типу, как и чиликская. Те же парные трещины, надвиги, оседания, «веревочки», валообразные вздутия наподобие гигантских кротовин и такая же серия грандиозных и мелких обвалов коренных и наносных пород, местами в виде оплывин, но не таких пластичных, как в 1887 г., происшедших весной при насыщенной влагой почве по пути линии. Все они имели однородный вид (рис. 518); места

срыва — резко отграниченные сверху чаши с крутыми (50—85°) стенками; из каждой такой чаши спускается язык до дна долины, живо напоминающий ледниковый, в тесных оврагах — узкий и мощный, на свободных склонах — более широкий и тонкий. Высота оплывин от 60 до 100 *м*, толщина языка до 16 *м* и больше, ширина, особенно при соединении нескольких, — до километра. Целая вереница этих своеобразных серо-коричневых языков усеивает весь левый склон нижнего расширения долины Кебина на 15 *км*, вытягиваясь по азимуту линии разлома ЮЗ 260°. Наибольший обвал Чон-Каинды в мраморовидных известняках (см. рис. 509), со стенами срыва в 100 *м* высоты, 500 *м* шириной и 70° уклона. Трещины, шедшие по задернованным склонам, обычно не представлялись следствием разрыва-растяжения, но как бы разрыва-сдавливания с выпучиванием земли; местами это явление шло так энергично, что куски дерна отбрасывались на 2 *м* в сторону



Рис. 515. Вал — вздутие, подпрудившее озерко в долине р. Аксу в Кунгей-Алатау в 1911 г. Фот. Д. Мушкетова.

от их бывшего положения, а из трещины выкидывалось много отстроугольных свежих обломков метаморфических сланцев (местной коренной породы).

В долине Б. Кебина можно отметить две орографические линии — северо-западной окраины склона Кунгей-Алатау и перемычки между водораздельным Кунгеем и параллельным ему с севера хребтом. Эти орографические линии, не составляющие непосредственного продолжения одна другой, являются и линеаментами; с ними совпадают все прослеженные явления нарушений, а следовательно их можно считать и сейсмотектоническими. Кебинская линия разлома после небольшого перерыва возрождается выше, проходит видимо мимо перевала Аксу, продолжаясь в линию чиликскую. Рассматривая пять как бы отдельных линий Кебина и Чилика за кулисообразно расположенные части одной сейсмо-тектонической линии, следует определить ее общую длину не менее как в 200 *км* от ст. Джиль-арык на р. Чу до перевала Шаты на восточном конце Кунгей-Алатау. Несколько севернее наметилась вторая линия разлома, также двойная, — кебино-чиликская, общей длиной до 50 *км*, меньшей интенсивности. Долины Кебина и верхнего Чилика орографически одно целое, а геологически обнаруживают ясные черты грабена, при образовании которого неравномерно погружались отдельные зоны преимущественно осадочных метаморфизованных пород вдоль контактов их с окружающими массивами и зонами интрузивных или эффузивных пород. Подводя итоги явлениям остаточной деформации в северных цепях Тянь-шаня после землетрясения 1911 г., область которых равносильна мегасейсмической области, К. Богданович пришел к следующим положениям: 1) уступообразная линия, изображающая северо-восточную границу области остаточной деформации, совпадает очень близко с юго-западной границей более широкой площади развития осадочных и одновременных им эффузивных пород; 2) область совпадает с областью расчленения северных цепей Тянь-шаня на отдельные продольные массивы и зоны интрузивных пород, разъединенные узкими полосами или осадочных образований или метаморфических сланцев; 3) отмеченные во время землетрясения 1911 г. линейные полосы разрушений на поверхности Земли (пояса разлома) представляют действительные

сейсмо-тектонические линии, вдоль которых произошло какое-то движение или смещение ограничиваемых ими массивов Кунгей и Заилийского Алатау (см. рис. 529); линеаментный характер линий разлома показывает, что движения, послужившие источником катастрофы, не были случайностью, что они имеют геологический смысл и что суммирование таких движений в течение ряда геологических эпох создало основные черты рельефа северных цепей Тянь-шаня: 4) источником ударов должна была бы быть не одна какая-нибудь точка или линия, а целый ряд линий. В одних местах должны были получиться удары разрушительной силы только от одной линии разлома, а в других были получены последовательные удары от целого ряда линий, следовавшие быстро один за другим, вызвавшие продолжительность и сложность явления сотрясения. Таким образом чисто геологическое исследование землетрясения приводит в окончательном итоге к восстановлению известной последовательности событий во время катастрофы, а равным образом не только к определению и объяснению границ площади остаточной деформации, но также и к различению нарушений первого порядка на действительных сейсмо-тектонических линиях и нарушений второго порядка, расположенных вне таких линий.

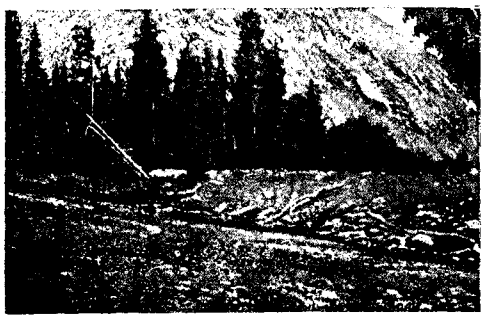


Рис. 516. Вал — вздутие над сбросом в долине Аксу, образовавшийся при землетрясении в Кунгей-Алатау в 1911 г. Фот. Д. Мушкетова.



Рис. 517. Упавший при землетрясении 1911 г. в Заилийском Алатау камень. Фот. Д. Мушкетова.

Возвращаясь к самым формам нарушения поверхности, мы видим, что всякого рода расселины на ровных местах исследователи калифорнийского землетрясения объясняют горизонтальными ударами, считая их следствием простого сотрясения поверхности Земли. Наоборот Хоббс и некоторые японские и немецкие исследователи принимают такие расселины, сопровождаемые вспучиванием (надвигом) почвы, за поверхностное проявление более глубокого разлома земной коры; самые валообразные вспучивания они называют кротовинами (earth lurch), сравнивая такие надвиги со следами движения гигантского крота. Вместе с тем наблюдения семиреченской экспедиции 1911 г. указывают, что от сплошного разрыхления наподобие ледохода ровной поверхности и более или менее прямолинейной системы трещин и разрывов ее, через очень плоские циркообразные системы на пологой поверхности можно отличить все переходы до обычного циркообразного обвала на крутых склонах. Эти переходы показывают общность происхождения всех таких нарушений почвы, и если они все одного порядка, то вертикальная величина отдельных смещений особого значения иметь не может.

В некоторых геологических отложениях обнаружены оригинальные мало объяснимые дайки или пласты песчаника, пересекающие однообразную в общем не нарушенную свиту. Такие явления описаны из мощных дилювиальных галечников р. Неккер у Гейдельберга [*46*], а также в более древних отложениях северной Калифорнии и около Colorado Springs, в Колорадо [*47*], в последнем случае направление этих песчаниковых даек совпадает и с древним линеаментом местности. Подобные явления Хоббс приписывает внедрению по сейсмическим трещинам песчаного материала, уплотнившегося затем в виде даек, и считает следами доисторических землетрясений. Таким же путем вероятно образовались сейсмические воронки, вы-

полненные песчаниками, среди известняка на восточном берегу Англези (Англия, Уэльс); песчаниковые породы эти, расширяясь кверху, переходят в прослой такого же песчаника, покрытого сверху опять известняком [48].

Землетрясения, сопровождаемые резкими и глубокими изменениями поверхности Земли, должны привлекать к себе внимание не только геологов и инженеров, но и геодезистов. Если задача геологов — установить явления остаточной деформации, подвергнуть их критике, найти и указать связь их с тектоническими чертами и общей геологической жизнью страны, то задача геодезистов — измерить сумму и распространение остаточной деформации, т. е. дать руководящие указания для определения в будущем направления и формы деформации. Только располагая таким сравнительным материалом, можно будет решить вопрос о механизме смещений в земной коре. Если в исключительных случаях удается вполне точно установить



Рис. 518. Один из оползней в долине Кебина, образовавшийся при землетрясении. Фот. Д. Мушкетова.

направление движения приемами геологических наблюдений, как это имело место для залива Якутат — преобладание вертикальных смещений и для Калифорнии — преобладание горизонтальных движений, то все-таки точное определение суммы и направления этих движений есть задача геодезическая. После верненского землетрясения 1887 г., по инициативе И. Мушкетова, была произведена нивеллировка поперек горных хребтов к югу от б. Верного, повторение которой в дальнейшем может дать указания на вертикальные перемещения горных масс. После ахалкалакского землетрясения 1899 г. И. Мушкетовым и Г. Левицким был поднят вопрос об установлении каких-либо перемещений путем поверочной триангуляции, которая и была предпринята осенью 1900 г. Кавказским военно-топографическим отделом; результатов положительных однако получено не было как по незначительности найденных перемещений, так и по ненадежности опорных пунктов. Тщательная геодезическая работа была произведена после калифорнийского землетрясения 1906 г., и повторение там этого явления уже сможет быть точно измерено. Подобная же детальная работа должна была производиться и после семиреченского землетрясения 1911 г. (см. «Проект Иссык-кульской геодезической экспедиции И. И. Померанцева», в приложении к протоколу заседания Сейсмической комиссии 24 февраля 1912 г.), но к сожалению не осуществилась. Неравномерное распространение последствий горизонтальных ударов в противоположные стороны от вышеописанных линий разлома пока-

зало, что различные массивы Заилийского и Кунгей-Алатау испытали не одинаковое движение. Одни из таких массивов играли роль только проводников упругих волн, сами не испытав никакого смещения; другие, напротив, обнаруживая такое смещение, являлись источником поверхностных волн разрушительного характера. Едва ли такое смещение повсюду происходило вниз; описанные формы вздутий (надвигов) указывают на сокращение пространства, возникающее при движении вверх по наклонной плоскости. Это настолько важный вопрос для познания механизма горообразования, что необходимо воспользоваться геодезическим изучением землетрясений, устанавливая систему постоянных знаков по обе стороны намеченных сейсмотектонических линий, связанных между собой по всем координатам и назначенных для определения характера движения в случае повторения землетрясения. Места для заложения таких знаков были выбраны К. Богдановичем и отмечены им на карте, приложенной к описанию землетрясения 1911 г. При первой возможности надлежало бы осуществить этот проект.

Одновременно с наблюдениями над изменением поверхности потрясенных областей, возникает вопрос и об установлении тех перемещений масс внутри Земли, которые несомненно происходят при каждом крупном землетрясении. Эта задача может быть сделается исполнимой при развитии работ по изучению изменений в величине и направлении ускорения силы тяжести (см. § 60).

Таблица 69

Место и время	Общая длина зоны дислокации км	Наибольшее смещение	
		горизонтальное	вертикальное
Калифорния (Owens Valley), 1872 г. . .	450	5	7
Мексика (Сонора), 1887 г.	55	?	6
Япония (Мино-Овари), 1891 г.	100	5	7
Индия (Ассам), 1897 г.	20	8	8
Аляска, 1899 г.	?	?	14
Северный Тянь-шань, 1911 г.	100	?	10

Дальнейшие геологические исследования землетрясений обязательно должны сопровождаться наблюдениями гравиметрическими.

Ниже в изложении причин землетрясений мы увидим, что теперь главное значение в этом вопросе приписывается именно глубинным перемещениям масс, а поверхностные тектонические проявления рассматриваются скорее как следствие.

Всякое перемещение масс внутри Земли или на ее поверхности должно сопровождаться относительным изменением направления оси вращения Земли. Следствием этого будет изменение высоты полюса над горизонтом или изменение широты места, весьма малое, но доступное точным астрономическим измерениям. И действительно такие наблюдения различных обсерваторий показывают, что широта места подвержена незначительным, но непрерывным изменениям, так что если мы мысленно проектируем ось вращения Земли на небесную сферу, то конец ее опишет на сфере некоторую кривую, а сама ось соответствующую коническую поверхность. Делались попытки найти зависимость между землетрясениями и колебаниями высоты полюса, но конечно второе явление является не причиной, а лишь следствием первого. Прямой зависимости пока не установлено.

В тесной связи с точным изучением перемещений масс внутри Земли чрезвычайно интересны и важны для человечества возможности предсказания землетрясений по различным предшествующим явлениям. Некоторые из них уже выше упоминались. Сюда же относится теория Kövesligethy, основанная на изменении скорости распространения продольных и поперечных волн в зависимости от состояния натяжения внутренних слоев Земли. С увеличением натяжения скорости эти убывают. После крупного землетрясения эта скорость с течением времени сначала возрастает, а затем, перейдя через максимум, постоянно убывает: когда она достигнет некоторого предельного низшего значения, свидетельствующего о значительности натяжения внутренних слоев Земли, то можно ожидать новой катастрофы. Судить об изменении скорости с течением времени можно по наблюдениям над разными слабыми повторными землетрясениями той же сейсмической области. Этим путем можно по крайней мере наметить известные пределы времени, между которыми можно ожидать наступления нового крупного землетрясения. На большую точность предсказаний пока рассчитывать нельзя, так как влияние других факторов может приблизить или отдалить катастрофу. Такими факторами служат различные метеорологические и космические явления.

Кроме перечисленных последствий, происходящих на поверхности суши, землетрясения оказывают существенное влияние также и на водную поверхность, т. е. на океаны: они производят особого рода колебания воды в открытом море и так называемые непериодические приливо-отливные волны у берегов.

§ 43. МОРЕТРЯСЕНИЯ

Давно уже констатировано, что при землетрясениях в прибрежных странах возникает даже в спокойном море мощная волна, которая сначала отступает от берегов, осушая дно моря на значительном расстоянии, а затем вскоре, обыкновенно через несколько минут, наступает, затопляя иногда широкую полосу берега, или наоборот. Отступание и наступание моря почти всегда или сопровождаются сильнейшим ударом, или же следуют в непродолжительном времени после него; явление это происходит настолько быстро, что производит катастрофы не менее ужасные, чем самое землетрясение; обыкновенно отступание продолжается от 5 до 35 мин. и только в редких случаях несколько часов; при землетрясении у Писко в Перу в 1690 г. отступившее море возвратилось только через 3 часа, а у Санта в Перу 18 июня 1678 г. через 24 часа.

Во время лиссабонского землетрясения 1 ноября 1755 г. море сначала значительно отступило, а затем наступило мощною волною на 26 *м* выше обыкновенного уровня, а у Кадикса на 20 *м;* она, разрушив все, что уцелело от землетрясения, распространилась почти на 15 *км* от берега и погубила до 60 000 чел.; та же волна отразилась разрушительно на всех берегах Испании, Англии, Норвегии и даже на берегах Танжера в Марокко имела еще высоту около 6 *м*, а в Фунчале на Мадере — около 5 *м;* наконец она прошла поперек Атлантического океана и отразилась на вест-индских островах: Антагуа, Барбадосе и Мартинике. Наибольшая волна, произведенная землетрясением, наблюдалась в Каллао во время землетрясения в Лиме в Южной Америке в 1746 г., где она достигла высоты 27 *м*. Наступая с необыкновенною силою и быстротою на берега, волны эти производят огромные и разрушительные наводнения в прибрежных странах; им приписывают всемирно-известный потоп в низовьях Тигра и Евфрата, сказания о котором восходят до глубокой древности, как увидим ниже.

Иногда прилив и отлив повторяются несколько раз при одном и том же землетрясении; например в Иквикве в Перу 9 мая 1877 г. первый прилив

наступил через ½ часа после сильнейшего удара, но затем в течение следующих 4 часов образовалось еще до 5 приливо-отливных волн с разными промежутками, причем последняя волна в 5 *м* высотою сопровождалась также сильным ударом.

При втором толчке мессинского землетрясения 1908 г. мощная волна бросилась на разрушаемую набережную города и смыла все, до чего достигла; затем море отступило на 50 *м* от линии берега и заняло свое нормальное положение лишь через полтора часа. На противоположный, калабрийский берег приливная волна бросилась раньше и достигла бо́льшей высоты; в Реджио ряд прибрежных домов был смыт; около Реджио высота волны достигла 4 *м*, а распространение вглубь страны — 500 *м*, причем за ним также последовало отступание моря, вернувшегося к нормальному положению лишь более чем через час. Во время этих приливов и отливов поверхность моря в Мессинском проливе, по свидетельству капитана парохода «Вашингтон», после главных ударов покрылась беспорядочно и необычно бушевавшими валами, бросавшимися как бы в вертикальном направлении (возможно, что при первом ударе раскрылась трещина на дне Мессинского пролива, поглотившая значительную массу воды). При сильном землетрясении весной 1923 г. на Камчатке морскими волнами был выброшен лед на полкилометра от берега; им были завалены и разрушены здания. Тундра залита была водой на несколько километров.

Но кроме береговых волн, производящих страшные опустошения в прибрежных странах, необычайные и всегда неожиданные колебания происходят также в открытых морях вдали от берегов. Многочисленные наблюдения мореплавателей свидетельствуют, что сейсмические явления в море обнаруживаются обыкновенно ударом или толчком, весьма похожим на тот, который испытывается кораблем при прохождении какой-нибудь песчаной банки или неглубокого рифа; иногда, если удар сильный, то кажется, что корабль как бы наткнулся на подводную скалу или ударился о плавучий лес или ледяную гору; при этом все неустойчивые предметы на корабле опрокидываются, а люди едва удерживаются на ногах: особенно сильно бывает сотрясение руля, причем рулевой только с большим трудом, и то не всегда, может устоять. Такой удар часто сопровождается глухим шумом, который из воды переходит в атмосферу. При вертикальном ударе кажется, что корабль, вдруг поднявшись, быстро снова погружается в воду и ход его на некоторое мгновение останавливается. Как боковые, так и вертикальные удары продолжаются обыкновенно несколько секунд и редко несколько минут. Очень яркие описания грандиозных толчков в море даны экипажами двух пароходов, оказавшихся при калифорнийском землетрясении 1906 г. в точности на продолжении (в море) большой вышеописанной сейсмо-тектонической линии. При дальнейших толчках в той же области в 1906 г. (в августе, сентябре и ноябре) ряд пароходов испытывал удары всегда на продолжении той же линии. Влияние ударов сильно зависит от конструкции и прочности судна (рис. 519).

Сейсмические толчки часто чувствуются на судах в море. Много указаний было сообщено во время землетрясения у берегов Калифорнии 1906 г., в разное время в Эгейском море; после мессинского землетрясения 1908 г. Д. Мушкетов в течение недели жизни на броненосце на рейде Мессины ежедневно испытывал толчок около 5 час. утра. Много таких указаний имеется после мексиканского землетрясения 14 января 1931 г. Во всех таких случаях впечатление сводится к тому, что корабль как будто наткнулся на камень, хотя часто это случается на большой глубине. Место испытанного толчка совпадало в точности с независимо определенным эпицентром. В большинстве случаев даже при самых сильных ударах поверхность моря остается более или менее спокойною и не обнаруживает сильных волнений: иногда она только местами сильно вспучивается, образуя кратковремен-

ные течения по всем направлениям, и быстро успокаивается; иногда же вода подбрасывается струями до 0,3 *м* высоты и как бы вскипает даже с выделением газов наподобие того, как это происходит например при подводных взрывах динамитом. Иногда выкидываются оглушенные рыбы.

По японским наблюдениям, особенно большие уловы рыб бывают после частых больших землетрясений в Тихом океане. Зависимость эта пока не исследована, но может быть троякого порядка: или толчки просто выгоняют рыбу с одних мест в другие, или они перемешают слои планктона, изменяя и их мощность, вследствие чего рыбы переходят в определенные места, или наконец подводные толчки, изменяя механические и химические примеси воды, этим заставляют рыбу менять места. Может быть и совмещение всех этих факторов.

Совокупность колебаний моря, происходят они от землетрясений, имеющих центр на суше или на дне моря, Ю. Рот [*49*] назвал общим именем *моретрясений* (Seebeben); Э. Рудольф [*50*], тщательно собрав все наблюдения, рассеянные в многочисленных журналах различных кораблей, особенно английских, проверил их, основательно обработал и издал первую и единственную в своем роде монографию о субокеанских землетрясениях и извержениях, где он, на основании всей суммы известных в настоящее время

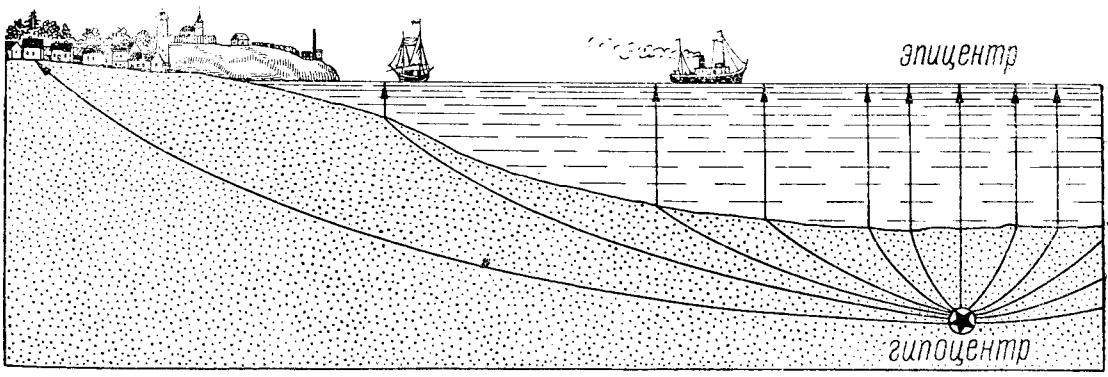


Рис. 519. Происхождение сейсмических ударов на суше и на море.

данных, определяет моретрясения как такого рода сотрясения, которые исходят со дна моря и распространяются в массе воды в виде эллиптических волн, причем однако не отрицает, что в прибрежных местах центр землетрясений иногда находится на материке, а не на дне моря.

Моретрясения во многом аналогичны землетрясениям: они также сопровождаются звуком, разнообразны по интенсивности и производят двоякого рода движения воды: сотрясательное и волнообразное (successorische und undulatorische Seebeben); между ними различают *линейные*, например моретрясение азорское 22 декабря 1884 г. со скоростью 1 225 *м* в секунду, и *центральные*, например бенгальское 31 декабря 1881 г. со скоростью 594 *м*.

Скорость распространения волны в море весьма разнообразна и варьирует при одной и той же силе удара, главным образом в зависимости от глубины моря: в мелких морях — от 20 до 100 *м*, в глубоких — до 200 *м*: скорость же сейсмической волны превышает 1 400 *м* в секунду, т. е. равняется почти скорости звука в той же среде (1 440 *м*). Но как бы быстро ни распространялось собственно сейсмическое колебание, волнообразное движение в море, всегда следующее за ним, наступает через некоторое время после удара и отражается на громадном расстоянии от центра моретрясения, двигаясь со скоростью около 200 *м* в секунду в самых глубоких морях.

В Симода (Япония) в 1854 г. после сильного удара волна в 9 *м* высотою наступила на берега, но затем вскоре отхлынула с такою силою, что берег осушился на значительном

расстоянии; в последующие 4—5 час. возникло еще 5 или 6 больших волн, а через 12½ час. большая волна проявилась в С.-Франциско, пройдя Тихий океан среднею глубиною в 4 000 *м* со скоростью 170 *м* в секунду. В Арике (в Перу) 13 августа 1868 г. волна, в несколько метров высотою наступила через 20 мин. после удара, затем отступила; но за ней последовала страшная опустошительная волна до 20 *м* высотою, за которой с промежутками в ¼ часа следовало еще несколько меньших волн. Волна эта через 12½ час. была на Сандвичевых островах; достигнув через 19 час. берегов Новой Зеландии, имела еще 3 *м* высоты и погубила до 25 000 чел.; а через 24 часа достигла Японии. Средняя скорость ее была между Арика и Валдивией при глубине 2 200 *м* — 145 *м*, между Арикой и Чатамскими о-вами при глубине 2 700 *м* — 160 *м*, между Арикой и Сандвичевыми островами при глубине 5 200 *м* — 170—220 *м* в секунду.

При землетрясении в Иквикве в Перу 1877 г. волна достигла также Новой Зеландии и Японии. Скорость ее при разных глубинах приведена в таблице 70 [*51*]:

Таблица 70

Глубина в *м*	Скорость в *м* в 1 сек.	Глубина в *м*	Скорость в *м* в 1 сек.
500	71	2 600	158
800	90	3 000	170
1 600	120	3 500	183
2 000	140	4 000	200

То же самое подтверждают данные Вербека о скорости распространения волны Кракатау 1883 г., как видно из таблицы 71:

Таблица 71

Глубина в *м*	Скорость в *м* в 1 сек.	Глубина в *м*	Скорость в *м* в 1 сек.
25—57	16—23	2 090	143
360	59	3 000	170
472	67	4 150	200
1 470	120	4 370	207
1 880	136	4 550	210

Высота волны также изменяется с глубиною; даже небольшая волна у берегов достигает 15 *м* уже при глубине 60—70 *м*, а в открытых морях еще больше, но цифровых данных нет; при этом ширина волны возрастает быстрее чем высота: так волны в 4—6 *м* высотою имеют ширину 25—50 *м*; бурная волна в 8 *м* высотою имеет ширину уже 100 *м*, а самая громадная волна в 20 *м* высотою имеет ширину до 1 000 *м*. При такой зависимости скорости от глубины возможно наоборот по скорости определять глубину мало известных частей океанов, для чего пользуются формулой Лагранжа, приписываемой Эри, которая определяет отношение между глубиной (p), скоростью волны (v) и ускорением силы тяжести (g), т. е. $p = \frac{v^2}{g}$ или $v = \sqrt{pg}$; при ровном дне $p = \frac{1}{10}\ v^2$, а при неровном, по Гагену, $p = \frac{1}{15}\ v^2$, по Русселю [*52*], $p = \frac{1}{32}\ v^2$. Таким путем Вербек и особенно Нейлмайр [*53*] определили глубину между Зондским проливом и Капскою областью в 4 200 *м*, о-вом Родритец — 4 500 *м*, Южной Георгиею — 6 340 *м*.

При таком влиянии глубины на скорость волны очевидно, что волны одного и того же землетрясения в различных местах, но одинаково удаленных от центра сотрясения, появятся в различное время, и даже мыслим такой случай, что в более удаленных местах волна появится раньше, нежели в ближайших пунктах. Морские волны сейсмического происхождения (волны тяжести, не упругие), будучи весьма схожими с обычными, производимыми ветром, отличаются от них преимущественно своим небольшим количеством — 1—3 волны распространяются в направлении удара.

Что касается наступания и отступания волны у берегов, то давно уже различные исследователи объясняли это явление залеганием центра сотрясения вдали от берегов под дном моря. Одни полагают, что причина этого кроется в моментальном поднятии некоторой части морского дна, другие [*52*], напротив, причину видели в опускании морского дна; третьи [*54*] объясняли сотрясением воды, вызывающим волны.

Рейер отличает следующие случаи:

1. Вертикальное или сотрясательное движение дна вызывает простое сотрясение в массе воды.

2. Волнообразное движение вызывает соответствующее колебание в воде, особенно если и то и другое совпадают; тогда волны достигают наибольшего напряжения.

3. Подводные извержения также производят значительное перемещение в массе воды, так же как

4. Поднятие и опускание частей подводной земной коры в глубоких морях.

5. Дислокация береговой области в мелких морях вызывает перемещение воды.

Короче мы можем все такие волны по происхождению разделить на *дислокационные*, наиболее частые, и *вулканические* (см. гл. VII об извержении Кракатау), приуроченные лишь к мелким местам (см. рис. 519).

В большинстве случаев дислокация в береговой области отражается волнами не только в мелких береговых частях моря, но и вдали от берегов.

Дислокация земной коры в береговой полосе, т. е. на материке или на дне мелкого моря, представляет (по мнению Рейера) наиболее распространенную причину моретрясений, потому что береговая область, как рубежная, разделяющая материковые возвышенности от морских впадин, более других частей коры подвержена всякого рода дислокациям. Положим, что в известном пункте происходит дислокация, обусловливающая сотрясение; она выразится в мелком море рядом коротких быстро двигающихся волн, которые с углублением и вместе с тем с удалением от центра землетрясения будут становиться длиннее, шире и массивнее, а при встрече с берегами превратятся в разрушительные и наибольшей величины достигнут в глубоком открытом море. Таким образом интенсивность сотрясения на суше уменьшается с удалением от центра землетрясения, тогда как в море, наоборот, значительно увеличивается; следовательно при слабом ударе, но в глубоком море получится бо́льшая волна, нежели при сильном ударе, но в мелком море; при береговом центре сначала появятся на берегу небольшие волны, а позднее — более мощные, возбужденные в открытом море. Большинство наблюдений действительно свидетельствует, что центр сотрясений большею частью лежит в прибрежной полосе на дне моря; так центр землетрясения Иквикве в Перу в 1877 г., по Гейнцу [*55—63*], залегал в море на 90 *км* от берега; бенгальское 1881 г. имело центр почти посредине Бенгальского залива, причем исходный пункт сотрясений представляет большею частью линию значительной длины, например при землетрясении Мадеры, Азорских островов 1884 г. и до 80% японских землетрясений.

Наиболее вероятной формой дислокаций на дне морей, порождающих волны, представляется образование грабенов, флексур и скольжений масс рыхлого материала — подводных оползней по краям донных впадин, имеющих, согласно современным воззрениям, вообще большое значение.

Поднятие и опускание некоторой части дна моря также объясняет отступание и наступание волны, величина которой обусловливается степенью поднятия и понижения.

Дислокации на дне океанов, вызывающие в них сейсмические явления, вполне сходны с нарушениями, происходящими на поверхности Земли, и приурочиваются видимо к таким же сейсмо-тектоническим линиям. По-

мимо упомянутых выше наблюдений пароходов другим доказательством существования сейсмо-тектонических линий и на дне океанов служит подтверждение действительных его перемещений разрывами подводных телеграфных кабелей, происходящими систематически в одних и тех же местах. При этом в течение трех лет из 87 разрывов 57, т. е. $^2/_3$ их, совпали с моментами отмеченных европейскими сейсмическими станциями далеких землетрясений, нигде однако на Земле не разразившихся, а следовательно очевидно происшедших на площадях, занятых океанами. Кабель Липари-Милаццо (Сицилия) рвался 5 раз подряд в одном и том же месте, где он пересекает линию ряда подводных вулканов; почти все разрывы атлантических кабелей происходили около Флеминг-кап (Новая Англия); кабель, проходящий поперек устья Ровумы в восточной Африке по совершенно ровному дну, после ряда разрывов передвигался несколько раз в сторону, однако продолжал разрываться, причем 8 мест этих разрывов лежали на одной прямой линии. Много подобных наблюдений собрано Форстером [*64*] на Занте (Греция). При сильном подводном землетрясении 1878 г. кабель Крит-Занте разорвался в двух местах, причем дно Адриатики между этими местами совершенно изменилось, сделавшись настолько неровным, что кабель пришлось прокладывать в ином направлении; землетрясение 1885 г. снова повредило его, причем в месте разрыва дно понизилось с 240 до 3 000 *м* глубины, т. е. произошел крупный подводный сброс. Подобный же разрыв кабеля Занте-Крит произошел при землетрясении 15 августа 1886 г. по сбросу, опустившему дно моря с 1 200 на 2 000 *м*. Другой такой же разрыв кабеля Занте-Корфу 7 декабря 1885 г. произошел на небольшой глубине всего в 100 *м*; при этом в морской телескоп ясно видна была линия сброса (в 0,5 *м*) на гладком известняковом дне, следы прежнего положения кабеля и круглые звездчатые отверстия в известняке, подобные растрескиванию стекла от пули и звездообразным трещинам, образовавшимся в Жерокарно при калабрийском землетрясении. 3 февраля 1923 г. произошел вследствие подводного землетрясения разрыв кабеля около Гавайских о-вов. Волны при этом достигли 3,6 *м* высоты. Все эти факты достаточно убедительно доказывают нам общность явлений нарушения поверхности Земли при землетрясениях повсеместно на суше и на дне морей и океанов.

Из данных Шепарда,[1] подвергнувшего критическому анализу новые гидрографические съемки восточных тихоокеанских прибрежных частей Японии, вытекает, что после землетрясения 1923 г. ряд подводных долин углубился, причем процесс этот сопровождался подводными оползнями.

Установлены следующие величины: для максимальных поднятий до 40 *м* и опусканий до 60 *м* в среднем; в 27 случаях были констатированы углубления до 100 *м* и поднятия более 100 *м* и лишь в 6 случаях углубления более 200 *м*. Все эти данные относятся к бухте Сагами к югу от Токио на восточном побережьи Японии. На западном побережьи в бухте Цуруги также отмечены большие изменения, хотя и отстоявшие далеко от эпицентра землетрясения.

Специальным методом изучения подводных долин (эхо-лотами и звуковыми бомбами)[2] были открыты также у берегов Новой Англии (США) 27 подводных каньонов, вырезанных в шельфе, имеющем здесь среднюю глубину около 250 *м*, на глубину 600—1 000 *м*. Такая высота склонов каньонов на суше встречается лишь в западных штатах Северной Америки, представляет собой исключительное явление даже в земном рельефе и вряд ли могла возникнуть в условиях подводных. Таким образом их следует рассматривать как доказательство общего опускания этой части американского материка. С другой стороны подобные исследования имеют громадное зна-

[1] Journal Geologic. Том IV. № 5. 1931 г.
[2] В «Трудах Американского геофизического объединения», 1933 г.

чение и с чисто гидрографической точки зрения, так как могут обнаружить большие неожиданности для практических целей судоходства.

В 1930 г. промерами английского военного судна «Ормонд» к востоку от о-ва Кипра в Средиземном море был обнаружен новый подводный каньон около 1 *км* длиной, до 300 *м* шириной, с совершенно ровным дном, лежащим на глубине около 200 *м* от поверхности моря, и с совершенно отвесными боками, подобно тем, что установлены (Шепардом) у атлантических берегов Северной Америки. По мнению Грегори, этот каньон образован сбросами при одном из землетрясений наподобие грабенов Сирии и Африки.

Что касается областей моретрясений, то хотя вообще они меньше, чем области землетрясений, тем не менее достигают значительных размеров, например бенгальское моретрясение охватило почти круговую площадь, диаметр которой с С на Ю равен 2 400 *км*, а с З на В 2 200 *км*, т. е. около 5 000 000 *км*². Центр его, по определению Мильна, находится под 89° в. д. п 14°20′ ю. ш., а скорость распространения 594 *м* в 1 сек. К сожалению в этом отношении собрано еще весьма немного данных, так как определение области распространения субокеанических землетрясений весьма затруднительно и удается только при сочетании особенно счастливых случайностей. Гораздо полнее данные, собранные Рудольфом, относительно их географического распределения, которое однако рассмотрим совместно с географическим распределением вообще сейсмических явлений на Земле.

В заключение о моретрясениях заметим еще, что при помощи их объясняются некоторые весьма распространенные предания о событиях, повидимому обусловленных отступанием и наступанием на материк сейсмической волны моря, и сказания о «потопах», существующие в той или другой форме у всех народов за исключением разве только негров Центральной Африки. Сказание о библейском потопе имело большое влияние на развитие геологических учений, что доказывают еще сохранившиеся термины: «дилювий», «дилювиальные отложения» и др., заимствованные из Библии.

Если наконец мы обратимся к Китаю, также обладающему древними историческими летописями и подвергавшемуся разрушительным разливам Желтой реки, которая и носит поэтому название «проклятия Китая», то мы встретим историю потопа, имеющую крайне важное значение и на которую также Зюсс обращает внимание. В хрониках — при монархе, царствовавшем около 2357 г., следовательно современнике Хаммураби (Khammurabi), мы читаем: — Тп сказал: «Принц Четырех гор! разрушительны в своих разливах воды потока, в своем обширном распространении они заливают горы и покрывают вершины, угрожая небесам, так что простой народ беспокоится и ропщет. Где есть способный человек, которому бы я мог поручить исправить это зло?». Поручили дело Хвану (Khwan), но в продолжение девяти лет он работал напрасно; тогда призвали другого инженера Иу (Yu). В восемь лет он произвел громадные работы: разредил леса, урегулировал русла рек, расширил и очистил устья, построил плотины, снабдил народ пищей и был большим благодетелем государства.

Соллас считает сказание о потопе мифом, который не представляет какого-либо грандиозного явления, относящегося к определенному времени; поводом же для возникновения его послужили самые обыкновенные наводнения, часто случающиеся в низовьях неурегулированных больших рек, к которым относятся и Тигр с Евфратом. Соллас дает наивозможно простое и трезвое объяснение возникновению легенды о потопах и не считает нужным и возможным доискиваться каких-либо особых причин для каждого отдельного, а в том числе и для библейского потопа, или приурочивать его к какому-либо историческому периоду. Наводнения или потопы происходили всегда и обусловливались различными причинами, между которыми циклоны с ливнями и сейсмические волны занимают первое место, как свидетельствуют вышеприведенные примеры наступания сейсмической волны и циклоны Бенгальского залива, производящие опустошения в низовьях Ганга и Брамапутры; например в ночь с 11 на 12 октября 1737 г. буря в соединении с землетрясением подняла воду в р. Ганге на 12 *м* выше обыкновенного и произвела наводнение, погубившее до 300 000 чел.; в новейшее время в 1876 г. в устье Брамапутры подобная же катастрофа затопила площадь в 141 квадр. геогр. милю до высоты 13,5 *м* и уничтожила от 100 000 до 250 000 чел. (по разному счету). Повидимому совершенно такие же явления с давних пор происходили в устьях Тигра и Евфрата с тою только разницею, что 4 000 — 5 000 лет тому назад наводнения простирались гораздо дальше внутрь материка, нежели теперь, потому что при годовом нарастании дельты Шат-эль-араба в 55 *м*, по определению Раулинсона, она выдвинулась за 5 000 лет более чем на 200 *км*; следствием этого было с одной стороны соединение двух самостоятельных рек — Тигра и Евфрата — в одну Шат-эль-араб, а с другой — заполнение части Персидского залива. В то время залив этот близко подходил к горам Низир, и потому корабль Ситпапистима, гонимый, согласно легенде, вверх по реке, очевидно волнами моря, мог в короткое время дойти до гор Низир и остановиться на них или задержаться ими, как полагают Зюсс и Шмидт, но это невозможно в настоящее время ни при каком наводнении, как тоже справедливо думает Соллас. Таким образом сила и размеры наводнений зависят не только

от различных причин, но и от физико-географических перемен, которым подвержены прибрежные страны. Частое повторение опустошительных наводнений породило различные легенды о потопах, причем библейский рассказ о потопе представляет только сокращенный монотеистический пересказ халдейской легенды и не нуждается в каких-либо особых объяснениях.

§ 44. СООТНОШЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ДРУГИМИ ЯВЛЕНИЯМИ ПРИРОДЫ

Распределение землетрясений во времени. Абсолютное число землетрясений, когда-либо случавшихся на земной поверхности, констатировать невозможно, потому что древнейшие известия о них отличаются большими пробелами. Сопоставление же более новых данных показывает, что число и напряженность землетрясений как в отдельных областях, так и для всей Земли неодинаковы в различные периоды; так например I, V, VIII, XII и XVI века отличаются сильнейшим напряжением землетрясений, тогда как III, VII, X и XIV века, напротив, замечательным сейсмическим покоем; эта периодичность наглядно изображена Маллетом графически. Подобная же периодичность увеличения и уменьшения землетрясений повторяется и в более короткие промежутки времени, как это видно из сопоставления числа землетрясений за время от 1700 до 1850 г., которое показывает, что особенно большое развитие землетрясений было в 50-х годах XVIII века, в 20-х и 40-х годах прошлого. В отдельных странах периоды сильнейшего напряжения землетрясений продолжаются от 1 до 5 лет и перемежаются с периодами сравнительного покоя от 50 до 100 лет, например в Японии, хотя это относится только к большим разрушительным землетрясениям, тогда как мелкие в той же Японии происходят каждый день, или даже по 4 в день. Вообще нужно заметить, что число землетрясений возрастает в тех странах, где организуются систематические наблюдения, которые отмечают не только крупные, но и все мелкие сотрясения почвы, проходившие прежде незамеченными; лучшим примером этого может служить Швейцария, где например в XV веке констатировано только 15 землетрясений, в XVI — 90, в XVII — 180, в XVIII—480, а в XIX веке насчитано уже более 1 000, и полагают даже, что ежегодно происходит до 100 землетрясений; то же самое в Турции, Малой Азии, Италии, Франции и пр. Для Китая (Кан-су) было установлено три главных периода землетрясений, причем за последний из них (с 1267 г.) произошло 150 больших катастроф, всего же за последние 2 700 лет — 240. В Японии с 1489 по 1905 г. произошло 224 крупных колебания с промежутками около 6½ лет.

Изменяемость числа и напряженности землетрясений происходит не только в длинные периоды, определить которые за недостатком данных невозможно с желаемою точностью, но также и в короткие периоды, а именно в течение одного и того же года. Замечено, что землетрясения происходят чаще и сильнее зимою и осенью, с октября по март, нежели летом и весною, с апреля по сентябрь.

Так Гофф [*65*] показал, что в северных Альпах за десятилетний период (от 1821 до 1831 г.) на осень и зиму приходится 77 землетрясений, а на весну и лето только 38, т. е. почти вдвое меньше. По Клюге [*66*]:

	Октябрь — март	Апрель — сентябрь
В северном полушарии	948 землетрясений	862 землетрясения
„ южном „	337 „	300 „

Мериан показал, что из всех землетрясений, бывших до 1836 г. в Базеле, на зимние месяцы приходится 80, а на летние 40.

Из таблицы Мильна, в которой сопоставлено 139 землетрясений в Шотландии и 116 в Англии, видно, что среднее количество землетрясений приходится:

На месяц	21,2
„ летний месяц	16,1
„ зимний „	26,3

Из 1 230 землетрясений Швейцарии с окрестными странами, насчитанных Фольгером [67], приходится на зиму (461) и осень (313) — 774 землетрясения, а на весну (315) и лето (141) — 456. Ланкастер из 272 землетрясений, бывших с 1634 по 1870 г. в Англии, определил, что на зиму и осень приходится 178, а на весну и лето только 94, причем максимум приходится с ноября по февраль, а минимум — с апреля по сентябрь.

Мильн [68] насчитал за 1883—1884 гг. в Японии 387 землетрясений; из них 278 зимних, из которых около 200 приходится с января по март; при этом интенсивность зимних землетрясений в среднем почти в 3,5 раза значительнее летних.

Подобные соотношения землетрясений с временами года нашел Перрей [69] для землетрясений различных европейских стран, как видно из таблицы 72:

Таблица 72

Страны	Общее число землетрясений	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна и лето	Осень и зима
Бассейн Роны	1 823 с XVI по XIX век	32	35	53	62	67	115
Бассейн Рейна и Мааса	529 с IX века по 1844 г.	103	115	165	160	218	325
Бассейн Дуная	170 с V века по 1844 г.	60	67	67	76	127	143
Италия и Савойя . . .	1 020 с IV по XIX век	259	206	248	307	465	555
Франция, Бельгия и Голландия	656 с IV века по 1843 г.	133	137	196	200	270	386

Если принять за единицу среднее число землетрясений, приходящихся на каждое время года в отдельности, то общие выводы Перрея могут быть представлены в таблице 73:

Таблица 73

Страны	Осень	Зима	Весна	Лето
Великобритания	1,2	1,0	0,8	1,0
Франция и Бельгия	1,1	1,2	0,8	0,8
Испания	1,2	1,1	0,8	0,9
Италия	0,9	1,2	1,0	0,9
Европа	1,0	1,2	0,9	0,9
Малая Азия и др.	0,9	1,3	0,7	1,1
США	1,3	1,2	0,5	1,0

Маллет [70] показал, что из 1 961 землетрясений Европы, средней части Азии и Африки, бывших от 306 года до н. э. до 1843 г., приходится:

На зиму (декабрь, январь и февраль)	619
» весну (март, апрель и май)	445
» лето (июнь, июль и август)	426
» осень (сентябрь, октябрь и ноябрь)	471
	1 961

Такое же преобладание землетрясений в зимние месяцы установил А. П. Орлов для землетрясений Сибири и Туркестана за период времени с 1725 по 1871 г. Собственно же для Средней Азии максимум повторяемости землетрясений совпадает скорее с осенью, нежели с зимою.

То же преобладание землетрясений в зимние месяцы получается, если рассматривать число землетрясений не только отдельных стран, но и для всей Земли, как доказывают следующие данные Перрея и Шмидта. Перрей насчитал, что из всех землетрясений, бывших с 306 по 1844 г., на зиму (876) и осень (784) приходится 1 660, а на лето (673) и весну (646) — 1 319 землетрясений.

Ю. Шмидт приводит следующие цифры:

ноябрь — декабрь	3 824	май — июнь	3 334
январь — февраль	3 961	июль — август	3 395
март — апрель	3 800	сентябрь — октябрь	3 765

Подобно большим землетрясениям и мелкие сотрясения, именно тремор, также преобладают зимой, по крайней мере в северном полушарии, как видно из данных Бертелли для Болоньи, Рима и Флоренции, за период с декабря 1874 по декабрь 1875 г., изображенных кривыми. Вообще полагают, что число зимних землетрясений относится к числу летних как 4 : 3.

А. Зунан [71] на основании статистики японских землетрясений считал, что наибольшее число землетрясений приходится на май, август и февраль, причем места, где чаще происходят землетрясения, отличаются вместе с тем наиболее сильными землетрясениями; то же подтвердил Монтессю-де-Баллор [72], определивший наибольшую сейсмичность в областях с частыми землетрясениями.

Таким образом громадное большинство наблюдений свидетельствует о том, что все сейсмические явления совершаются периодически; продолжительность этих периодов, равно как и причины их, с точностью не определены, хотя и констатировано, что напряженность и число землетрясений увеличиваются в холодные месяцы года.

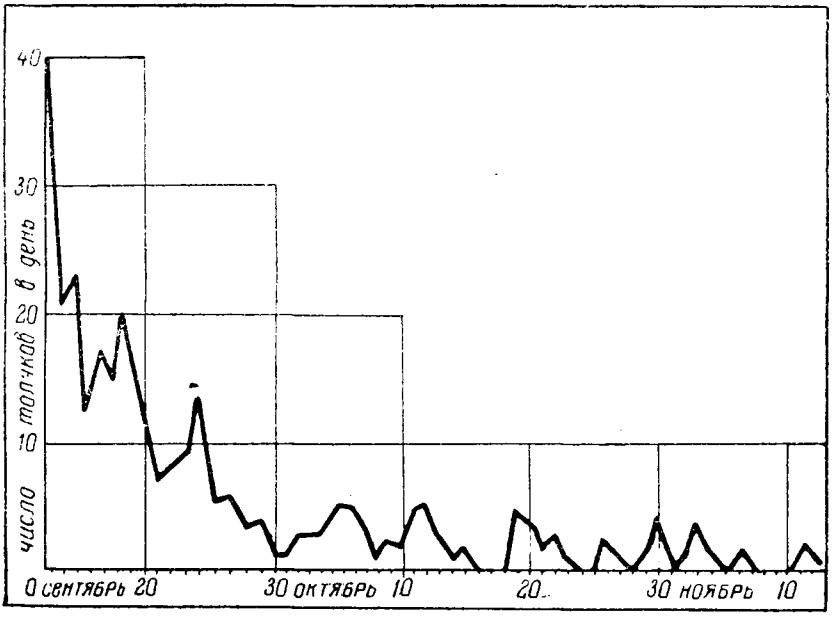


Рис. 520. Количество землетрясений по месяцам 1927 г. в Крыму, по Полумбу.

Эта периодичность и связь землетрясений с временами года прежде всего дали повод отыскивать причину их в космических явлениях, а именно в периодичности появления солнечных пятен и в изменении положения земли относительно луны и солнца.

Соотношение землетрясений с космическими явлениями. С древних времен еще халдеи и астрологи средних веков приписывали звездам магическое влияние на землетрясения. Аристотель и Плиний утверждали, что землетрясения достигают наибольшего развития во время солнечных и лунных затмений и преобладают весною и осенью. Гершель, Кант, Делюк и многие другие приписывали причину и периодичность землетрясений приливной волне, образующейся в расплавленном ядре земли вследствие притяжения луны. Все эти старые воззрения были забыты, но в прошлом столетии они появились снова, и основателем их считается Перрей. Сопоставляя число землетрясений с положением луны и солнца, Перрей нашел, что:

1. Землетрясения происходят чаще во время сизигий (ново- и полнолуний), нежели во время квадратур (первая и последняя четверть луны).

2. Землетрясения чаще в перигее (т. е. в ближайшем расстоянии луны от земли).

3. Удары землетрясений повторяются чаще и сильнее во время нахождения луны на меридиане данного места.

Следовательно влияние луны на землетрясения такое же, как на приливы и отливы моря.

Подобное же соотношение Перрей находит и для солнца, т. е. землетрясения чаще в перигелии, совпадающем с зимою северного полушария, и меньше в афелии, приходящемся на лето того же полушария.

Ю. Шмидт [73], произведя подобные же изыскания, показал, что хотя вышеприведенные соотношения существуют, но гораздо в меньшей степени, чем допускает Перрей; кроме того он замечает, что астрономические основания Перрея за период с 1776 до 1843 г. недостаточно надежны, и потому проверку делает только за период от 1843 до 1872 г.

На основании сопоставления греческих и балканских землетрясений он пришел к тому заключению, что:

1. Землетрясения чаще в перигее, нежели в апогее, но влияние перигея весьма слабое.

2. Землетрясения чаще в новолуний, но другой максимум их бывает через 2 дня после первой четверти; при этом Шмидт не считает возможным приурочивать этот факт к явлениям приливов и отливов.

Выводы Шмидта значительно ограничивали положительность заключения Перрея, тем более что числа Перрея подтверждают мнение Шмидта о слабости влияния луны на землетрясения, а именно, по Перрею, за период 1843—1872 гг. с перигеем совпадают 3 290 землетрясений, а с апогеем — 3 000, на сизигий приходится 8 800, а на квадратуру 8 400 землетрясений; следовательно в том и другом случае влияние, приписываемое космическим агентам, не превышает 5—10%, т. е. сравнительно ничтожное, как подтвердили и наблюдения М. Баратти [74], который свидетельствует, что некоторое увеличение ударов совпадает с проходом луны через меридиан данного места и даже несколько позже.

Анализируя несколько тысяч сейсмических отчетов, Дэвисон (известный английский сейсмолог) пришел к выводу, что «афтершоки» (толчки), следующие за главными ударами землетрясения в течение долгого времени, происходят регулярно с периодами в 7,4, 14,7 и 29,3 дня, которые соответствуют фазам луны и могут объясняться возбуждаемыми ею приливами.

Сопоставления о связи положения луны с землетрясениями сделаны и в Калифорнии: наибольшее число землетрясений наблюдалось или 5 час. спустя после наивысшего положения луны на небе или же через 12 час. после того. Вместе с тем наиболее сильные толчки наблюдались немного дней спустя новолуния или полнолуния, подобно и наблюдениям Дэвисона.

Однако несмотря на такую ограниченность влияния луны и солнца, несмотря на то, что приведенные наблюдения не приводят ни к каким положительным выводам, выводы Перрея и Шмидта послужили Фальбу [75] основанием для его теории землетрясений, предполагающей огненно-жидкое состояние земного ядра; по его мнению, расплавленная масса внутренности земли, подчиняясь притяжению солнца и луны, должна обнаруживать своего рода приливы, наподобие морских, и притом особенно усиленные в эпохи солнечных затмений; гребни таких приливных волн, ударяясь о внутренние стенки земной коры, колеблют и потрясают ее, а местами разрушают. Исходя из этой гипотезы, Фальб считал возможным даже предсказывать не только землетрясения, но и сильные возмущения в атмосфере, благодаря чему гипотеза Фальба в период разрушительных землетрясений в Испании, Пехии, Ницце, Миссури, б. Верном и др. конца XIX века получила большую популярность и доверие.

Это тем более удивительно, что основания гипотезы Фальба слишком шатки: она мало вероятна уже потому, что опирается не на точно констатированные факты, а на гадательные предположения о расплавленном ядре земли, что, как мы выше видели, противоречит астрономическим и физическим данным. Но кроме того статистика землетрясений совершенно не подтверждает ее. Еще в 1881 г. Хёрнес [76] показал несостоятельность ее, выражая при этом вполне справедливую мысль, разделяемую Лазо и др., что выводы Шмидта и Перрея, указывающие на некоторую, хотя и слабую связь землетрясений с положением луны и солнца, не дают права считать космические явления основною причиною землетрясений, так как в противном случае зависимость землетрясений от этого фактора обнаруживалась бы отчетливее и совпадение было бы яснее. Между тем кроме Хёрнеса исследования Зюсса [77] — 120 землетрясений в Нижней Австрии за период от 1000 до 1873 г., Хёфера [78] — 180 землетрясений в Каринтии и др. указывают, что количество землетрясений, удовлетворяющих гипотезе Фальба, гораздо меньше, нежели противоречащих ей или относящихся нейтрально к ней. В этом отношении особенно интересны наблюдения Швейцарской сейсмической комиссии, которая в течение последних месяцев 1881 г. и в январе 1882 г. констатировала, что в ноябре 1881 г. за 17 дней было 28 землетрясений с 41 ударом; в декабре в 6 дней произошло 10 сотрясений; в январе 1882 г. было сравнительно покойно: в 4 дня было 4—5 ударов; отсюда ясно, что число землетрясений не увеличивалось с приближением к перигелию в январе, как бы следовало по гипотезе Фальба, а напротив — уменьшалось. Далее, рассматривая отношение фаз луны, видим, что из 20 сотрясений в ноябре только два слабых совпадали с новолунием, т. е. подтвердили гипотезу Фальба, тогда как самые сильные 28 ноября приходились на первую четверть, т. е. противоречили ей, и наконец большинство из них, т. е. 14 из 16, были совершенно нейтральны к фазам луны. Выражая подсчеты в процентах, Лазо приводит следующие интересные данные:

Землетрясений, согласных с гипотезою Фальба	12,5%
„ противоречащих гипотезе Фальба	12,5%
„ индиферентных	75%

Для 6 дней с землетрясениями в декабре по тому же расчету получается:

Согласных с гипотезою Фальба	16,7%
Противоречащих гипотезе Фальба	33,3%
Индиферентных „ „	50%

Кроме статистических данных прямое несовпадение землетрясений с затмениями также противоречит гипотезе Фальба, например перед полным солнечным затмением 7 августа 1887 г., вопреки ожиданию многих, ни малейшего землетрясения не произошло даже в б. Верном, где сотрясения происходили до и после затмения довольно часто.

Еще менее удачна была попытка Маллета, Форстера и др. найти соотношение между 11-летними периодами землетрясений и солнечными пятнами. Маллет, на основании составленного им каталога землетрясений, определил, что средняя величина промежутка между годами максимума землетрясений равна 11,45 года, а между годами минимума 11,9 года; следовательно периодичность эта как бы равняется 11-летним периодам максимума появления солнечных пятен; но дело в том, что числа, полученные Маллетом, представляют значительные уклонения в ту и другую сторону; так например промежуток максимума между 1780 и 1785 гг. составляет 5 лет, а между 1824 и 1841 гг. — 17 лет, то же для минимума, например между 1795 и 1801 гг. — 6 лет, а между 1832 и 1850 гг. — 18 лет и т. д., а потому и средние выводы Маллета едва ли могут иметь научное значение.

Сопоставляя все результаты сейсмической статистики относительно связи землетрясений с космическими явлениями, нельзя не прийти к тому вероятному заключению, что некоторое влияние солнца и луны на усиление землетрясений вероятно, но для проявления их оно не безусловно необходимо, так как наблюдаются целые периоды землетрясений, не имеющих никакой связи с положением луны и солнца; поэтому замеченная связь представляет только явление, сопровождающее и может быть при благоприятных условиях способствующее разрешению землетрясений, но не составляющее основную причину их. Словом связь землетрясений с космическими явлениями по всей вероятности имеет такое же второстепенное генетическое значение, а может быть еще меньшее, как давление атмосферы, осадки, магнетизм земли и пр.

Соотношение землетрясений с переменами атмосферного давления, ветрами и осадками. Сейсмическая волна, отчего бы она ни происходила, распространяясь от пункта первоначального удара и достигая поверхностного слоя земли, сообщает ему толчок под некоторым углом к горизонту, вследствие чего этот поверхностный слой стремится отделиться от нижележащих слоев; если при этом вспомним, что атмосфера производит давление, средним числом равное 10 330 *кг* на каждый квадратный метр поверхности земли, то легко представить себе, какое громадное сопротивление должно преодолевать каждое колебательное движение поверхностных слоев суши, и что следовательно всякое изменение высоты барометра может до некоторой степени облегчать или затруднять сотрясение почвы; поднятие барометра на 1 *мм* соответствует увеличению нагрузки площади 1 $км^2$ на 13,6 млн. *кг*; с другой стороны, наоборот, всякое сотрясение почвы может также в большей или меньшей степени нарушать обыкновенное состояние атмосферы, производя в ней местные волнения и изменяя таким образом высоту барометра. Это замечание А. П. Орлова отчасти подтверждается не только старыми опытами (1773 г.) с колоколом Брюссельского собора, удар которого производил изменение высоты барометра, отстоящего на 2,1 *м*, на величину 0,15—0,25 *мм*, но и непосредственными наблюдениями над землетрясениями. Хотя в настоящее время по недостатку фактов еще невозможно окончательно формулировать закон зависимости между атмосферными возмущениями и землетрясениями с желаемою точностью, которая бы давала основание для правильного предсказания землетрясений по колебаниям барометра, как это пытались делать некоторые ученые (например Бюлар [79] предсказал 29—30 ноября 1869 г. в Смирне, 16 октября 1871 г. и т. д.), тем не менее известная связь между этими явлениями констатирована. Наблюдения в Италии

и Японии свидетельствуют преимущественно о влиянии барометрического градиента: чем он больше, тем колебания почвы проявляются сильнее.

Б. Голицын например полагал, что проход сильного барометрического минимума, сопровождаемого значительным уменьшением внешнего давления, может дать последний импульс сдвигу слоев, находящихся в неустойчивом состоянии равновесия, и вызвать землетрясение.

В отдельных случаях давно уже замечали изменение барометра при землетрясениях, например в окрестностях Фрейберга барометр сильно понизился за 2 дня до землетрясения 1 июля 1820 г., то же 18 февраля 1871 г. при землетрясении на Алтае; при калабрийском землетрясении 1783 г. замечено сильное понижение барометра на обширной площади, занимавшей почти всю Европу; то же замечалось при многих новейших землетрясениях, например в северной Германии, Италии, Испании и Японии. Ю. Шмидт, сопоставляя многочисленные землетрясения Греции (около 676), пришел к тому заключению, что максимум землетрясений совпадал с давлением барометра в 335 *мм*, причем с уменьшением давления число их увеличивается быстрее, нежели уменьшается при увеличении давления. А. П. Орлов из сопоставления большого количества сейсмических и барометрических наблюдений в южной Сибири определил, что 1) максимум землетрясений в южной Сибири бывает в те месяцы, когда давление атмосферы бывает наибольшее, т. е. зимой, и, напротив того, к лету и осени повторяемость землетрясений уменьшается одновременно с уменьшением высоты барометра к лету и с началом возвышения его осенью; 2) судя по всем имеющимся сведениям, количество землетрясений весьма заметно возрастает от запада к востоку, так что окрестности Байкала сотрясаются зимой гораздо чаще стран, лежащих западнее. Эта изменяемость в ходе сейсмических явлений совпадает с годовым ходом барометрического давления в СССР [80]. Но не только по временам года, а и по месяцам повторяемость землетрясений в южной Сибири совершенно совпадает с колебаниями барометра. Таким образом вышеуказанное преобладание землетрясений в зимнее время до некоторой степени объясняется максимумом колебаний барометра зимой, что относится не только к Сибири, но и ко всей Европе.

Многолетние наблюдения Бертелли, Росси и др. в Италии показали, что сейсмические бури находятся в тесной связи с давлением атмосферы, а именно понижение барометра как бы усиливает сейсмическую бурю, а повышение уменьшает амплитуды колебаний и даже может совсем прекратить их; поэтому первые, совпадающие с понижением барометра, называют *бароссйсмическими*, а вторые — *вулканосейсмическими движениями*; иногда такое действие представляется только местным, но часто распространяется на обширные площади.

Особенно интересны в этом отношении выводы Дж. Дарвина [81], который показал, что возвышение барометра на 30 *мм* над площадью, равной Австралии, может вдавить целый материк на 15—23 *мм* ниже его среднего уровня, а поверхность воды такой же площади понизить на 305 *мм* и даже более; наоборот, понижение барометра производит явление возвышения.

Систематические наблюдения С. Секья (Sekei Sekiya), Милна [82] и др. над землетрясениями в Японии (1888 г.) как будто убеждают в тесной связи колебаний атмосферы и почвы; по ним составлена таблица 74, в которой столбец *A* означает число земле-

Таблица 74

Месяцы 1885 г.	*A*	%	*B*	%	*a*	%	*b*	%
Январь	33	6,7	154 469	7,6	12	5,1	17	5,4
Февраль	44	9,1	251 786	12,9	22	9,2	27	8,6
Март	37	7,7	112 821	5,5	17	7,2	28	8,9
Апрель	37	7,7	73 211	3,6	19	8,0	19	6,1
Май	51	10,6	160 128	4,9	25	10,5	34	10,8
Июнь	43	8,9	244 978	12,0	23	9,7	34	10,8
Июль	32	6,6	141 379	6,9	20	8,4	20	6,4
Август	29	6,0	93 503	4,6	13	5,5	13	4,1
Сентябрь	45	9,3	224 642	11,0	22	9,2	33	10,5
Октябрь	41	8,5	324 008	16,1	22	9,2	36	11,5
Ноябрь	51	10,6	63 527	3,1	22	9,2	25	8,0
Декабрь	41	8,3	180 451	8,8	21	8,8	28	8,9
	483	100	2 024 903	97,0	238	100	314	100

трясений в каждый месяц, в столбце *B* показаны площади распространения землетрясений в квадратных километрах; в столбце *a* — число дней, в которые на японских станциях отмечены циклоны, бывшие в самой Японии или на Японском море; в столбце *b* — число терминных дней, в которые центр циклонов приходится на Японию и в расстоянии не более 150 *км* от берегов ее, следовательно этот столбец показывает данные, аналогичные данным столбца *B*, т. е. определяет центр барометрических минимумов на сейсмических площадях.

Во вторых (правых) графах показаны те же данные, но выраженные в процентах годового количества, принимаемого за 100.

Из этой таблицы при сравнении столбцов *A* с *a* и *B* очевидно полное совпадение сейсмических и барометрических колебаний.

Полученные таким образом выводы совершенно сходятся с данными верненского периода землетрясений с июня 1887 по январь 1888 г., когда 71% общего числа ударов (155) совпадали с понижением барометра, а 29% — с повышением его; по месяцам эта зависимость между числом ударов и колебаниями барометра выступает еще резче: например в июне (н. с.) число ударов было 52, а число дней со стоянием барометра ниже среднего, т. е. ниже 696,6 *мм*, было 28, в сентябре 24 удара, а число таких же дней только 9 и так далее, как видно из таблицы 75 Вознесенского.

Таблица 75

Месяцы 1887 г.	Число дней, в которые барометр стоял ниже 696,6 *мм*	Число ударов
Июнь	28	52
Июль	31	42
Август	28	36
Сентябрь	9	24
Октябрь	4	7
Ноябрь	6	10
Декабрь	2	11
Январь 1888 г. . . .	14	6

Некоторая непропорциональность чисел в обоих столбцах, например при 31 дне в июле было 42, а в июне при 28 днях 52 удара и т. д., обусловливается неточным определением числа ударов, наблюдавшихся без всяких инструментов. Если данные Баума о числе ударов, которыми пользовался Вознесенский, исправить и дополнить данными Зенкова, Брусницына и др., то получаются более пропорциональные числа.

Таким образом как точные (японские), так и более грубые (верненские) наблюдения привели однако к одному и тому же предположению, что напряженность сейсмических явлений находится в связи с барометрическим давлением и значительно увеличивается с понижением его, т. е. с уменьшением атмосферного давления.

Мильн также подтвердил этот вывод, указав, что из 177 землетрясений в центральной Японии 105 совпадали с понижением барометра и только 72 с повышением; вероятность сотрясений, по Мильну, при высоком стоянии барометра — не более 0,33, тогда как при низком — 0,50.

Так как изменение атмосферного давления оказывает существенное влияние на направление и силу ветра, а также на количество осадков, то очевидно землетрясения, имеющие связь с барометрическим давлением, должны также иметь некоторое определенное соотношение с ветрами и осадками, что действительно подтверждается по отношению к микросейсмическим движениям. Мильн даже рассчитывает приблизительную вероятность землетрясений при различных градиентах, а именно:

при	градиенте	0	вероятность	0,2
„	„	1 — 3	„	0,5
„	„	4 — 5	„	0,8
„	„	6	„	1

а так как сила ветра зависит от величины барометрического градиента, то следовательно вероятность землетрясений до некоторой степени обусловливается силою ветра; Мильн нашел, что вероятность эта при полной тишине около 0,07, при обыкновенном ветре 0,52 и хотя возрастает с силою ветра, но весьма неправильно; при сильном ветре (7 баллов) почти всегда наступает сотрясение почвы, хотя с другой стороны оно наступает и при безветрии. Словом величина градиента имеет гораздо бо́льшее значение для землетрясений, нежели повышение и понижение барометра. Замечено, что выделение рудничных газов находится в зависимости от давления атмосферы и микроколебаний, а потому очевидно чувствительные сейсмографы, определяющие микросейсмические колебания рядом с барометром, могли бы служить с пользою на каменноугольных рудниках, как указатели степени выделения газов [84].

В отдельных случаях много раз наблюдалось, что землетрясения предшествуются, сопровождаются или оканчиваются сильными порывами ветра, нередко переходящими в ураган, например во время катастрофы 24 декабря 1884 г. в Андалузии северо-восточный ветер изменился в южный с сильною снежною мятелью; при землетрясении в 1872 г.

в средней Германии во многих местах произошел сильный порыв ветра; в Лимбахе ветер перешел в шторм, ослабевший вскоре после землетрясения, а в Глогау вихрь предшествовал землетрясению. Нетрудно увеличить количество подобных фактов, но к сожалению они не приводят ни к какому определенному закону, хотя указывают на весьма тесную связь между землетрясениями и порывами ветра.

Совершенно то же самое можно сказать и про соотношение землетрясений с атмосферными осадками. Отдельные наблюдения показывают, что большая часть землетрясений совпадает с обильными осадками, хотя не мало и исключений из этого; например страшное землетрясение в Лиссабоне в 1755 г. произошло после дождливого лета; на Ямайке в 1692 г. подземные удары всегда чувствовались гораздо сильнее после дождей; то же в окрестностях Байкала; верненскому землетрясению 28 мая (3 июня) 1887 г. предшествовали громадные ливни, а в последующее время наиболее сильные удары почти всегда следовали после дождей. Неаполитанское землетрясение 1857 г., наоборот, сопровождалось, по свидетельству Маллета, чрезмерною сухостью.

Некоторые полагали даже, что географическое распределение землетрясений до некоторой степени совпадает с географическим распределением осадков, т. е. сейсмические области большею частью приходятся на области дождя, но исключений из этого положения так много, что едва ли возможно считать это сколько-нибудь общим и положительным правилом.

Сопоставление всего сказанного нами о связи землетрясений с атмосферными явлениями, т. е. с давлением, ветрами и осадками, показывает только, что связь эта существует и более всего выяснена относительно давления атмосферы; но вместе с тем связь эта выражается настолько разнообразно, и даже иногда не обнаруживается, что все эти атмосферные факторы можно рассматривать как явления сопровождающие и при благоприятных условиях способствующие усилению землетрясений, но ни в каком случае не составляющие основную причину их или по крайней мере большинства наиболее сильных и обширных землетрясений, а только сейсмических колебаний.

Соотношение землетрясений с земным магнетизмом и электричеством. Это соотношение еще менее изучено, чем предыдущие, тем более, что и фактов в этом направлении до сих пор собрано весьма мало. В отдельных случаях некоторые исследователи уже давно замечали (Гумбольдт, Араго и др.) связь магнетизма с землетрясениями, например при землетрясении в Селенгинске 30 декабря 1861 г. Кельберг заметил, что магнитная стрелка отклонилась на 3,5°, но затем при следующем ударе 31 декабря снова приняла свое прежнее положение; тоже в 1840 г. при землетрясении в Скравнике отмечено возмущение магнитных элементов в Праге. При землетрясениях в Андалузии [85] 1884 г., Лигурии [86] 1887 г., Японии [87] 1891 г. и пр. наблюдалось изменение всех магнитных элементов, но особенно склонения во всей обширной области сотрясения; так при андалузском землетрясении в обсерватории Лиссабона нарушение магнитных элементов замечено не только в 9 час. 19 мин. 24 декабря, но даже за 2 дня до землетрясения, т. е. 22 декабря в 4 час. 15 мин. утра; почти в то же самое время с некоторым опозданием отмечена пертурбация в Париже (9 час. 24 мин.) и в Вильгельмсгафене (9 час. 28 мин.); точно так же при землетрясении 22 февраля 1887 г. в Лигурии нарушения магнитных элементов отмечены во многих местах (с 5 час. 45 мин. до 5 час. 50 мин. в Париже, Лионе, Лиссабоне, Перпиньяне, Гриниче, Вильгельмсгафене, Вене, Поле, Брюсселе и Нанте) и притом последовательно, т. е. с опозданием в более удаленных пунктах. Таким образом связь землетрясений с магнетизмом едва ли возможно отрицать, но с другой стороны она может быть выражается только механически, а не по существу, т. е. магнитные инструменты при колебаниях почвы играют роль только сейсмографов, как утверждают например Лизнар [88], Эшенхаген [89], Монтессю-де-Баллор и др.; если это так, то связь эта не может иметь большого значения; но возможно допустить, что землетрясения производят действительные пертурбации в магнитных элементах, и предполагать, что магнитные элементы должны изменяться в зависимости от землетрясений, так как при колебаниях земной коры нарушается нормальное состояние земного магнетизма.

Это тем более вероятно, что зависимость магнитных аномалий от дислокаций (см. выше § 13) выражается довольно определенно, а дислокации

в свою очередь тесно связаны с землетрясениями и представляют главнейший фактор, обусловливающий их географическое распространение.

Сообщения о землетрясениях, будто бы наблюдающихся при прохождении метеоров, неправильны и обычно относятся к сильным воздушным волнам, производящим сильную вибрацию зданий, даже с повреждением штукатурки и стекол, которая населением отождествляется с сейсмической.

Повторяемость землетрясений в определенные части суток повидимому имеет связь с суточными изменениями атмосферного электричества и быть может колебаниями солнечной радиации.

Наконец в последнее время была попытка предсказания землетрясений помощью беспроволочного телеграфа, который будто бы за несколько минут до толчков регистрирует особые электрические волны; однако и эта попытка, в числе всех остальных этого рода, пока не увенчалась успехом.

Подведя итоги сказанному, *можно ограничиться лишь констатированием существования каких-то связей между явлениями сейсмическими и другими, космическими и метеорологическими, но связей пока туманных и неопределенных.*

Сопоставляя траектории перемещения эпицентров больших землетрясений и смещения полюсов, видим совпадение их, причем землетрясения повидимому происходят именно при резких изменениях угловой скорости этого смещения. Эта идея, подтверждаемая отчасти действительно наблюдавшимся незадолго до больших землетрясений изменением географических координат (например в Калабрии 23/X 1907 г. на 0″,4), может дать способ предсказания землетрясений. Вместе с тем это указывает также и на зависимость землетрясений от движений больших частей земной коры, а так называемые «сейсмические центры» или «очаги» являются лишь ослабленными местами более легкого разрешения напряжений. Это же вытекает и из большой глубины гипоцентров мировых сейсм (до 600 *км* в проливе Лаперуза 4/XII 1933 г.), и из размера энергии, выделяемой при землетрясениях (калифорнийское 1906 г. дало энергию, достаточную для подъема 7 $км^3$ на 1 *км*, а тянь-шаньское 1911 г. — в 26 раз больше).

Эпицентры японских землетрясений обнаруживают тенденцию к последовательному смещению к северу, что привело к гипотезе (Терада и Миябе) о зависимости этого явления от пульсации земли. В XVI веке по данным этих сейсмологов эпицентры в Японии и Евразии смещались к югу, а в Южной Америке к северу, иначе говоря, они везде смещались по направлению к экватору или от полюсов. Приблизительно с 1600 г. эта тенденция сменилась обратной — к полюсам, а с 1700 г. снова от полюсов. Такие же смены наблюдаются и около 1800 и 1900 гг., причем и в Северной Америке происходили явления соответственные. Причина их, по мнению Терада, заключается в изменениях фигуры земли — попеременном изменении величины сжатия эллипсоида вращения; возникающие при этом напряжения должны быть сильнейшими на средних широтах, вызывая там наибольшее количество землетрясений

§ 45. СВЯЗЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ТЕКТОНИКОЙ

Определенную, ясную причинную связь и зависимость землетрясений можно искать лишь в самой среде их порождающей — земной коре, но этой идее, несмотря на всю ее простоту и естественность, пришлось добиваться признания дольше всех других (рис. 521).

Тесная связь землетрясений с орографией и геологическим составом земной коры давно уже была подмечена. Она выражается в том, что пояса сотрясений простираются большею частью вдоль горных кряжей и преимущественно по обрывистым окраинам их, прилегающим обыкновенно к обширным низменностям или морям. Это соотношение хотя было подмечено,

однако ближайшая связь направления землетрясений с формами дислокаций не была выяснена, и многие долго отрицали например распространение землетрясений поперек горных кряжей (т. е. орографических), несмотря на наблюдения, противоречившие этому. Еще в 20-х годах XIX века Паллас доказывал, что пиренейские землетрясения обыкновенно направляются с ЗСЗ на ВЮВ, т. е. вдоль кряжа, причем по южному склону гораздо чаще, нежели внутри и по северному склону. С другой стороны было констатировано, что землетрясение 8 октября 1828 г. направлялось поперек Апеннин — от Вогеры через Бохетта на Геную. Таким образом понятие о *продольных* и *поперечных землетрясениях* по отношению к направлению горных кряжей существует

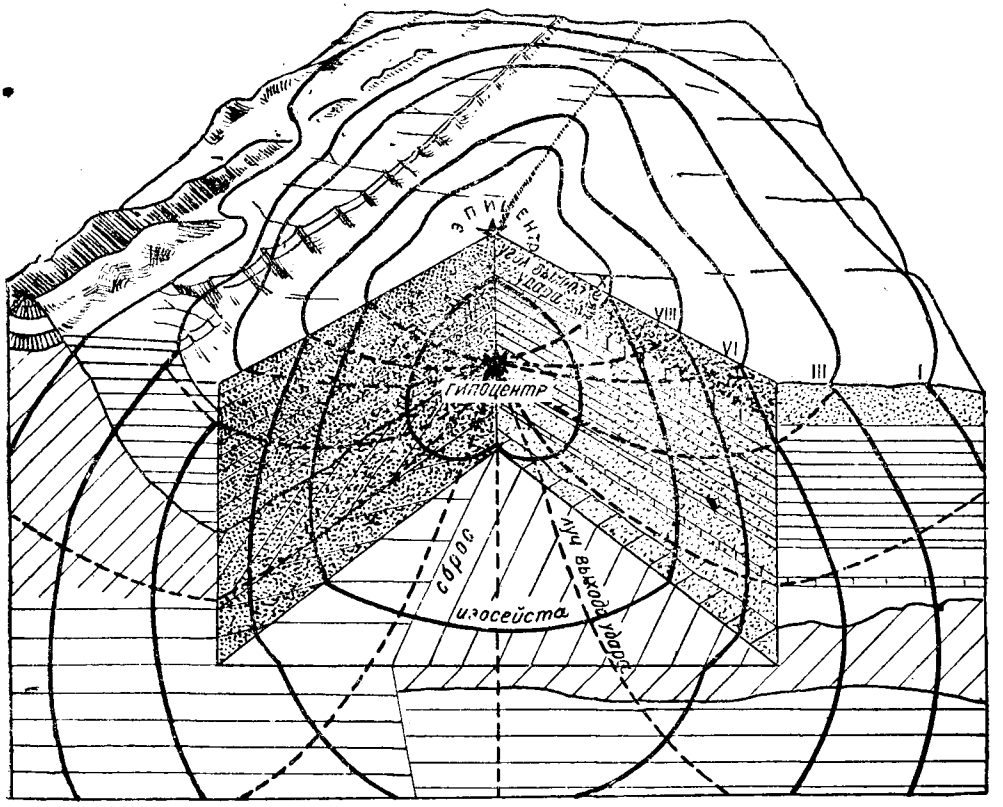


Рис. 521. Схема соотношений между сейсмическими явлениями, расположением изосейст и геологическим строением, по Зибергу.

давно, но ему не придавали должного значения. Монтессю-де-Баллор, отвергая многие из вышеописанных соотношений, придал однако слишком большое значение рельефу; по его мнению, землетрясения проявляются особенно часто: в странах гористых, на горных берегах глубоких морей, на крутых и коротких склонах гор и долин, в углах столкновения кряжей, где они более 90°, на внешней стороне гор, на быстро меняющихся склонах, в средних частях долин, на узких полуостровах и в узких проливах.

Связь землетрясений с вулканами также непостоянна, т. е. землетрясения часто происходят независимо от вулканов и не сопровождаются извержениями. Гораздо более тесная связь существует между землетрясениями и дислокациями.

Первые геологические классификации землетрясений дали Гумбольдт (1800 г.), Брейслак (1824 г.) и Boussignault (1835 г.); правильное же толкова-

пне их, как тектонических явлений — Э. Зюсс (1873 г.), Гейм (1878 г.) и Хёрнес (1878 г.).

Э. Зюсс, на основании своих исследований итальянских и нижне-австрийских землетрясений, обратил надлежащее внимание и указал на важное значение линий ударов (Stosslinie) при землетрясениях одной и той же области. Он доказал, что нижне-австрийские землетрясения от новейших до древнейших всегда следуют по некоторым определенным направлениям, которые с одной стороны соответствуют осям отдельных землетрясений, а с другой — совпадают с основными линиями дислокаций; направления эти Зюсс назвал *линиями землетрясений*. В Нижней Австрии землетрясения происходят часто, но редко достигают значительной силы. Сопоставляя области распространения различных землетрясений, Зюсс показал, что они всегда простираются почти перпендикулярно направлению Альп, т. е. почти с юга на север; при этом линии землетрясений находятся в теснейшей связи с направлением больших сбросов. Известно, что около Вены непрерывность альпийской системы нарушается большим котлообразным сбросом, западная граница которого отчетливо обнаруживается в обрывистой окраине Венского бассейна — от Вены до Глогница — замечательным обилием теплых минеральных источников, выступающих по трещине сброса, например в Мейдлинге, Бадене, Вёслау и пр.; по этой же линии, известной под именем *термальной линии* (Thermenlinie), направляются многие венские землетрясения.

Но кроме *термальной линии* землетрясений Зюсс определил еще другую, соседнюю с термальной и названную им ***камповою линиею*** (Kamplinie — по долине р. Кампы), по которой сотрясения обнаруживаются еще чаще. Камповая линия начинается у окраины венской котловины близ венского Нейштадта, следует по долине р. Кампы к ЗСЗ, прорезывает поперек северо-восточные ветви Альп и оканчивается среди Богемского массива. Все землетрясения здесь следуют по этой линии и достигают наибольшего напряжения в двух пунктах: 1) около местечка Альтленгбах, т. е. где камповая линия переходит из Альп в равнину или, все равно, в пояс альпийского песчаника; 2) на юге около венского Нейштадта, т. е. где камповая линия подходит к окраине венской котловины и соприкасается с термальною линиею. Распространение землетрясений по этой линии бывает настолько значительно, что они чувствуются даже в Дрездене. Камповая линия землетрясений как раз соответствует направлению основных разломов, которые, по исследованиям Биттнера, пересекают Восточные Альпы почти поперек; простирание их хотя большею частью ССВ, но в долине Кампы — СЗС. Таким образом термальная и камповая линии землетрясений соответствуют простиранию сбросов, причем термальная линия представляет краевую трещину котлообразного сброса, а камповая как бы одну из радиальных трещин, исходящих от этого массивного сброса.

Линия Мюрца с одной стороны у Земмеринга соединяется с термальною, а с другой стороны — направляется к ЮЗ по долине Мура до Брюна и далее. Все землетрясения, когда-либо наблюдавшиеся в Нижней Австрии, приурочиваются к названным линиям дислокаций; особенное постоянство замечается по линии Мюрца. Тогда же выяснилось, что совершению при таких же условиях происходят карпатские землетрясения, центр которых исследован при землетрясении в Силлейне 15 января 1858 г. в верхней части долины Ваага. Они также направляются по поперечным трещинам и достигают иногда даже Бреславля.

Еще в больших размерах была обнаружена зависимость поперечных землетрясений от направления линий дизъюнктивной дислокации в Южных Альпах и особенно на границе их с Верхнеитальянскою равниною, как это показал еще Биттнер [*90*] при исследовании известного землетрясения в Беллуно 29 июня 1873 г., направление и центр которого совершенно совпадали с линиями сдвигов, простирающихся к СВ от Беллуно поперек Альп;

землетрясение это распространилось за города Линц и Фрейштадт; Хёрнес констатировал частые землетрясения от озера Гарда до Фриумэ; Хёфер [*91*] анализом линии дислокаций и др. еще положительнее выяснил связь центров и направлений землетрясений в Южных Альпах с тектоникой. За группою нижне-австрийских линий землетрясений следует к западу целый ряд параллельных изломов в долине Пустер при Виллахе, далее к югу у Цилли; все эти линии изломов отличаются значительным проявлением сейсмической деятельности. Эти линии дислокации пересекаются другими, направляющимися из Крайны с ЮВ на СЗ и также обусловливающими линии землетрясений, например Лайбах—Виллах и Альтеберг—Адрия. Пункты пересечения этих линий отличаются наибольшим напряжением сейсмической деятельности. Последнее из крупных землетрясений было в Лайбахе 14 апреля 1895 г.; оно отличалось силою и большою областью распространения [*52*].

Не менее отчетливо та же связь землетрясений с линиями дислокаций обнаруживается в других частях Альп, особенно в Западных и Северных. На основании швейцарской хроники землетрясений Рейер указывал, что интенсивные землетрясения часто происходят вдоль южной подошвы Юрского кряжа по линии: Женева — Ивердон — Нейенбург — Ольтен до Боденского озера, причем сброс у Ивердона маркируется появлением горячих источников и прослежен от Вальтравера до Невшателя. На продолжении этой линии сотрясения часто проявляются у Бадена и Регенсбурга, севернее Боденского озера, а также по линии Эглизау — Штейн. Второй пояс землетрясений следует параллельно первому и тоже совпадает с направлением больших сбросов, а именно линия: Бриенц (Интерлакен) — Зарнер и Фирвальштетское озеро. Третий пояс залегает уже в Альпах и совпадает с линиею разломов: Висп, долина Роны — верхний Рейн и Хур. Эти продольные пояса пересекаются поперечными, из которых главный в северной части совпадает с долиною Рейна, а в южной с вышеупомянутыми изломами, отделяющими Восточные Альпы от Западных; более или менее параллельно с этим главным поясом следуют еще несколько поперечных поясов.

Было также подмечено, что в районах сложной дислокации при одном и том же землетрясении удары, следующие друг за другом, производят области сотрясения, вытянутые по разным направлениям, что указывает как бы на перекрещивание линий ударов в зависимости от пересекающихся направлений дислокации. В этом отношении интересны наблюдения Сорэ во время землетрясения в Савойе 22 июля 1881 г., где при первом ударе, происшедшем в полночь, ось сотрясения простиралась к СВ от Женевского к Боденскому озеру, а при последующем сильном ударе в 2 час. 45 мин. утра она направлялась перпендикулярно к первой, т. е. к СЗ, но дальнейшие гомосейсты приближались снова к первому направлению. Этим же вероятно объясняется многоосность землетрясений, как например землетрясение в Граубюндене в январе 1880 г., по Гейму.

На южном склоне Альп большие нарушения определены у Цима-д'Аста, Адамелло, Мерана, Гардо и пр., где центрируются и землетрясения, переходя в вышеописанные сейсмические пояса северной Италии.

В долине Рейна между Бингеном и Дюссельдорфом, т. е. где она представляет типичный грабен между Вогезами и Шварцвальдом, Лазо насчитал 25 землетрясений за период времени с 1807 по 1881 г., причем центр их перемещается вдоль линии сброса. Продольные бельгийские землетрясения, по мнению Лазо, следуют по линии нарушения, констатированной в каменноугольных копях и известной под именем Faille du Midi. Большое землетрясение, опустошившее Фокиду в 1870 г., по мнению Неймайра также следует по направлению поперечного сброса, констатированного Неймайром от северной окраины Этолийского озера до бухты Дельфи. В средней Швеции, по Тёрнебому, линии ударов также совпадали с главнейшими направлениями сбросов.

Особенно интересны были в этом отношении сейсмо-тектонические изыскания Э. Зюсса в южной Италии и Сицилии. Западные берега Калабрийского полуострова и Сицилии представляют обрывистые окраины сброса, по которому опустилась значительная доля суши, занятая в настоящее время Тирренским морем. Береговые высоты состоят из древних гранито-гнейсовых пород, к которым сланцы и более новые породы прилегают со стороны, обра-

щенной к Липарским островам. На СВ возвышается Кокуццо, обращенная обрывистым склоном к морю и отделенная долиною Крати от высот Силоя; южнее выступают гнейсовые вершины мыса Ватикана и гранитные скалы Сциллы, представляющие остатки опустившейся горной массы Аспромонтэ, уцелевшая часть которой возвышается в виде скалистых вершин. Далее в Сицилии обрывистый склон Пелоританской массы также обращен к Липарским островам, и гранитовые породы ее обнажаются в СВ углу Сицилии. Все эти горные группы: Аспромонтэ, Сцилла, Пелоританские и Ватиканские горы представляют, так сказать, обломки некогда существовавшей одной цельной горной массы, разделенной ныне Мессинским проливом.

Разорванный сбросами сицилийско-итальянский берег представляет в настоящее время главное направление сейсмической деятельности, проявившейся с необыкновенною силою в 1783 г. при знаменитом калабрийском землетрясении, которому предшествовали еще в 1780 г. небольшие удары при Али и Фиуме-де-Низо, сопровождавшиеся извержением Этны и Вулкано, главный же удар наступил 5 февраля 1783 г. на окраине аспромонтского обрыва близ Оппидо и С. Кристино; сотрясение распространилось далеко к Ю, З и С, но за край сброса к В очень мало; оно продолжалось несколько месяцев и изменяло свой центр, но всегда по линии С. Кристино—Оппидо—Сорпано—Гурпфалько, т. е. согласно с направлением обрыва. Сравнение этого землетрясения с другими приводит Зюсса к тому заключению, что пояс сотрясений 1783 г. представлял только часть дугообразной кривой, протягивающейся восточнее Кокуццо по долине Крати и далее через Гурпфалько, Сорпано, Теранова, Оппидо, С. Кристино, через Мессинский пролив — Этну, Броате до Мадония: кривая эта замечательна частым проявлением землетрясений и названа Зюссом *периферическою линиею землетрясений.*

Мессинское землетрясение 1908 г. лишь подтвердило правильность взглядов Зюсса.

Кроме периферической линии, по которой следуют продольные землетрясения, в той же области известно несколько поперечных линий землетрясений, которые расходятся лучеобразно от Липарских островов, как от центра, и совпадают с линиями расположения липарских вулканов, т. е. ЗЮЗ — ЮЗЮ и СВС, о которых уже сказано выше. Таким образом рассматриваемый берег представляет край опустившейся площади, которая кроме того разбилась еще радиальными трещинами, сходящимися в одном центре. Таким значительным дизъюнктивным нарушением земной коры вызваны мощные динамические процессы, обнаружившиеся в проявлении целого ряда вулканов и сейсмических поясов; те и другие располагаются по тем же трещинам, по которым произошло опускание части земной коры. Такого же рода котловинообразные сбросы, но меньших размеров, наблюдаются во многих местах на материке Италии.

Повидимому процесс этот еще не окончился и продолжается в настоящее время; всякое нарушение равновесия в этой области вызывает вулканические извержения и землетрясения. Следовательно в данном случае весьма отчетливо проявляется причинная связь между явлениями вулканическими, сейсмическими и тектоническими, представляющими следствие основных процессов, совершающихся в земной коре. После работ Э. Зюсса стало ясно, что для всестороннего познания этой связи необходимо составление детальных *сейсмических карт* рядом с геологическими. Почин в этом отношении сделал проф. Тарамелли, который составил первую карту распределения землетрясений в Италии.

Землетрясение в южной Испании 24 декабря 1884 г. впервые отчетливо было связано с направлениями существующих изломов земной коры в этих местах и с выходами авгитовых пород. Землетрясение это, разрушившее всю Андалузию, распространилось с одной стороны до Азорских островов, а с другой — до Балеарских.

В других странах также постепенно была констатирована тесная связь землетрясений с дислокациями; землетрясения в Малой Азии и Сирии, о которых сообщают писатели древних и средних веков, повидимому принадлежат к продольным и следуют по простиранию гор, например: 1) в северной части Малой Азии между Никомидией и Никеей, где землетрясения довольно часты, 2) вдоль гор, простирающихся к В от Смирны, через Гиероцезарию и Филадельфию и 3) вдоль гор у Ефезоса. Наконец четвертая сейсмическая линия находится у Аполлонии и Каллоса.

В Сирии, напротив, простирание сейсмических линий изменяется почти в меридиональное в зависимости от простирания ее линий разломов.

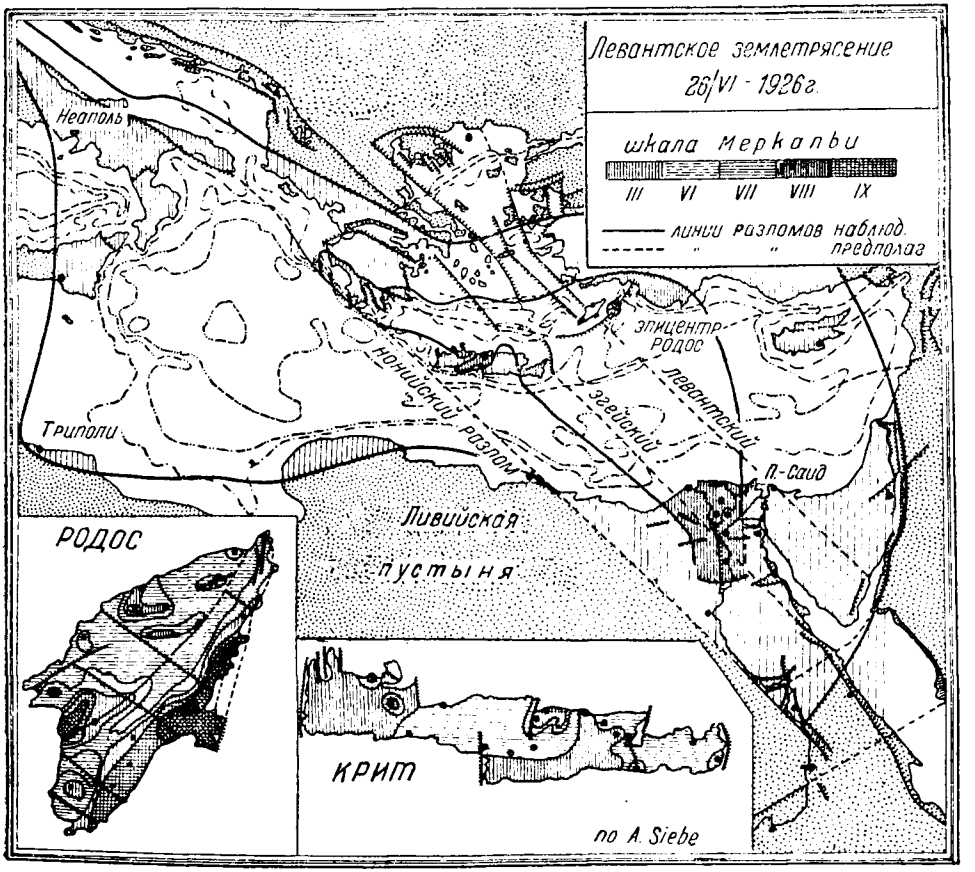


Рис. 522. Карта левантского землетрясения.

Восточная часть Средиземного моря — наиболее сейсмическая часть Европы. Исследования многочисленных ее землетрясений (Зейдлиц) показали наиболее отчетливо связь их с разломами, преимущественно обусловливающими новейшую тектонику этой области (см. гл. IX) (рис. 522).

Западная часть Средиземного моря в значительной мере менее сейсмична, чем восточная, и испытывает сравнительно редко значительные сейсмические удары. Так 1 мая 1932 г. сравнительно редкий по интенсивности для Франции удар ощущался во всем Провансе и в прибрежных французских департаментах Средиземного моря. Происхождение этого удара предполагалось приуроченным к той же самой области, которая вызвала катастрофическое землетрясение на Ривьере 11 июня 1906 г. Однако микросейсмические данные различных французских, швейцарских, испанских и итальянских станций указали на наличие другого эпицентра. Очаг его, расположенный по вычислениям на глубине 25—45 *км*,

находился далеко в море, на пересечении продолжения линии Пиренеи и направления долины Роны. Морские карты показывают в этих местах чрезвычайное увеличение глубин.

Весьма интересны данные о связи землетрясений Новой Зеландии с крупными тектоническими структурами в этой части Тихого океана.

Новая Зеландия расположена на южном конце подводного хребта, идущего почти по прямой линии на протяжении более 1 000 *км* на ЮЗ от Тонга. Непосредственно вдоль юго-восточного склона этого хребта проходит узкая и глубокая впадина, заключающая известные глубины — Тонга и Кермадек, достигающие 9 и более километров глубины. К СЗ от этого подводного хребта глубины значительно меньше, но превосходят 2 *км*, а в большинстве случаев держатся в пределах 1 *км*. Профиль этой части дна океана представляется в виде очень большой асимметричной складки, которую многие, в особенности местные геологи, рассматривают именно как современную тектоническую структуру. Рост этой складки повидимому находит свое выражение в землетрясениях и в вулканической деятельности, которые так часты на ближайших островах и в архипелагах Тонга и Кермадек.

Изучение последнего катастрофического новозеландского землетрясения, происшедшего 3 февраля 1931 г. на восточном побережьи (Нэпир), приводит к очень интересным тектоническим выводам. Глыба длиною более 100 *км* по СВ направлению и не менее 15 *км* шириной испытала одно из поднятий, которое характерно для этой части побережья. Поднятие при этом имело характер вращательный с опусканием северного конца.

Сопоставление изменения рельефа дна бухты и побережья приводит к таким выводам. Современные горы Новой Зеландии, начавшие подниматься со времени плиоцена, образовались повидимому именно процессами выдавливания опускавшейся частью прилежащего дна Тихого океана. Этот же процесс повидимому проявился и при землетрясении 1931 г. Давление со стороны дна океана и противоположное ему давление, возбуждаемое сопротивлением горных цепей острова, представляют пару сил, обусловливающую собой всю тектонику этого побережья. При этом более глубокие части дна океана, встречая большое сопротивление всего массива острова, не приходят в движение, тогда как более близкие к побережью сдвигают окраинные верхние его части. Все наблюденные явления и сделанные из них выводы относительно строения этого побережья Новой Зеландии находятся в замечательном соответствии с экспериментами Линка.[1]

Судя по экспериментам и выводам Линка, подобные процессы должны вызывать поверхностную складчатость. Пологие надвиги с падением поверхности в сторону наибольшего давления и крутые надвиги второго порядка в смещаемой первыми надвигами части, поверхность которых падает в противоположную сторону, т. е. поперек первых, наконец стремление всего выдавливаемого клина этой части земной коры подниматься между надвигами — все эти явления можно было очень отчетливо наблюдать в потрясенной области Нэпира.

С мелового до среднетретичного времени Новая Зеландия находилась в состоянии относительного покоя. Горные цепи, образованные мощными отложениями нижнего мезозоя, которые были собраны в складки и подняты верхнеюрским и нижнемеловым движениями, были затем смыты и пенепленизированы в сильнейшей степени. В течение верхнетретичного времени движения возобновились и разбили данную часть земной поверхности на многочисленные глыбы, которые испытывали в дальнейшем дифференциальные поднятия, наклоны и изгибы, причем в общем более высокие глыбы расположены в северо-восточном направлении.

В отношении происхождения тектоники Новой Зеландии был предложен целый ряд теорий. Согласно одной из них, при боковом движении, испытываемом этой частью Новой Зеландии со стороны ЮВ, т. е. со стороны океана, различные глыбы не только поднимались до разных высот, но кроме того должны были изгибаться дугообразно. Согласно двум основным точкам зрения на причину дизъюнктивных форм дислокации типа грабенов, развитым более подробно для восточной Африки (см. § 52) и в отношении Новой Зеландии, одни геологи (Грегори, Табор и Джильберт) стояли на точке зрения образования разрывов от растяжения с опусканием отдельных глыб между ними; другие же (Вейланд и Бейли Виллис) склонны видеть здесь, как и в восточной Африке, результат давления. Новозеландские геологи, на основании изучения землетрясений, в настоящее время примыкают скорее ко второй точке зрения. Каждая из глыб, так сказать выдавливаемых влиянием опускающихся частей дна океана, испытывает в разных своих частях различные движения. Передний фронт таких глыб поднимается вертикально, вместе с тем однако испытывая вращение и опускание в своей тыловой части. Наблюдения над различными частями Новой Зеландии показывают, что оба ее острова разбиты молодыми движениями по северо-восточному направлению на очень большое количество глыб, испытывавших дифференциальные движения и наклоненных при этом в разные стороны. Поверхности разрывов этих глыб обыкновенно крутые. Многие из этих разрывов в плане дугообразны, причем изгибы обращены в разные стороны при общем сохранении простирания на СВ. Многие глыбы испытали наибольшее поднятие в средней части линии разрыва, и наконец

[1] Эксперименты ставили своей задачей выяснить отношения между надвиганиями и поддвиганиями и были опубликованы в «Бюллетенях Американского общества инженеров-нефтяников» (том XII, 1928 г.).

многие такие сбросы переходят последовательно в антиклинали, т. е., иначе говоря, мы имеем как бы большие изгибы поверхности, местами не дошедшие до разрыва сплошности, а местами дошедшие. В общем вся полоса земной коры, внешние части которой образуют Новую Зеландию и которая простирается на много сотен километров еще далее на СВ, может быть рассматриваема как вершина несимметричной большой геоантиклинали, местами в целом перешедшая в поднятую гигантскую глыбу, оборванный фронт которой возвышается над глубоководной впадиной Тонга, а более пологая наклонная поверхность падает к СЗ.

Западные и северные берега Южной Америки отличаются сильными и частыми землетрясениями, имеющими также продольный характер и простирающимися иногда на 1 000 *км* вдоль гор, например землетрясения Чили,

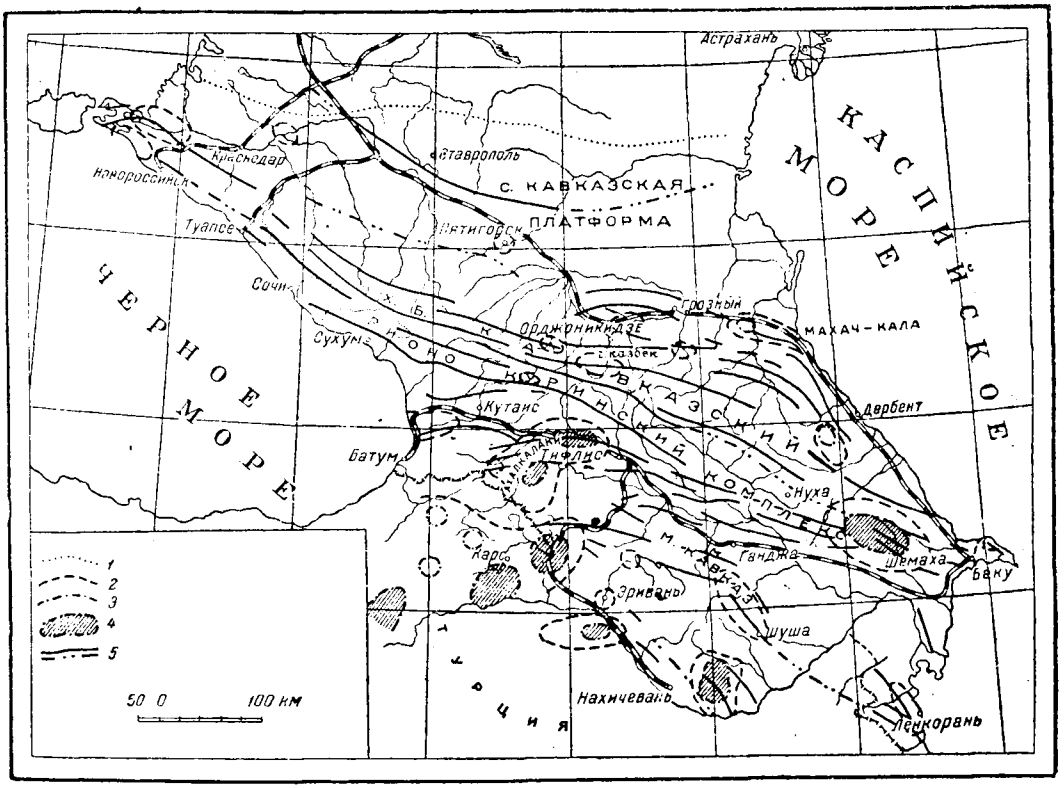


Рис. 523. Сейсмо-тектоническая карта Кавказа, по Л. Варданянцу, 1933 г.

1—изосейста V; *2*—изосейста VIII; *3*—изосейста IX; *4*—плейстосейстовые районы наиболее частых и сильных землетрясений; *5*—основное тектоническое простирание.

Перу, Риобамба, Квито, Кумана, Каракас. В Средней Америке, напротив, преобладают поперечные землетрясения, тесно связанные с вулканическими рядами и поперечными линиями.

В Северной Америке преобладают продольные землетрясения, согласные с продольными линиями дислокаций.

В Японии Науман давно уже указывал на тесную связь землетрясений с линиями дислокаций, причем различал продольные и поперечные, а Мильн показал, что более ¾ всех японских землетрясений, подобно южно-американским, имеют центр на дне океана к востоку от Японии, и поэтому японские землетрясения весьма часто сопровождаются моретрясениями (см. § 43).

На Кавказе землетрясения также приурочиваются к наиболее значительным дислокациям, как показали еще исследования Абиха, который не

только собрал все имеющиеся сведения о кавказских землетрясениях, начиная с VI века, но и подробно описал замечательные землетрясения: араратское 20 июня 1840 г., эрзерумское 21 мая 1859 г. и шемахинское 31 мая 1859 г. (рис. 523).

Пояс сильнейших сотрясений в окрестностях Шемахи не только во время землетрясения 31 мая 1859 г., но и почти при всех прежних и новейших землетрясениях совпадает с значительными разломами, простирающимися вдоль Главного Кавказского кряжа от вершины Баба-дага до Каспия, но особенно между местечком Баскал и Шемахой, где в 1859 г. проявились сильнейшие удары, на расстоянии 22 *км* с простиранием на СЗ. Исследования шемахинского землетрясения 1902 г. (Вебер [92]) подтвердили постоянство и линейность эпицентральной области (см. рис. 524), слегка смещающейся в одном направлении, параллельном Кавказскому хребту, и обнару-

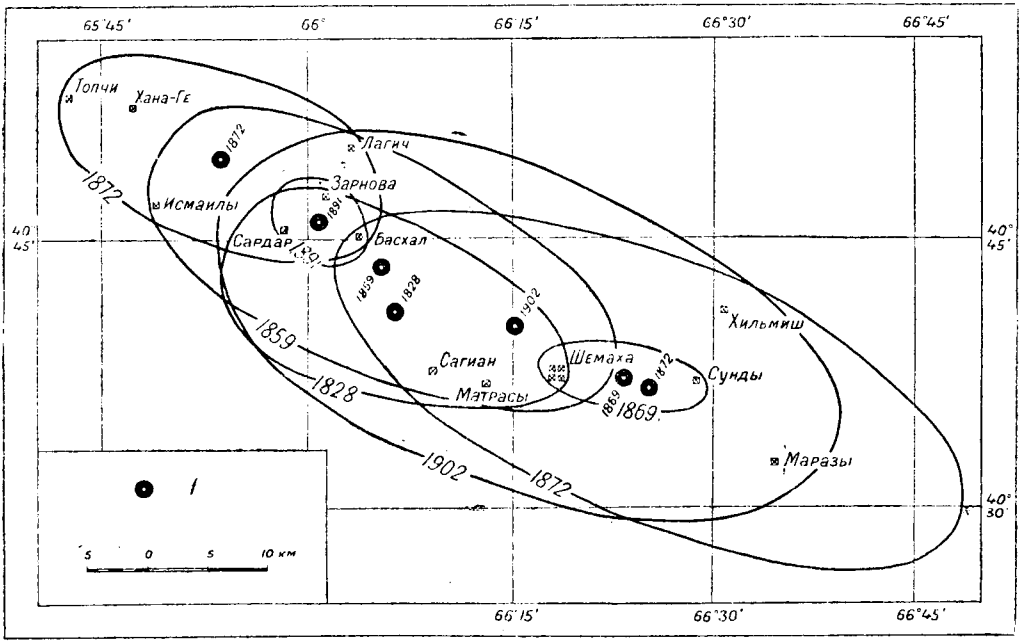


Рис. 524. Смещение эпицентров шемахинских землетрясений, по В. Веберу.

1—эпицентры землетрясений, годы которых показаны на соответствующих ограничивающих линиях.

жившейся в виде большого сброса выходами изверженных пород еще в меловую эпоху. Араратские землетрясения, в том числе и 20 июня 1840 г., также приурочиваются к большим сбросам, совпадающим частью с долиною Аракса; на сбросах этих расположен и самый Арарат, подобно тому как потухший вулкан Паландакён или Паланджукан находится в сейсмической области Эрзерума, где землетрясение 21 мая 1859 г. повидимому было поперечным, так как ось его направлялась вкрест простирания гор. Сейсмическая линия Эрзингана простирается вдоль опустившейся полосы долины Евфрата, где в последние пять веков было более 16 сильных землетрясений, стоивших жизни 35 000 чел. Абих указывал на тектоническо-сейсмическую связь Армении с Сириею, Месопотамиею и др. более южными областями.

Ахалкалакское землетрясение 1899 г. было связано повидимому с опусканием грабена северо-западного простирания, происшедшего в эоценовую или олигоценовую эпоху и закрытого затем миоценовыми отложениями и вулканическими покровами, создавшими Ахалкалакское плато.

27 апреля 1931 г. произошло землетрясение (зангезурское), охватившее восточные районы ССР Армении и Нахичеванской АССР, граничащие с Ираном; результатом явились большие разрушения и много человеческих жертв. Наибольшие разрушения были приурочены к контактам гранитов с осадочными свитами по обеим сторонам Алагезского хребта, который весь находился в области VIII балла (а по контактам — IX балл). Изосейсты точно намечали форму области развития гранитов. Этот район испытал недавно (после миоцена) грандиозное поднятие, заложившее основные элементы современного рельефа и повидимому проявляющееся и в настоящее время землетрясениями. Это предположение, высказанное сразу после катастрофы Д. Мушкетовым, а затем подтвержденное на месте исследованиями Г. Горшкова, нашло

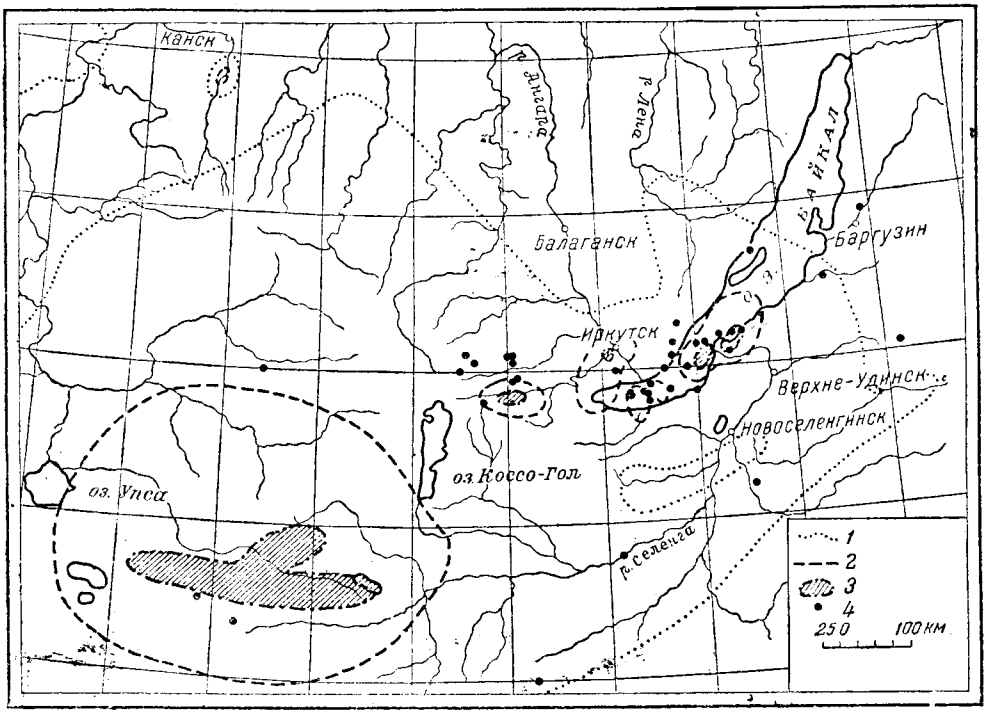


Рис. 525. Сейсмическая карта Восточной Сибири, по А. Вознесенскому.

1—изосейста V; *2*—изосейста VIII; *3*—изосейста IX и районы наиболее сильных землетрясений; *4*—эпицентры.

дальнейшее подтверждение в землетрясении 1 ноября 1934 г. Оно по силе уступало первому, но захватило огромную область Азербайджана, Армении и Нахичеванской АССР с эпицентром однако более к юго-востоку.

Определение эпицентра зангезурского землетрясения 1931 г. дало в Пулково на расстоянии 2 540 *км* ошибку лишь в 20 *км*, т. е. 1%.

Связь байкальских землетрясений с дислокациями достаточно ясна; общее направление оси землетрясений, особенно 1861—1862 гг., определенное А. П. Орловым [*93*], совпадает с направлением больших сбросов, указанных еще И. Д. Черским [*94*], который на основании своих многолетних исследований Сибири пришел к тому заключению, что сбросы больших размеров преобладают к СЗ и З от окраины горной полосы, где ими обусловлено террасовидное понижение плоской возвышенности восточной части Сибири к Западно-сибирской низменности; он констатировал три главных террасы: высшая — 525 *м*, средней высоты, средняя — 325 *м* и низшая — 225 *м*.

Развитие больших сбросов в Прибайкалье подтверждается исследованиями В. Обручева, Шатского, Павловского, и связь с ними землетрясений становится все более ясной.

В Сибири А. В. Вознесенским намечено три системы очагов землетрясений: южно-саянская, в Монголии, вытянутая на 300 *км* по широте 49° силой до X балла, прибайкальская, особенно в дельте р. Селенги, и салаирская (рис. 525). В 1905 г. громадная площадь между Семипалатинском и Читой испытала дважды сотрясение с промежутком в две недели от очага в Танну-ола к ЮЗ от озера Косогол. На основе статистики за 230 лет наибольшая

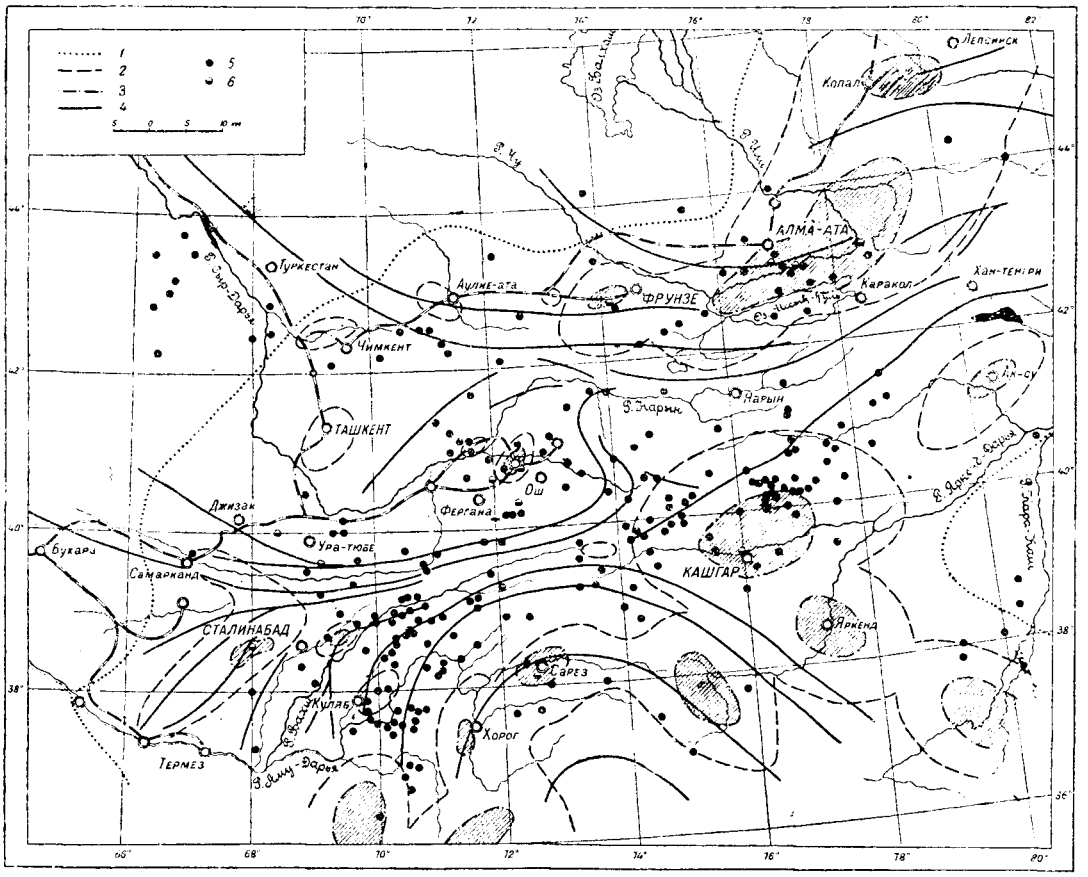


Рис. 526. Сейсмо-тектоническая карта Средней Азии, составленная Д. Мушкетовым.

1—изосейста V; *2*—изосейста VIII; *3*—изосейста IX; *4*—главное простирание складчатых систем.

повторяемость землетрясений приходится в Сибири на южную часть Байкала (Иркутск, Верхнеудинск, Селенгинск) — 3,3 землетрясения в год.

Показатели повторяемости: для Прибайкалья — 2,7, Приенисейского района — 2,1, Кузнецкого Алатау — 1,4, восточного Забайкалья — 1,3.

В некоторых случаях большим древним сбросам приписывается обратная роль, предохраняющая от распространения землетрясений, идущих из соседних областей. Так Деке (1911 г.) показал, что распространение скандинавских землетрясений в Германии встречает препятствие в окружающих ее с севера герцинских сбросах, а Ласкарев пришел к выводу, что Южно-русская кристаллическая площадь, окруженная по всей своей периферии многократными сбросами, защищена последними от распространения на нее волн

карпатских землетрясений; вместе с тем однако сами эти сбросы являются результатом повидимому прежнего натиска Карпат во время их главного складкообразования (см. гл. IX). Однако Зиберг это защитное влияние сбросов теперь отрицает и повидимому справедливо.

Значительное (для Западной Европы) землетрясение произошло 27 июня 1935 г. в западной Германии, особенно сильно отразившись в городах Штуттгарт, Карлсруэ и Мюнхен даже повреждением зданий. Это землетрясение, так же как и 16 ноября 1911 г., по происхождению чисто тектоническое, было связано с тектоникой Рейнского грабена и впадины, заключающей Боденское озеро, т. е. с оживлением разломов этой области.

Число землетрясений, регистрируемых ежегодно среднеазиатской сейсмической сетью СССР, достигает 1 000 близких и 400 удаленных, общее же число за время начала работ сети с 1927 по 1932 г. было 5 600 (рис. 526).

Туркестанские землетрясения в области Тянь-шаня 22 июля 1885 г. в Беловодске, 28 мая 1887 г. и 1911 г. в б. Верном обнаруживали теснейшую связь с дислокациями. Эпицентры их в точности совпадали с крупными продольными разломами на северном склоне хребтов Александровского, Заилийского и Кунгей-Алатау (см. рис. 514—518); копетдагские (1895 г.), ферганские и индийские сейсмические области также оказались тесно связанными с дислокациями.

Форма плейстосейстовой области бухарского (каратагского) землетрясения 1907 г. подчинена общему тектоническому изгибу Гиссарского хребта. В результате изучения кашгарского землетрясения 9/22 декабря 1902 г. обнаружилась отчетливая связь его с тектоникой области, лежащей к северу от Кашгара; линейный эпицентр, проходивший через с. Астын-Артыш, был вытянут согласно простиранию складчатости в СВ — ЮЗ направлении. Таким же образом с этим же «алайским» простиранием совпадал и линейный эпицентр андижанского землетрясения 1/14 декабря 1902 г., лежавший несколько южнее Андижана.

Чрезвычайно полно обрисовалась связь между дислокациями, геологическим строением и землетрясением 1911 г. в северных цепях Тянь-шаня, на заключительных результатах которого мы остановимся более подробно. Совершенно независимо проведенная исследователями (К. Богдановичем и Д. Мушкетовым) критика явлений разрушения на поверхности и последствий землетрясения на постройках привела к одинаковому представлению о ходе событий и колебаниях почвы по крайней мере по двум направлениям. В северных цепях Тянь-шаня подготовлялось долго напряжение, разрешившееся рядом местных разломов, каждый из которых должен был послать целую серию горизонтальных поверхностных волн. Оставляя вопрос о первоначальной причине такого напряжения, примем лишь, что в ночь на 4 января 1911 г. произошло незначительное смещение между различными горными массивами, слагающими хребты Заилийский и Кунгей-Алатау. Северный склон последнего хребта был в свое время быть может местом наибольшего разрушения, но геологическое развитие горной системы идет дальше, не проявляясь всегда на одном и том же месте. Линии обычных ударов землетрясения, эти сейсмо-тектонические линии, не остаются непременно постоянными. Между последовательными землетрясениями одной и той же области может существовать известная преемственность.

Нельзя не обратить внимания, что с 1868 г. (землетрясение ташкентское) эпицентральные области всех последующих землетрясений (1883 г. — кокандское, 1885 г. — беловодское, 1887 г. — верненское, 1889 г. — чиликское, 1902 г. — андижанское, 1907 г. — каратагское) как бы приближаются от периферии тянь-шаньских цепей к их центральной части. Беловодское и верненское землетрясения были более или менее одного порядка, как это отметил П. Мушкетов: беловодское как бы подготовило и определило верненское на продолжении той же сейсмо-тектонической линии, а последнее вероятно

повлияло на проявление чиликской катастрофы 1889 г. Совокупность движений 1887 и 1889 гг. подготовила более сильную катастрофу 1911 г., проявившуюся именно там, где по условиям геологического строения можно было бы ожидать наиболее легкой относительной подвижности между отдельными массивами гор. Таким образом, по заключению К. Богдановича, движения с 1887 г. постоянно распространялись все дальше к югу; север под влиянием предшествовавших землетрясений становился все устойчивее, опасность все уменьшалась для б. Верного и могла возрасти для Терскей-Алатау. В пользу последней гипотезы говорит и наличие вдоль северных отрогов

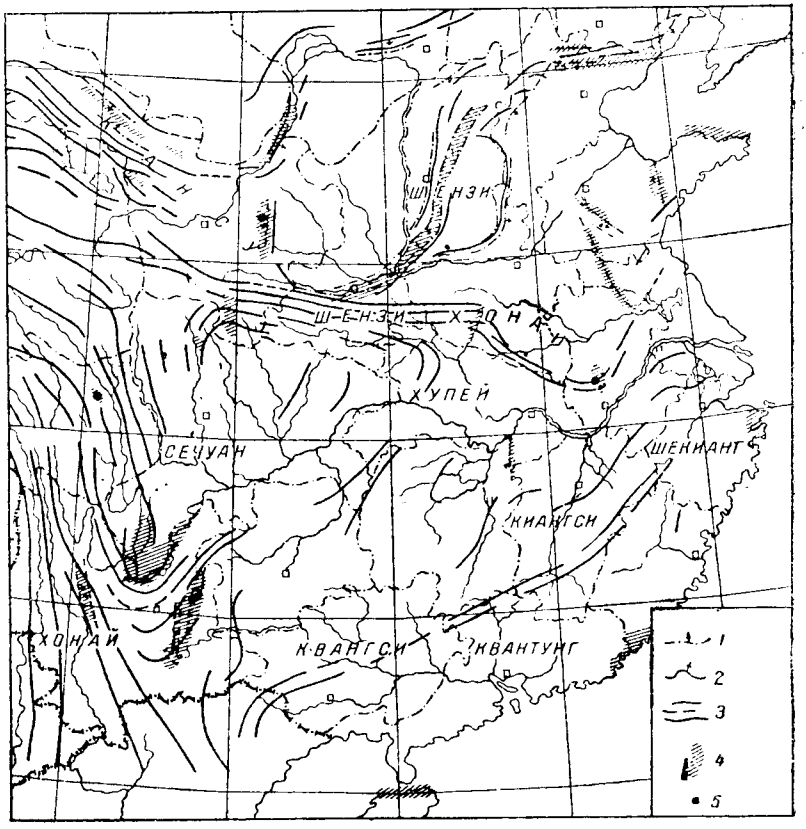


Рис. 527. Сейсмо-тектоническая карта среднего Китая, по Вонгу.

1—сбросы; *2*—надвиги; *3*—простирание складок; *4*—эпицентральные области (по историческим данным); *5*—эпицентры современных больших землетрясений.

этого хребта возможных сейсмо-тектонических линий в виде ряда длинных продольных и диагональных сбросов по контактам осадочных зон и гранитов, усеянным горячими источниками. Здесь мы имели пример попытки предсказания района дальнейшего землетрясения в одной и той же сейсмической области, основанной всецело на чисто геологических результатах ее изучения. Оправдается эта попытка или нет — сказать нельзя, но основания для нее во всяком случае имеются, и именно таким путем надлежит подходить теперь геологу к разрешению сейсмических вопросов, оставаясь в рамках своей науки и методики.

Сводка данных по землетрясениям Индии и сопоставление их с тектоникой, произведенное Гайденом (1918 г.), показывают, что *наибольшее ко-*

личество главных сейсмических участков лежит в местах перегибов тектонических линий и их виргаций — по преимуществу в Ассаме и в северо-западной пограничной провинции. Полуостровная Индия с другой стороны является очень мало сейсмичной. Максимальная сейсмичность приурочена к главной зоне разлома предгорья Гималаев, как в Бирме и в провинции Шан, так и в долине Ирравади и в других местах.

Большие землетрясения всегда приурочивались к зонам значительных разломов у подножия Гималаев и других молодых складчатых образований (Бирмы, Синда и Белуджистана).

Из пространств, занятых мощной пеленой аллювия, вообще говоря мало сейсмичной, исключением является район Дэли. Здесь выходит край хребта Аравалли, хотя и обязанного своим образованием уже весьма отдаленным эпохам, но тем не менее очевидно не вполне стабилизировавшегося.

10 августа 1931 г. в Китае произошло землетрясение не слабее катастрофы 1920 г., погубившей в Кан-су 100 000 чел., обошедшееся однако почти без убытков благодаря ненаселенности, пустынности захваченной области. Эпицентр был около Коко-тохоя (X баллов). Вертикальная слагающая была больше горизонтальной; глубина первого удара — 40 *км* и второго (18 августа) — 50 *км*. Эпицентральная область на южном склоне Алтая, сложенном метаморфическими породами и с горными возвышенностями до 3 000 *м* высоты, возникшими вследствие четвертичных радиальных движений, зажавших джунгарский грабен-депрессию. Границы ее сейсмичны, как в Фергане. Та же область испытывала частые удары в 1922—1928 гг.

Заворот складчатой системы хребта Тунгпей в среднем Китае характеризуется особенно большим числом землетрясений с древнейших времен (рис. 527); с 1265 по 1917 г. здесь произошло 6 разрушительных землетрясений, а также очень сильное землетрясение 6 апреля 1932 г. (Машанг севернее Ханькоу). Между землетрясениями восточной и западной окраин Северной Америки намечается существенная разница повидимому в том отношении, что первые, хотя и захватывают более значительные площади, но с меньшей силой, благодаря более глубокому положению очагов, тогда как калифорнийские, имея гипоцентры мелкие, проявляются на более ограниченных пространствах, но с гораздо бо́льшей силой, часто разрушительно. Первые в штатах Северной и Южной Каролины генетически связаны с продолжающимся формированием аппалачской складчатой системы; из них например землетрясение 1 января 1913 г. чувствовалось на площади свыше 60 000 *км*^{2}, а наиболее значительное — 21 февраля 1916 г. — на площади свыше 300 000 *км*^{2}.

Рассмотрение географического распределения субокеанических землетрясений привело Рудольфа [*50*] к тому интересному заключению, что интенсивность и повторяемость их находятся в зависимости от береговых типов (см. гл. III и IX) Э. Зюсса; наибольшее проявление их совпадает с тихоокеанским типом берега, тогда как при атлантических берегах они или совершенно исчезают или значительно умаляются. В Тихом океане сейсмические и вулканические явления достигают наибольшего развития, проявляются часто, сильно и во многих местах, тогда как в Атлантике они сравнительно редки и приурочены только к немногим пунктам. Объяснение этого заключается в признаваемой ныне неуравновешенности берегов Тихого океана и большей их тектонической активности.

Таким образом, сопоставляя все сказанное о связи землетрясений с дислокациями земной коры, мы видим, что соотношение этих двух явлений так тесно, что невозможно указать ни одного крупного исключения, по крайней мере для тех сейсмических областей, тектоника которых сколько-нибудь изучена.

Так как в главе VII было указано, что выходы вулканических пород и распределение современных вулканов точно так же зависят от дизъюнктив-

ной дислокации, то следовательно землетрясения и вулканы на земной поверхности как бы вызываются одними и теми же тектоническими процессами, а потому казалось бы, что географическое распределение тех и других должно быть одинаково; однако ближайшее сравнение убеждает, что хотя действительно почти все вулканические области являются вместе с тем и сейсмическими, но не наоборот, т. е. не все сейсмические области обладают вулканами; напротив некоторые из них не обнаруживают никаких признаков вулканических извержений. Тесная связь сейсмичности с большими разломами, вулканами и аномалиями силы тяжести лучше всего видна в громадной полосе грабенов восточной Африки (рис. 528).

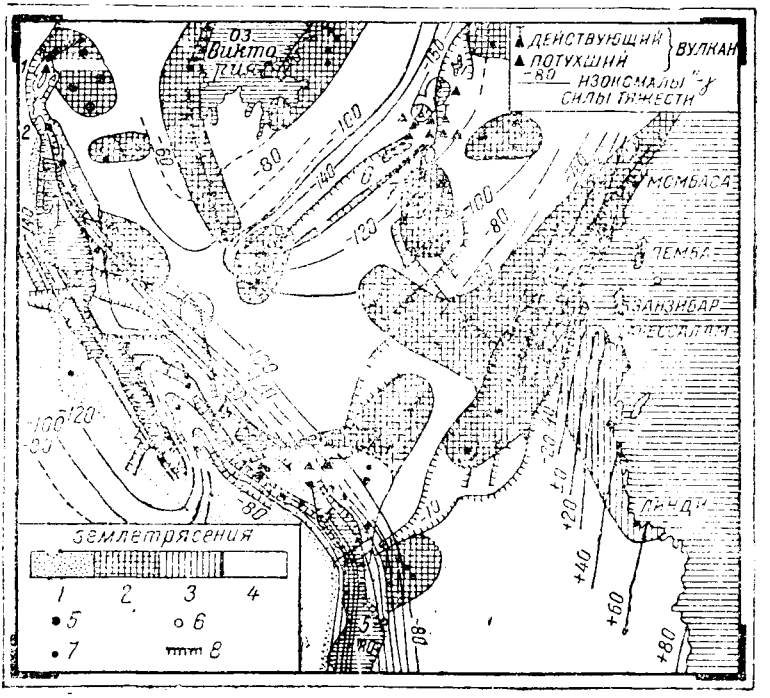


Рис. 528. Гравианомалии области средней части больших разломов и сейсмичность, по Зибергу.

1—редкие землетрясения; *2*—частые и сильные землетрясения; *3*—редкие и слабые землетрясения; *4*—неизвестные землетрясения; *5*—эпицентры сильных землетрясений; *6*—эпицентры подводных землетрясений; *7*—эпицентры слабых землетрясений; *8*—линии разлома.

Общее географическое распределение землетрясений

Выше было указано, что сотрясения земной коры происходят постоянно и повсеместно, следовательно казалось бы, что о географическом распределении землетрясений говорить излишне, так как область их — вся поверхность Земли; однако это справедливо только в том случае, если брать всю совокупность движений земной коры, не исключая и микросейсмических, обыкновенно не ощущаемых, невидимых и не сопровождающихся никакими заметными последствиями. Если же выделить все эти мелкие и отраженные сотрясения и рассматривать только крупные землетрясения, констатирующиеся без всяких тонких инструментов и отличающиеся разнообразными, часто разрушительными последствиями, то возможно указать особенно выдающиеся сейсмические области, где землетрясения происходят часто и констатированы с незапамятных времен.

Рассмотрение связи землетрясений с другими явлениями природы показывает, что напряженность и повторяемость их весьма разнообразны и

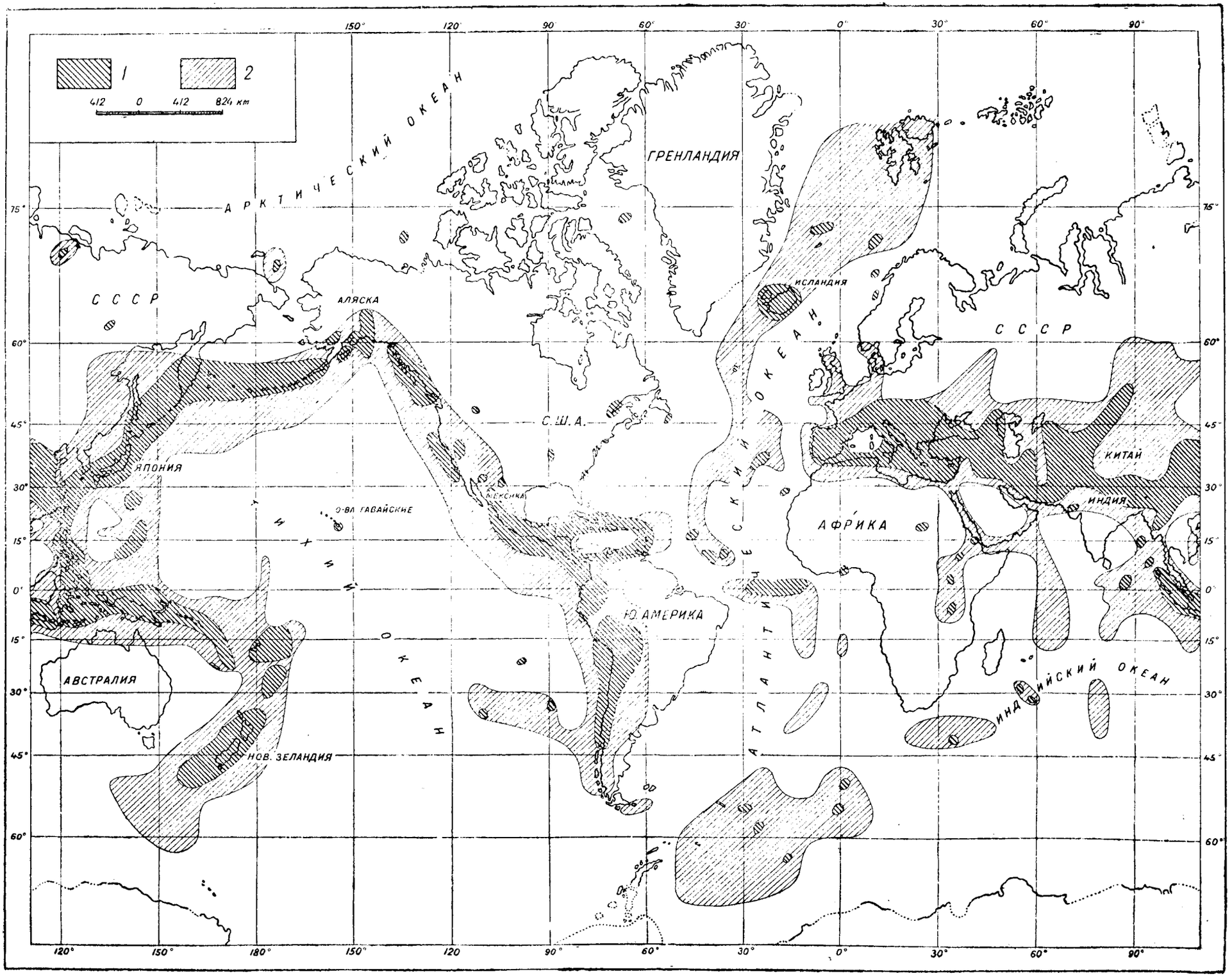


Рис. 529. Карта сейсмичности Земли, по Хеку, 1904 г.

1 — зоны сильнейших землетрясений; *2* — зоны вообще сейсмичные.

зависят от различных факторов даже для одной и той же области, но между всеми факторами самое главное влияние принадлежит дислокациям земной коры, которые преимущественно и обусловливают географическое распределение выдающихся сейсмических областей. На прилагаемой карте (рис. 529) показаны области распространения наиболее сильных землетрясений и вообще сейсмичные зоны Земли.

«Распространенное мнение об обязательном повторении разрушительных землетрясений в одних и тех же местах — большая ошибка: наиболее опасными местами в сейсмическом отношении являются наоборот те, которые, находясь внутри вообще интенсивного сейсмического района, сами еще, по крайней мере за историческое время, сотрясениям не подвергались» (Омори).[1]

Сравнение этой карты с тектонической картой (см. рис. 563) доказывает вышеприведенное положение, что наиболее интенсивные проявления землетрясений свойственны тем частям земной коры, которые отличаются напильнейшей дислокацией, тектонической активностью и молодостью.

Прежде всего укажем на пояс разлома, разделяющий пары материков, ему свойственны самые сильные и далеко распространяющиеся землетрясения как в восточном, так и в западном полушариях, например лиссабонское землетрясение 1755 г., все южно-французские (1887 г.), итальянские, греческие (1867—1871 гг.), мало-азиатские, средне-азиатские, индийские (1819 г.), бенгальские (1881 г.), зондские (1883 г.) и наконец средне-американские (1837 г.).[2] Не менее развиты землетрясения на обрывистых окраинах материков, обусловленных сбросами или чаще флексурами и ограниченных высокими и новыми горными кряжами, например западные и южные берега Европы с островами, северные и южные берега Африки, южные и восточные берега Азии, западные берега Северной и Южной Америки. Но кроме окраин суши землетрясения группируются на внутренних, более нарушенных склонах всех горных кряжей, прилегающих не только к морям, но также к материковым низменностям и вообще к областям опускания, тектоническим депрессиям, например на внутренней, вогнутой, западной стороне Анд Южной Америки, Скалистых гор Северной Америки, прилегающих к Тихому океану; на западной стороне Аллеган, прилегающей к низменности Миссисипи, на западной стороне Апеннин в Италии, Сицилии, прилегающих к опустившейся области Тирренского моря, на южной окраине Альп, на рубеже с северною итальянскою низменностью; в Северных и Восточных Альпах землетрясения приурочиваются к частым линиям сбросов, отделяющих небольшие низменности от гор, например у венского Нейштадта, по грабену Рейна и пр.; в Малой Азии, Армении, на Кавказе, в Иране, на рубеже с Арало-каспийскою низменностью. Далее в Тянь-шане постоянные землетрясения проявляются в связи с системой тянь-шаньских и памиро-алайских складок (см. рис. 526). *Словом, повсюду в областях нарушения земной коры проявляются землетрясения, направляются по линиям этих нарушений и достигают наибольшего развития на рубеже самых крупных и самых новых нарушений, т. е. на рубеже новых мощных складчатостей и поднятий и прилегающих к ним низменностей или морей, а также в местах виргаций, скучивания и резких изгибов складчатых систем и по большим разломам и грабенам.*[3]

Страны, не подвергавшиеся дислокациям, где все породы залегают спокойно, горизонтальными пластами и не обнаруживают никаких крупных перемещений, представляют, по выражению Пешеля, *области сейсмического покоя;* таковы например обширные равнины-платформы северной Германии, Европейской части СССР, северной Сибири, Северной и Южной Америки;

[1] I. Omori. Earthquake Zones of the Pacific. Proc. I Pan-Pacific Sc. Congress. Pt. 2. 1921. P. 373.

[2] 1928 г. был рекордным для Мексики по числу землетрясений; лишь за первую его половину произошло более 200 чувствительных ударов.

[3] Подробнее сейсмическое значение разных тектонических форм изложено в § 48.

высокие, но древние и ровные плоскогорья Южной Африки, низменности средней Африки и Австралии, где наблюдаются только слабые, так называемые отраженные землетрясения.

Землетрясения в Европейской части СССР кроме Крыма и Кавказа представляют преимущественно такие отраженные и замирающие сейсмические волны, обусловленные сильными землетрясениями каких-либо других стран. Если же некоторые из них могут быть приняты за самостоятельные, то причина их вероятно заключается в каких-либо частных явлениях, не имеющих общего значения для всех землетрясений, но могущих производить иногда сотрясение почвы, как например большие оползни, обвалы и особенно провалы (см. ниже). Многие из таких землетрясений переименованы в каталоге русских землетрясений И. Мушкетова, пользуясь которым, а также и некоторыми другими источниками, Монтессю-де-Баллор [*95*] сделал попытку определить *степень сейсмичности России*, т. е. $i = \frac{n}{p} = 78{,}07$ (где n — число лет, p — число ударов), следовательно в России ежегодно происходило около 79 сейсмических ударов. Для определения же сейсмичности отдельных областей тот же ученый вводит еще площадь, занимаемую ими, или c *км*^{2} и выражает ее так: $\frac{c}{i}$; при таком способе сейсмичность выражается длиною линии в километрах; чем короче она, тем сейсмичность больше и наоборот; так наибольшею сейсмичностью в СССР отличаются долины: Куры, Аракса и оз. Иссык-куль, где она равна 70—94 *км*, затем следуют восточные побережья Черного моря, Кубань — 105—117, Дагестан и Терек — 130—144, Забайкалье — 140, Камчатка — 178, Сыр-дарья — 234, Урал — 562, Финляндия — 600, Алтай — 655. Определения эти имеют конечно только весьма относительное значение, и порядок их изменяется в результате новых систематических наблюдений землетрясений в СССР.

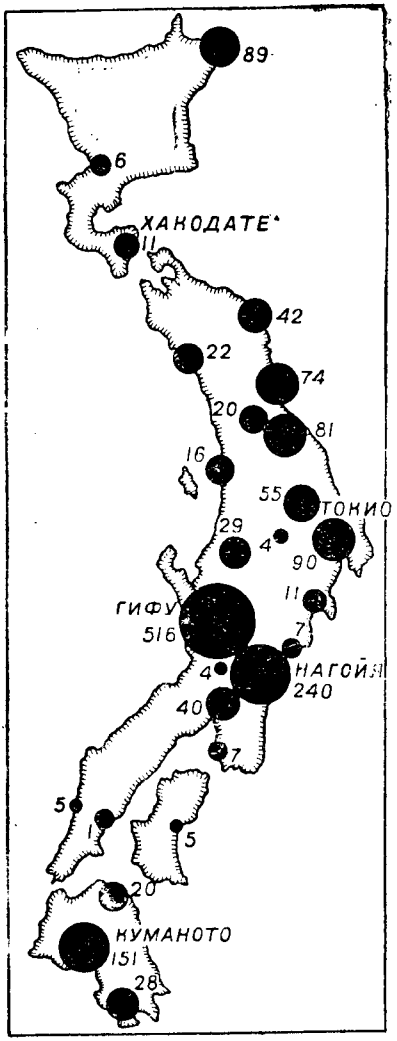


Рис. 530. Сейсмическая карта Японии, по Монтессю-де-Баллору.

В дальнейшем Монтессю-де-Баллор применил иной способ выражения сейсмичности — количеством километров стороны квадрата, на который ежегодно приходится одно землетрясение. Так например получается (по Зибергу) для:

Ионических о-вов	6,18
Эвбеи	9,7
Далмации	29,8
Эльзаса	50,5
Югославии	199,0
Восточной Баварии	218,0 и т. п.

Карты сейсмичности составлены для Италии (Баратта), Северной Америки (Деккерт), Швейцарии (Шардт), Японии (рис. 530), а наиболее подробные для всей Земли Зибергом.

По степени сейсмичности Монтессю-де-Баллор различает области: 1 — сейсмичные, 2 — пенесейсмичные, 3 — асейсмичные.

К *сейсмичным* относятся области зон средиземноморского и тихоокеан-

ского побережий: к первой 50%, а ко второй 40% всех мировых землетрясений.

К *пенесейсмичным:* окраины древних горных дизъюнктивных систем, как Урал, Австрийские Альпы, Аппалачи, Гарц, Рудные горы и др., и молодые зоны опускания грабенов — Рейна, Мертвого моря и восточной Африки.

Асейсмичными являются древние кристаллические массивы — северо-восточной Америки, Бразилии, Австралии, внутренней Африки; низменности северной Германии, Европейской части СССР и Сибири.

Сводка данных по землетрясениям Финляндии, сделанная лишь в 1930 г. Ренквистом, дает для периода 1610—1929 гг. 235 землетрясений, из которых половина падает на время с 1891 г. (это, как и во всех странах, объясняется конечно лишь улучшением статистики). Сила финских землетрясений никогда не превосходила VI балла (по Меркальи). Обращает на себя внимание большая площадь землетрясений, что отвечает их генезису — эпейрогеническому, связанному вероятно с общим поднятием Феноскандии в четвертичное время (см. § 47). При таком типе сейсмичности понятие о фиксировании эпицентров почти отпадает, так как эти центры имеют форму не точки или линии, а площади. Вместе с тем здесь под сейсмичностью понимается число землетрясений данной площади за 100 лет.

Помимо уже указанной *приуроченности землетрясений к экваториальному поясу Земли* (далее 60° широты как северной, так и южной они вообще почти не распространяются), мы можем наметить и меридиональный пояс их, причем оба совпадают с активными зонами вулканизма и горообразования. Таким образом *три главных категории проявления внутренних сил Земли — горообразование, землетрясения и вулканизм — привязаны к одним и тем же двум основным подвижным зонам литосферы: широтной средиземноморской и меридиональной, обрамляющей Тихий океан. Все главные сейсмические области расположены в активных орогенических зонах, чем уже в значительной мере предопределяется и причина землетрясений* (см. § 49).

Таблица 7

По Зибергу	Среднее число землетрясений в год		Число известных очагов
	ощущаемых	сильных	
Японские острова	650	11	90
Чилийская Кордильера	600	5	25
Балканский п-ов	450	18	230
Восточно-африканские грабены с Абиссинией	370	15	80
Апеннинский п-ов с Сицилией	350	7	100
Молуккские о-ва	330	6	170
Новая Гвинея — Новая Померания	150	3	25
Филиппины	150	4	100
Мексика	150	2	56
Средняя Азия — Сибирь	125	9	50
Новая Зеландия	120	5	60
Калифорния	100	1	25
Перуанская Кордильера	100	3	50
Гватемала	100	2	20
Тонга — Кермадек	100	3	50
Гавайи	100	0,6	15

§ 46. СЕЙСМО-ТЕКТОНИЧНОСТЬ СССР

Изучение сейсмичности территории Союза ССР, начатое вообще сравнительно недавно (первые шаги в этом направлении были сделаны в конце XIX века), довольно сильно развивается за последние годы. Вместе с тем однако запросы, предъявляемые к этому изучению, в значительной мере уже

опережают степень изученности. Это обстоятельство, само по себе весьма положительное, требует однако усиления мероприятий в области сейсмического изучения. Если до недавнего прошлого изучение сейсмичности представляло интерес для весьма небольшого круга специалистов, частью биологов, частью физиков-теоретиков, то в настоящее время интерес этот распространяется не только на представителей различных научных дисциплин, но выходит далеко за пределы чисто научных кругов, становясь достоянием различных направлений техники, в особенности же строительной.

Изучение землетрясений СССР шло по двум направлениям. С одной стороны немногие сейсмические станции, почти исключительно первоклассные, т. е. с приборами, отмечающими очень далекие землетрясения, но фиксирующими эпицентры с малой точностью, занимались регистрацией больших мировых землетрясений; при этом громадное количество мелких местных ударов ускользало от регистрации, а равным образом и те немногие, которые регистрировались, не фиксировались с достаточной точностью географически. Между тем именно эти мелкие землетрясения гораздо более часте чем крупные, представляют главный ценный материал для изучения сейсмичности и причин ее в том или ином районе. Так же и с геологической стороны подвергались исследованию только немногие районы и то только после больших катастрофических землетрясений. Примером таких, хотя и весьма ценных работ могут служить монографии по изучению верненского землетрясения 1887 г., а также в северных цепях Тянь-Шаня в 1911 г., шемахинских землетрясений, ахалкалакского землетрясения 1900 г., андижанского — 1903 г., каратагского — 1905 г. и некоторых других, описанных уже с гораздо меньшими подробностями. Во всех этих геологических описаниях, производившихся обыкновенно случайно, без предварительной подготовки, без заранее выработанного плана исследования, а также без объединения и преемственности этих исследований, главным образом содержатся очень ценные геологические материалы, подводящие основание под происшедшие сейсмические явления, наблюдения над нарушениями земной поверхности, постройками, сводки статистических данных и в некоторых случаях предложенные или разработанные с бо́льшей или меньшей детальностью советы и правила профилактического характера для строителей данного района. Обыкновенно после каждого из таких больших землетрясений на некоторое время к этим районам приковывалась научная и общественная мысль, но довольно быстро внимание это ослабевало, а вместе с тем предложенные мероприятия как научного, так и практического характера не проводились в жизнь.

Невольно получилось так, что все главные сейсмические районы рассматривались совершенно независимо друг от друга, без взаимной между ними связи, и главным образом без генетической связи как отдельных районов между собой, так и в особенности связи между сейсмичностью и общим геологическим строением того или иного района. Поэтому было трудно охватить причинную связь между отдельными землетрясениями, трудно было предвидеть, какие области, хотя не проявившие себя в историческое время заметными землетрясениями, должны однако заведомо являться сейсмичными потенциально в силу определенной свойственной им тектоники. Примером такого отсутствия предвидения и недостаточного внимания к очень важной сейсмической области, бывшей однако долгое время в состоянии некоторой пассивности, но заведомо потенциально сейсмичной, может служить Крым. И следует отметить, что если бы не землетрясение 1927 г., показавшееся многим даже в кругах специалистов неожиданным, то вероятно и по сей день мы не имели бы сети сейсмических станций Крыма, которая однако за короткий срок — 4 года — своего существования успела почти совершенно решить вопрос о происхождении крымских землетрясений.

На примере Крыма мы видим, как в течение всего лишь 5 лет в области, считавшейся ранее как бы безопасной по землетрясениям, зарегистрировано

более 800 ударов (с 1928 по 1933 г.), чрезвычайно мелких, из которых лишь немногие ощущались населением. Вместе с тем чрезвычайно важно, что все эти удары исходят весьма закономерно из одной определенной полосы в 3—5 *км* шириной, отстоящей от южного берега Крыма на 30 *км* и совпадающей очевидно с местом тектонического перелома дна Черного моря (рис. 531). Таким образом 4 крымских региональных станции вскрыли уже вероятную природу крымских землетрясений, и кроме этой основной задачи их материалы позволяют ставить теперь уже гораздо более углубленно анализ этих землетрясений, позволяют например говорить о том, что по всей вероятности в связи с рядом других геологических и гравиметрических фактов

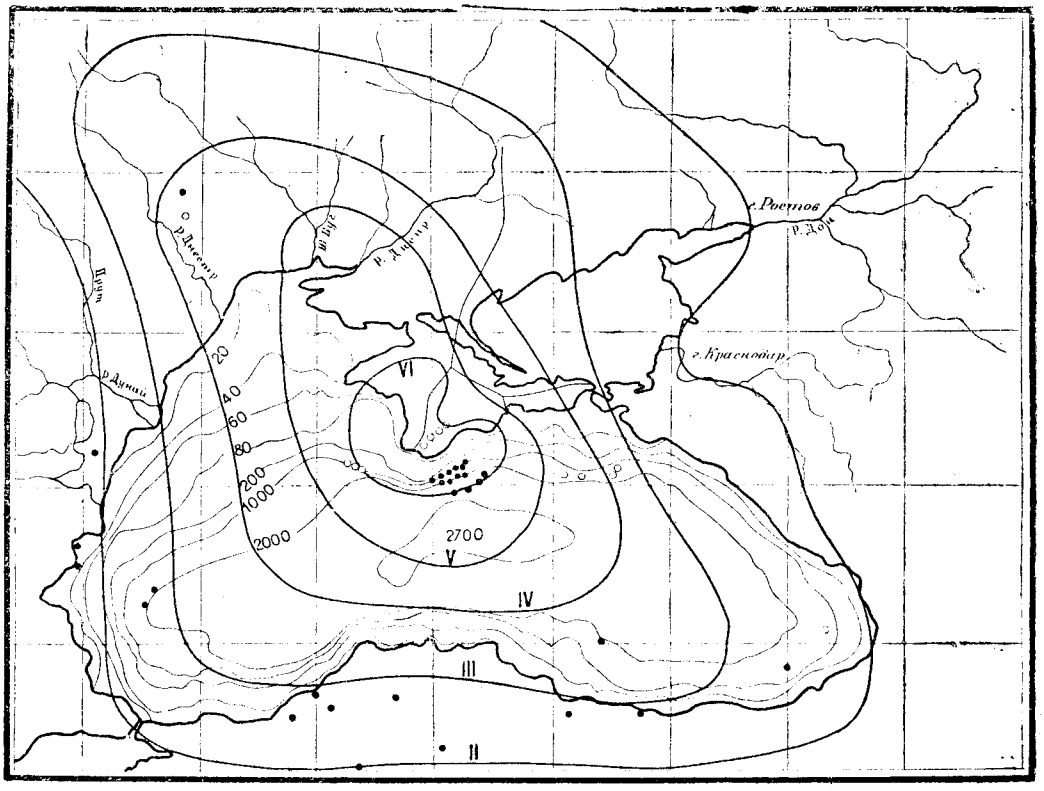


Рис. 531. Карта сейсмичности Крыма, по Н. Райко и А. Полубу.

Область крымских землетрясений.

Черные линии — изосейсты землетрясения 12 сентября 1927 г.; черные точки — обычные эпицентры, отмеченные всеми крымскими сейсмич. станциями с 1928 по 1932 г.; кружки — местные эпицентры по одной сейсмической станции.

область крымской Яйлы находится в состоянии общего медленного поднятия, тогда как прилежащие части дна Черного моря находятся в состоянии опускания. С другой стороны различные данные Феодосийской и Ялтинской станций позволяют ставить вопрос о различии местных сейсмических фокусов для восточной — керченской части и западной — яйлинской части Крыма, что вполне естественно, если принять во внимание полное различие их геологической истории и тектоники (см. также рис. 477).

Первая попытка сейсмического районирования всего Союза, как это ясно из вышесказанного, опирается на весьма недостаточный материал и стремится лишь систематизировать его, сделать какие-то основные выводы. Материал этот слагается из следующих элементов:

1. Статистика (отдельные каталоги, сообщения печати, отдельные корреспонденции и т. п.).

2. Данные по эпицентрам, полученные и получаемые непрерывно сетью сейсмических станций.

Весь этот материал не полный, не равноценный, позволяет однако установить главные сейсмические области, т. е. области постоянных, обычных землетрясений.

На всякой карте сейсмического районирования необходимо и достаточно изображение трех изосейст, а именно: включающих площади, в которых бывают землетрясения силою от V до VII баллов, затем площади с силой землетрясения от VII до VIII баллов и наконец области наиболее разрушительных землетрясений свыше VIII баллов. Имея такие карты, местные органы и строители могут уже до известной степени ориентироваться в выборе необходимых мероприятий.

Исходя из основного принципа, что сейсмичность всех частей Союза является функцией их геотектонических особенностей и связи их между собой, мы пробуем изобразить эти геотектонические предпосылки на карте. Этой предпосылкой является основной процесс формирования вообще Евразии, а именно мощная так называемая альпийская зона орогенических движений, которая протягивается поперек всего материка Европы и Азии и известна в геологической литературе под именем или Тетиса или средиземноморской полосы орогена (см. гл. IX), опоясывающей территорию Союза с юга на всем ее протяжении от крайнего юго-запада по Черноморью, Армении, Ирану, Памиру и срединному Китаю вплоть до побережья Тихого океана. Вся эта евразийская полоса молодых движений представляется наиболее активной в настоящее время частью земной коры Старого света, и естественно полагать, что от этого активного элемента исходят импульсы молодых движений, окаймляющих ее как с юга, так и с севера, платформ, представляющих остатки геологических конструкций, образовавшихся в более древние эпохи. С юга ее окаймляют остатки громадного прежнего материка Гондваны, которые представлены в настоящее время Аравией, северо-восточной Африкой, Индией и Австралией. Сейсмичность этих областей, в частности северной Индии, определенно связана с движениями южной ветви молодой орогенической зоны, а именно Гималаев. Таким образом мы вправе рассматривать, что прилегающая к ней с севера платформа и остатки более древних палеозойских конструкций, слагающих главную часть территории нашего Союза, испытывают воздействие, т. е. движения, в общем происходящие в направлении с юга на север. Исходя из такого представления, мы вправе ожидать в общем уменьшения интенсивности тектонических импульсов по направлению от южной нашей границы к северу. Вместе с тем однако мы вправе ожидать и последующих изменений тектонических процессов в этом же направлении, а также соответствующего этому изменению перехода одних форм дислокаций в другие. Рассматривая все тектогенетические процессы в их историческом развитии и связи и учитывая все структурные особенности, наблюдаемые в настоящее время, а также учитывая, что сейсмичность данного момента является функцией данного этапа развития тектогенеза, мы изображаем на карте лишь этот современный нам момент общего процесса.

Исходя из того, что отдельные сейсмо-тектонические линии, как например линии разрыва, сдвигов, надвигов и т. д., являются лишь местными проявлениями общего тектонического процесса, действующего в каждой данной области, а также, что основные движения, возникающие в молодой тектогенетической полосе, распространяются от нее в общем равномерно, последовательно деформируя различные как по своему геолого-орографическому характеру, так и по возрасту своего тектогенеза зоны, проявляясь соответственно в каждой из них лишь различными формами дислокаций, — представляется невозможным применение на карте каких бы то ни было резких линий и границ, заведомо порождающих искусственное толкование и статп-

ческие представления. Учитывая это, мы хотя и различаем на основании всех геологических и сейсмических данных в направлении с юга на север 4 главные зоны, но изображаем их относительно сейсмо-тектонически активными лишь условно (рис. 532), т. е. в нашем представлении крайняя южная, или первая, зона является наиболее активной сейсмо-тектонически, а крайняя северная, захватывающая в сущности 90% и даже больше площади нашего Союза, — наименее активной. Крайняя южная зона тектонически характеризуется преобладанием чисто альпийских дислокаций, т. е. больших сложных, опрокинутых, лежачих складок, осложненных большими пологими надвигами с перекрытиями, с резкими изгибами простирания и т. д. Третья зона характеризуется гораздо более слабой простой складчатостью с преобла-

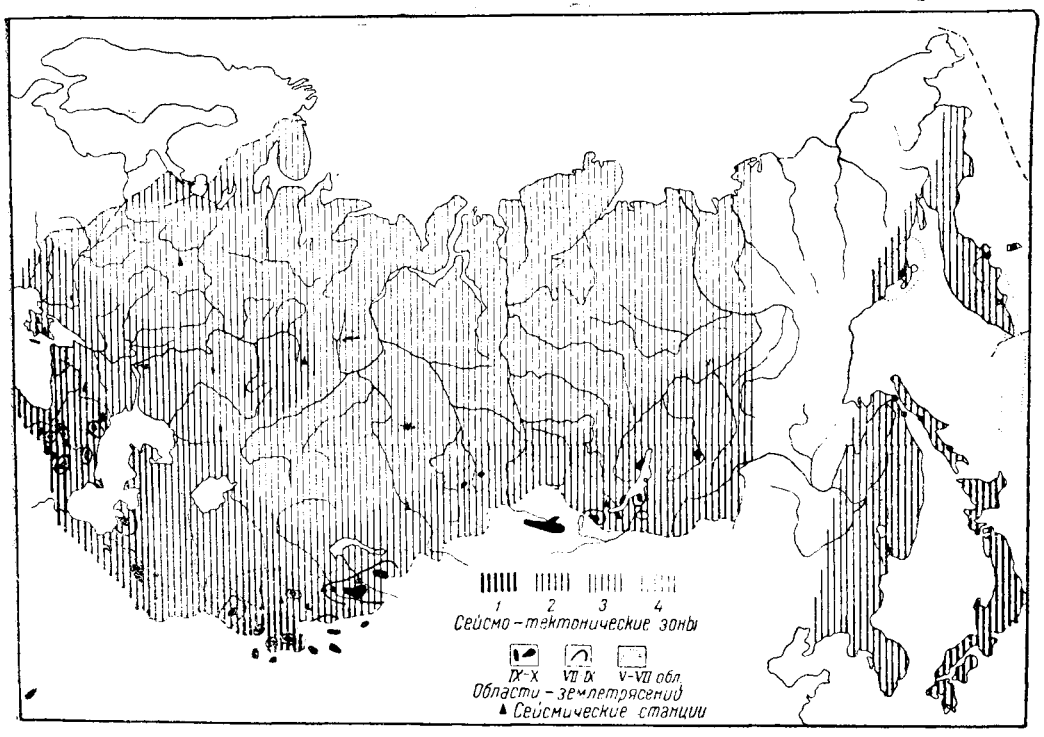


Рис. 532. Карта сейсмо-тектонического районирования СССР; сост. Д. Мукетов.

данием уже радиальных дислокаций и чешуйчатых крутых надвигов. Вторая зона мыслится как переходная между первой и третьей, и четвертая зона является уже областью, в сущности говоря лишенной орогенических движений и захватываемой лишь региональными слабыми поднятиями и опусканиями. Эти движения в отдельных местах могут быть связаны с местными небольшими разрывами. Третья зона является пенесейсмичной, а четвертая зона асейсмичной. Если бы графически можно было изобразить нашу карту в гораздо более крупном масштабе, то каждую из этих зон можно было бы показать условными значками, которые уточнили бы изложенные только что принципы, но крайняя мелкость изображения прилагаемой карты не позволяет нам этого сделать. На общем фоне такого ослабления сейсмо-тектонической активности с юга на север мы показываем тремя различными линиями районы частых землетрясений различной силы. Однако в вышеприведенном делении приходится сделать такую поправку: если тектоническая активность и является наиболее сильной в первой зоне, то однако сейсмическая

энергия может быть достаточно велика и в третьей. Дело в том, что сравнительное изучение различных тектонических землетрясений показывает, что наименьшей из всех форм дислокаций сейсмической энергии являются складки.

Значительно большей энергией обладают вообще разломы, причем в особенности нормальные сбросы с опусканием больших глыб, значительно превышающие энергию, развивающуюся при надвигах, в особенности пологих. Таким образом у нас получается до известной степени парадоксальное положение, что в зонах первой и второй, — зонах по преимуществу альпийских дислокаций, сильной складчатости и надвигов, — количественные показатели сейсмичности могут быть очень велики, но качественные показатели, т. е. сила землетрясений и энергия, при этом развиваемая, могут оказаться меньше, чем в зоне третьей, характеризующейся по преимуществу радиальными дислокациями. Этим обстоятельством может быть удастся объяснить наличие наибольших катастрофических землетрясений именно в северных цепях Тянь-шаня, современная тектоника которого сводится к опусканию или наклону громадных широтного простирания глыб, очень рассеченных древними линиями разломов, между тем как крайние южные части Таджикистана, лежащие в области памирского смятия, характеризуются большим количеством эпицентров, чрезвычайно часто повторяющимися сейсмическими ударами, но разрешающимися сравнительно слабыми землетрясениями. С другой стороны наличие вообще разломов и сбросов старого происхождения не является еще обязательным условием сейсмичности данного района. Она обусловливается ими повидимому только в том случае, если эти разломы оказываются в зоне воздействия молодой орогении. Этим обстоятельством по всей вероятности можно будет объяснить и обратное парадоксальное положение, а именно, что целый ряд районов Урала и Сибири, в которых мы знаем о существовании очень крупных радиальных дислокаций, являются однако районами или совершенно не сейсмичными или слабыми. В данном случае очевидно играет роль чрезвычайная отдаленность их от активных евразийских орогенических зон.

Хронологический список наиболее сильных землетрясений СССР

. . . . 893 г. — Двин (Кавказ).
. . . . 1319 г. — Ани.
. . . . 1716 г. — Ак-су (Средняя Азия).
23/VIII — 1792 г. — Нижне-Камчатск.
8/VIII — 1806 г. — Красноярск.
.. V — 1827 г. — Киренск.
.. VI — 1827 г. — о-в Беринга.
2/VII — 1840 г. — Арарат.
18/V — 1841 г. — Петропавловск.
2/VII — 1849 г. — Якутск.
4/II — 1868 г. — Ташкент.
7/II — 1870 г. — Лесное (Сочи).
3/VIII — 1885 г. — хребет Александровский.
9/VI — 1887 г. — Верный (Алма-ата).
10/XII — 1887 г. — Семипалатинск.
12/VII — 1889 г. — Чилик.
19/VII — 1889 г. — Красноводск.
4/VIII — 1889 г. — Таш-Курган.
17/IX — 1897 г. — Заамин.
19/VI — 1898 г. — Кузнецк.
31/XII — 1899 г. — Ахалкалаки.
13/II — 1902 г. — Шемаха.
12/III — 1902 г. — Кузнецк—Бийск.
3/VII — 1902 г. — Владивосток.
8/IX — 1902 г. — о-в Ольхон.
4/X — 1902 г. — Анапа.
21/X — 1902 г. — Сухум.
16/XII — 1902 г. — Андижан.
22/VII — 1906 г. — Копал.
14/IX — 1907 г. — Мерв.
21/X — 1907 г. — Каратаг.
31/I — 1908 г. — Аулие-ата.
30/V — 1908 г. — Крым.
23/XII — 1910 г. — Охотск.
4/I — 1911 г. — Большой Кебин (Тянь-шань).
18/II — 1911 г. — Усой-Сарез (Памир).
30/VI — 1911 г. — Терский берег (Белое море).
7/V — 1912 г. — ост. Александровский.
23/XII — 1914 г. — Николаевск-на-Амуре.
14/I — 1915 г. — Пятигорск.
22/I — 1915 г. — Дарьял.
18/VI — 1917 г. — ст. Арысь.
20/II — 1920 г. — Гори.
12/VII — 1924 г. — с. Куршаб.
19/IV — 1926 г. — Кубань.
6/VIII — 1926 г. — Арктика.
22/X — 1926 г. — Ленинакан.
26/VI — 1927 г. — Крым.
12/VIII — 1927 г. — Наманган.
15/VI — 1928 г. — о-в Беринга.
16/VIII — 1928 г. — Арктика.
11/IX — 1928 г. — Чукотский нос.
22/IX — 1930 г. — Янги-Базар (Таджикистан).
27/IV — 1931 г. — Зангезур.
20/VI — 1931 г. — Арктика.
24/XII — 1932 г. — оз. Иссык-куль.
11/II — 1933 г. — Шенкурск.

§ 47. ПРИЧИНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Первоначально мнения о причинах землетрясений были не только многочисленны и разнообразны, но часто диаметрально противоположны. Такое разногласие во взглядах, нередко исключавших друг друга, обусловливалось главным образом недостатком надлежащих методов исследования и особенно систематических наблюдений. Только в последние годы, благодаря с одной стороны разработке методов сейсмологии, а с другой — учреждению постоянных сейсмических станций, вопрос о причинах землетрясений, если не разрешен еще окончательно, то во всяком случае подвинулся настолько вперед, что уже большинство новейших исследователей приходят к соглашению по крайней мере относительно главных пунктов, т. е., во-первых, что основная причина крупных землетрясений кроется в тектонических процессах, преимущественно в дизъюнктивных дислокациях, которая и обусловливает географическое распределение сейсмических областей, и, во-вторых, что эта основная и общая причина не исключает другие частные причины, которые, хотя производят местные, обыкновенно слабые и непродолжительные сотрясения, но не имеют общего значения и большею частью являются, так сказать, побочными факторами, способствующими или противодействующими главной основной причине сейсмических явлений.

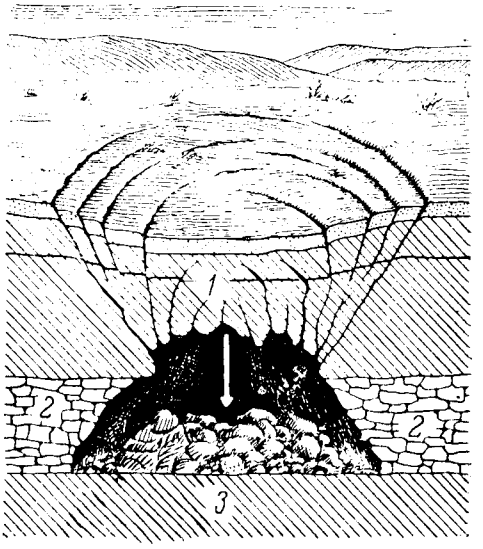


Рис. 533. Блокдиаграмма происхождения обвального землетрясения, по Зибергу.

Еще Буссенго, Пауман, Фукс и др. отличали вулканические землетрясения от невулканических; но Р. Хёрнес впервые указал на возможность разделения их на три категории, отличающиеся своим происхождением, а именно:

1. *Землетрясения, происходящие от обвалов* (Einsturz или Auswaschungsbeben) — на поверхности или в подземных пустотах; так как эта категория обусловливается главным образом денудацией, то поэтому ей возможно придать более общее название *денудационных землетрясений* (рис. 533).

2. *Вулканические землетрясения* (vulkanische Beben), происходящие в связи с вулканическими процессами, преимущественно извержениями (рис. 534).

3. *Тектонические землетрясения* (tektonische Beben, Dislokationsbeben) представляют собой явления, сопровождающие горообразовательные (тектонические) процессы, связанные с нарушениями, разломами твердой (верхней) части земной коры (см. рис. 521, 535, 536 и 537).

Денудационные землетрясения (рис. 533) происходят главным образом вследствие удара, производимого обвалами, особенно в подземных пустотах или пещерах, и провалами карстового типа; они должны быть рассмотрены собственно в связи с обвалами вообще (см. т. II). Они составляют около 3% всех землетрясений.

Идея обвальных землетрясений зародилась еще у древних философов, возникала снова в средние века, но в новейшее время с особою подробностью была развита Отто Фольгером [*96*], который придал ей универсальное значение и стремился объяснить обвалами не только частные случаи проявления землетрясений, как действительно наблюдается

в природе, но даже все сейсмические явления; он, как крайний нептунист, не допускал других причин землетрясений, кроме обвалов, и доказывал это целым рядом фактов, казавшихся в то время, т. е. несколько десятков лет тому назад, настолько убедительными, что гипотеза обвалов Фольгера получила значительную популярность. Однако более точные и систематические наблюдения вполне доказали ее ограниченное применение.

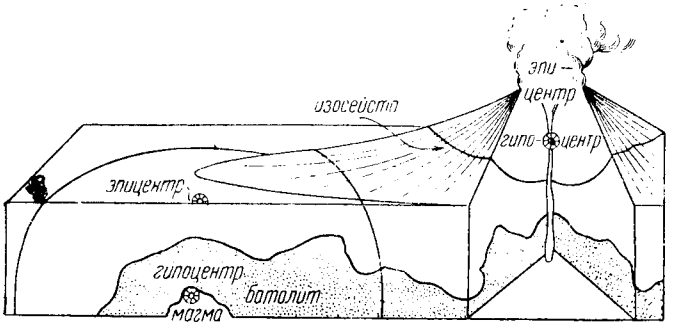


Рис. 534. Образование вулканических землетрясений:

1) слабых, интрузивных: гипоцентр (обозначенный звездочкой) лежит в верхней части скопления магмы, перемещающейся подземно в стремлении найти выход на поверхность; на последней эпицентр и окружающая его изосейстовая линия; 2) более сильных, собственно вулканических, обусловленных извержением вулкана — справа, в этом случае резкие удары вызваны преодолением препятствий в жерле вулкана, где гипоцентр и находится, а эпицентр — в кратере; соответственно малой глубине гипоцентра ничтожна и область распространения. Рис. Зиберга.

Правда, что в земной коре известны громадные пещеры до 200—300 *км*² (см. т. II, гл. IV), образованные подземными водами, выносящими на поверхность огромное количество минеральных солей; известно также, что при значительном возрастании этих пещер потолок их не выдерживает напора вышележащих масс и обваливается. Чем больше обвал, тем сильнее производимый им удар, отражающийся на поверхности сотрясением наподобие того, как при искусственном опускании кровли в выработанных каменноугольных рудниках. Если подземный обвал достигает поверхности, то происходит провал. Не только подземные обвалы, но и происходящие на поверхности также в состоянии производить небольшие сотрясения. Но все такого рода землетрясения очевидно имеют весьма ограниченное распространение и приурочиваются только к таким местностям, которые сложены из легко растворимых пород, богатых пещерами, как то: из известняков, гипса, каменной соли и пр., например известная область Карста с ее многочисленными пещерами, подземными реками, воронкообразными провалами и долинами.

Отличительные признаки этих землетрясений заключаются в том, что центр их или фокус залегает не глубоко, вследствие чего даже при значительной силе удара область распространения их сравнительно ничтожная (несколько десятков километров), ограничиваясь только ближайшими окрестностями эпицентра, но никогда не распространяясь на обширные площади в несколько сот или тысяч квадратных километров (см. таблицу 77). Эпицентр их обыкновенно остается постоянным, приурочиваясь к пещере.

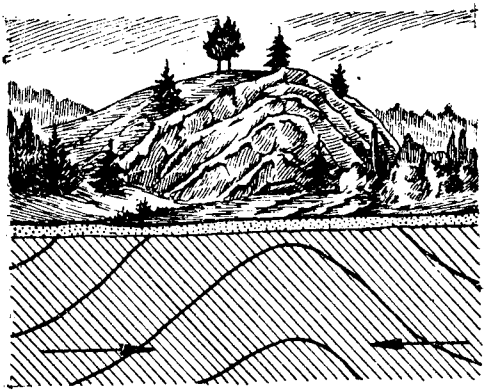


Рис. 535. Связь землетрясений со складчатостью, по Зибергу.

Таблица 77

Место	Время	Интенсивность по Меркали	Район в *км*
Меледа в Далмации	1822 г.	VII — IX	60
Клана в Истрии	1 марта 1870 г.	VIII	100
Модохон у Риги	29 декабря 1908 г.	IV	12
Штадтрода в Тюрингии	20 января 1926 г.	VI	60

производящей обвалы: но если он даже перемещается в случае наличия многих пещер, то перемещение это не следует по какому-либо определенному направлению, а происходит совершенно неправильно, в зависимости от распределения пещер, следовательно мыслимы несколько одновременных эпицентров. Если обвал совершается сразу, то продолжительность периодов этих землетрясений не превышает нескольких секунд или минут; если же обвалы происходят последовательно в одном или нескольких пунктах, то период сотрясения значительно увеличивается, до нескольких месяцев, но в этом случае обыкновенно удары не отличаются силою. Так как пещеры и обвалы в них обязаны деятельности подземной воды, которая в свою очередь находится в зависимости от количества атмосферных осадков, то очевидно обилие осадков должно вызывать усиление напряженности и повторяемости этого рода землетрясений, что действительно и подтверждается, как выше указано, сейсмическою статистикою. Примером таких денудацион-

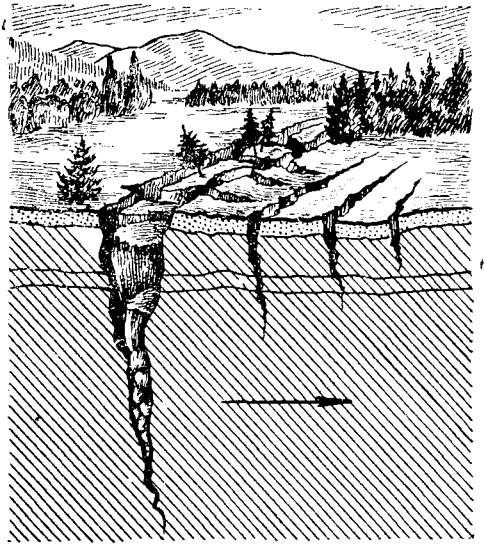


Рис. 536. Связь землетрясений с разломами от растяжения, по Зибергу.

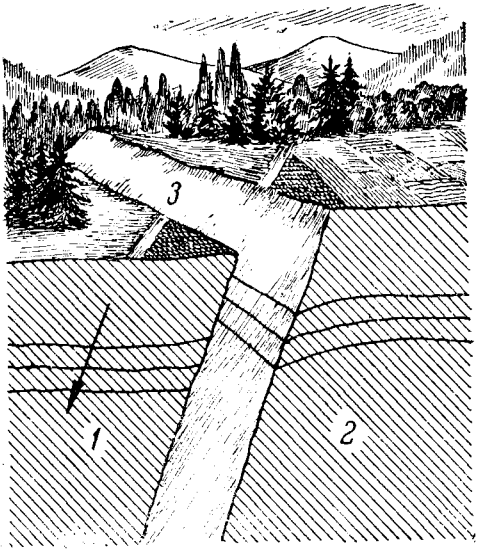


Рис. 537. Связь землетрясений со сбросо-сдвигом, по Зибергу.

1—сместившаяся часть; *2*—оставшаяся на месте; *3*—поверхность—зеркало сбросо-сдвига.

ных землетрясений могут служить продолжительные сотрясения в Герцогенрате в 1873 г.; землетрясение в августе 1880 г. в С. Маргарете в Нижней Крайне.

Причина подобных землетрясений около г. Эйслебен, сопровождавшихся многочисленными опусканиями поверхности и разрушениями, лежала в прорыве воды соседнего озера в соляной шток, подстилающий город, и выщелачивании его (было растворено до 8 млн. $м^3$ соли). Аналогична картина землетрясения 19 ноября 1910 г. в Рейхенхалле. К этой же категории относятся очевидно все прибалтийские землетрясения, описанные Доссом [*97*]. Здесь зарегистрированы толчки в Эстонии в 1844 г. (Карусен), 1868 г. (Ревель), в 1876 г. (Ашераден) и около Риги 1907, 1908 и 1909 гг.; гипоцентр последних вычислен на глубине 30 *км*; причина их — обрушения над выщелачивающимися массами гипса в девонской толще; весьма вероятно, что к той же категории землетрясений относятся небольшие колебания в Пятигорском округе минеральных вод, а также некоторые землетрясения в Финляндии [*98*] и в Карелии.

Весьма важное значение имеет точное изучение таких обвальных

землетрясений в рудничных районах, где над выработанными пространствами происходит обрушение вышележащих масс с опусканием поверхности. Сводка наблюдений над этими явлениями содержится в ряде работ горного инженера Леонтовского [*99*], но с точки зрения сейсмической они не изучены; то же можно сказать вообще про денудационные землетрясения.

Вулканические землетрясения. Подобно тому как пентунисты увлекались гипотезой обвалов, так вулканисты, напротив, считали основною и универсальною причиною землетрясений извержения вулканов, которые действительно весьма часто предваряются или даже сопровождаются землетрясениями. Как Фольгер обвалам, так Гумбольдт вулканам придал наибольшую популярность и, так сказать, укрепил веру в вулканическое происхождение всех землетрясений настолько, что и до сих пор часто эта гипотеза приводится как универсальная. Рассматривая вулканы как «клапаны Земли», посредством которых расплавленное ядро реагирует на поверхность, Гумбольдт считал землетрясения необходимым следствием этих реакций и не допускал возможности других причин тем более, что наблюдения доказывали сотрясения вулканов не только перед извержением, но даже перед каждым взрывом паров и газов. Наблюдения эти сами по себе вполне верны, но, под влиянием учения Гумбольдта, им придано было слишком широкое обобщение, что и повело к ошибочному заключению об основной причине всех землетрясений.

Исходя из этих данных, предположили, что не только ближайшие сотрясения, но и отдаленные от действующих вулканов, а также землетрясения в потухших вулканических областях зависят исключительно от вулканических извержений; не стеснялись усматривать причинную связь между например землетрясениями в Европе и извержениями в Америке или Азии, называли даже такие отдаленные от вулканов землетрясения особым именем — *плутонических* (см. рис. 534).

Не далее как в 1887 г. причину вернеиского землетрясения 28 мая искали в деятельности каких-то скрытых вулканов, а в 1930 г. в Италии в оживлении (мнимом) вулкана Вультура и пр. Некоторые ученые, но в особенности Рудольф Фальб, пошли еще далее в своих широких, но мало основательных обобщениях, связав вулканическую гипотезу землетрясений с космическими явлениями (см. выше § 44).

Однако, несмотря на такое увлечение вулканической гипотезой, давно уже выражались сомнения в справедливости ее; еще Буссенго в 1835 г., Науман в 1858 г. указывали на отсутствие зависимости некоторых землетрясений, например южно-американских, от вулканов; Сименс [*100*], исходя из того же положения, что и Фальб, т. е. признавая внутренность Земли расплавленно-жидкою, приходил однако к другому заключению, а именно, что в некоторых областях землетрясения, нарушая цельность земной коры, способствуют проявлению вулканической деятельности, т. е., по мнению Сименса, существует как бы обратная зависимость. Наконец новейшие систематические наблюдения доказывают с одной стороны, что большинство самых обширных и сильных землетрясений нисколько не зависит от вулканов, а с другой — что собственно вулканические землетрясения имеют только местный характер и весьма ограниченное распространение; так например на Везувии сейсмограф нередко показывает тысячи сотрясений, которые даже в ближайших окрестностях вулкана совершенно не ощущаются; то же наблюдалось при извержениях на Азорских островах в 1865—1867 гг., при многих извержениях Этны, Козегвины, Мауна-Лоа и пр.; словом повсюду землетрясения, хотя и сопровождают вулканические извержения, но имеют сравнительно ничтожное значение и центрируются только у кратера, не распространяясь далеко от вулкана, даже в тех случаях, когда сила их достигает значительных размеров, например при массовых извержениях Мауна-Лоа, Кракатау — в 1883 г. и пр.; следовательно эпицентр их совпа-

дает с центром извержения и вместе с ним претерпевает только небольшие перемещения.

Насколько ограничено распространение вулканических землетрясений, можно было убедиться, когда при грандиозном извержении горы Пеле даже ближайшие сейсмографы (северо-американских станций) не записали никаких толчков. Извержения, даже такое сильное, как в июне 1923 г. — Этны, никогда еще не вызывали землетрясений столь близкого и сейсмичного вообще района Мессины. И обратно, сильное исландское землетрясение 1912 г., открывшее громадную трещину в несколько километров длиной у самого подножия Геклы, не нарушило покоя этого вулкана. Сильное длительное землетрясение на Камчатке в феврале, марте и апреле 1923 г. повидимому не сопровождалось повышением деятельности этой в общем активной вулканической области.

Равным образом подробная сводка землетрясений 1909—1919 гг. в Остийском архипелаге (Виссер) указывает, что, несмотря на чрезвычайную близость вулканов к потрясенным районам, они не проявляли при этом своей деятельности.

Во многих областях (Италии, Японии, Мексики) вулканические районы даже менее сейсмичны других районов.

Правда, можно указать и редкие противопоказания: таковы большое землетрясение Кагошимы 12 января 1914 г. во время извержения Сакурашимы, повышение деятельности Стромболи во время мессинского землетрясения 1908 г., Сольфатары в 1930 г. и др., как будто подкрепляющие мысль о взаимной связи явлений вулканических и сейсмических. Скорее всего однако связь эта не прямая, а исходящая из общности первопричины — тектонических процессов.

Изучение этих связей должно быть поставлено на Камчатке.

Вулканические сотрясения отличаются: во-первых, слабою силою, во-вторых, центральным характером, в-третьих, ничтожною областью распространения. Все эти свойства, а в особенности последнее, указывают, что исходный пункт или гнездо этих землетрясений залегает на небольшой глубине под поверхностью, часто даже выше подошвы вулкана, и тогда сотрясение испытывает только вершина его, а основание и окрестности остаются в совершенном покое (рис. 534).

Все мелкие землетрясения, сопровождающие извержения, очевидно зависят от напора паров и газов, которые в больших массах и с громадною скоростью выделяются из расплавленной лавы в кратере вулкана.

Помимо чисто вулканических землетрясений, т. е. связанных непосредственно с извержениями вулканов, к этой же категории относятся и так называемые *крипто-* или *скрытовулканические*, или *интрузивные*, *магматические*, происходящие вследствие подземных перемещений, подпора и внедрений в литосферу магмы. Их можно рассматривать как результат неудавшегося извержения. Таким образом было объяснено (Меркальи) землетрясение на о-ве Исхия и особенно большое калифорнийское 1906 г. (Ротплетц). Несмотря на возражения, сделанные Ротплетцу (Тамс и Лаусон), вероятно, что данный тип распространеннее, чем это принято думать. Важным аргументом в пользу этого случая служат почти постоянно наступающие (за сутки) до землетрясения магнитные бури, вызванные очевидно перемещениями магмы, наблюдавшиеся также и перед германским землетрясением (в ноябре 1911 г.) и могущие таким образом иногда предсказывать землетрясения.

Весьма интересна также возможная связь между данными гравиметрических наблюдений и скрытовулканическими землетрясениями, вытекающая из предпосылки, что тихоокеанский, богатый сейсмичностью и вулканизмом, тип берегов находится в неуравновешенном в смысле изостазии состоянии в противоположность атлантическому.

Произведенное Клоосом изучение йоземитской плутонической массы привело его к ряду выводов о характере движения мобильных масс Калифорнии вдоль относительно стабильных масс и о комплексе следов, остающихся внутри двигающихся масс. Систематизируя и анализируя эти следы (выражающиеся различными плоскостями отдельностей, расположением кливажа и т. д.), мы можем сделать интересные выводы о направлении основных движений перемещающихся больших частей земной коры (см. выше). Исходя из этого метода, приходится скорее думать не о единстве времени, а об единстве образа действий, так как последнее чрезвычайно важно для установления общей тектонической картины, причем движение одного характера могло и должно было продолжаться в значительный период времени, возобновляясь многократно. Ступенчато-сбросовые строения западной части беретов бассейна Северной Америки напоминают в общем перистые трещины, на которые разбиваются интрузивные плутонические массы при перемещении вдоль них мобильных частей коры. Исходя из такой аналогии, можно приписать этому сбросовому бассейну Северной Америки происхождение, обязанное движению тихоокеанской прибрежной части Калифорнии, относительно материково устойчивой. На северо-западе это смещение, как бы течение береговой части Калифорнии, вполне подтверждается перемещением, фактически установленным в Калифорнии на основании точных геодезических работ, организованных для проверки первоначальных наблюдений после небольшого землетрясения 1906 г., а также на основе дальнейших сейсмических наблюдений. Тихоокеанский поток так называемой «пластичной барисферы», идущей согласно этой гипотезе с юга, встречает фронт Северо-американского материка, обращенный на юго-запад, отклоняется на северо-запад и одновременно вглубь, т. е. под материк, чем может объясняться несимметричность западных северо-американских хребтов и некоторые частности их строения, отличающие их так сильно от европейских. Подсчитано, что скорость таких смещений Калифорнийского побережья достигает от 5 до 10 *см* в год (для некоторых частей установлено смещение за 16 лет в 7 *м*). По линии главного так называемого сброса Андрея, длина которого 800 *км*, а также вдоль второстепенного сброса Хейварда проходит совершенно прямолинейный сброс через гор. Берклей и рассекает площадь, занятую Берклейским университетом. Для детального изучения всех движений и смещений, могущих происходить вдоль линии этого сброса, Берклейский университет организовал стационарную сейсмическую станцию, а кроме того устроил, согласно всем правилам антисейсмического строительства, высокую башню, расположенную непосредственно на линии сброса, с тем чтобы выяснить, что с ней произойдет после ближайшего большого землетрясения, которого здесь всегда следует ожидать. По линии этого сброса все устья боковых разветвлений проходящих здесь трещин и долин смещены на северо-запад на величину 100 *м*, причем некоторые из них подпруживают небольшие озерки и болота. Смещения по этим линиям разлома, наблюдающиеся сейчас, однако гораздо более древнего происхождения и образовались повидимому уже в третичное время. Подобно этому и внутри Сиерра-Невады мы имеем целую серию сбросов, по которым сброс Сэбуру протягивается на 1 100 *км*. Совершенно аналогично, как в сбросах Андрея и Хейварда, западная часть здесь смещается на северо-запад, причем величина новейшего смещения (послетретичного) устанавливается в 20 *км*. Кроме того в береговых цепях Калифорнии установлено много надвигов и небольших перекрытий, причем их верхние части двигались на юго-запад, а нижние —на северо-восток, т. е. навстречу друг другу.

Таким образом, резюмируя точку зрения Клооса, можно сказать, что здесь происходит не только надвигание прибрежных калифорнийских цепей на юго-запад, или на Тихий океан, как вернее поддвигание масс тихоокеанских и крайних береговых частей под Северо-американский материк.

По мнению сторонников гипотезы изостазии (Бови), большое число слабых сейсмических толчков, происходящих в районе устья Миссисипи в Мексиканском заливе, являясь показателем непрерывного приспособления данного участка земной коры к состоянию равновесия, как реакция на непрерывную загрузку выносами Миссисипи, служит гарантией от сильных землетрясений. Действительно, несмотря на то, что Миссисипи ежегодно загружает дно залива миллионами тонн отложений, никаких аномалий силы тяжести здесь не обнаружено (Веннинг-Мейнес, см. § 60), и это тоже привело к мысли о постоянной уравновешенности этого района.

По мнению Виссера [*101*], землетрясения Остиндского архипелага приурочены к крутым склонам океанических глубинных впадин; дно же Индийского и Тихого океанов вдали от материков и островов представляется почти асейсмичным; число землетрясений чисто орогенического происхождения внутри островов (Ява, Суматра) сравнительно ничтожно (1—2% общего числа), причем они приурочены к линиям разломов, выраженным и продольными долинами.

Если в объяснении общих тектонических процессов становиться на точку зрения изостатической гипотезы, то вопрос о скрытовулканических землетрясениях тесным образом связывает все процессы внутренней динамики и заслуживает внимания. С этой оговоркой следует поэтому признать вместе с Бранка [*102*], что вулканизму в сейсмике уделяется несправедливо меньшее внимание, чем тектонике. Мы еще раз убеждаемся в неправильности и невозможности резких и искусственных классификаций крупных геологических процессов; такое разграничение объясняется и оправдывается лишь недостаточностью наших знаний и наблюдений.

Ниже мы вернемся еще к этому вопросу.

Тектонические землетрясения. Выше приведено достаточное количество фактов в пользу того, что эпицентры и направления линий ударов землетрясений имеют теснейшую связь с направлением тектонических линий. Эта зависимость землетрясений от дислокаций, так сказать, чувствовалась уже давно, но положительно констатирована была в первый раз замечательными исследованиями Э. Зюсса нижне-австрийских и итальянских землетрясений (см. выше), а затем целым рядом исследователей (Битнер, Хёрнес, Хёфер, Дэна, Абих, Винвь, Гейм, Рейер, Тарамелли, Мильн, Хоббс, Богданович и многие др.).

Выше были указаны (гл. V) главные формы дислокаций и основная причина их, кроющаяся в постоянном изменении объема Земли; какова бы ни была внутренность ее, т. е. расплавленно-жидкая, газообразная или твердая, во всяком случае изменение объема несомненно ведет за собой нарушения наружной земной коры и образование в ней многочисленных трещин на различной глубине от поверхности. Зарождение же каждой трещины в твердых каменных массах вызывает разрыв сплошности, сопровождающийся толчками или трением, а следовательно бо́льшей или меньшей силы ударом, который передается во все стороны на бо́льшее или меньшее расстояние, в зависимости от силы его и от свойства горных пород. Аналогичное явление можно наблюдать например при образовании трещин на современных ледниках, где также появление каждой, даже самой ничтожной трещины сопровождается сильным ударом и сотрясением ледяной массы (см. т. II, гл. VIII) на значительном расстоянии.

В тех частях земной коры, где особенно сильно проявляются тектонические процессы, сильное напряжение достигает иногда столь критического состояния, что достаточно ничтожного повода для перехода энергии из состояния потенциального в кинетическое, т. е. возникновения какого-либо смещения, движения, главными элементами которого будут разрыв сплошности и трение передвигающихся масс, возбуждающие затем сотрясение, т. е. сейсмические явления.

Такое неуравновешенное состояние в верхних частях литосферы хорошо наблюдается в подземных выработках в виде «стреляния» пород, отрывающего иногда куски в несколько кубических метров. Постоянное перемещение боков старых сбросов также наблюдалось непосредственно в шахтах.

Разломы и подвижность верхних частей литосферы для нас несомненны, как несомненно и то, что это может давать сейсмические удары: неясно лишь, служат ли эти явления первопричиной таковых, или же последняя находится значительно глубже, в зоне пластической деформации, согласно с гипотезой о скрытовулканических землетрясениях.

Так как никакая дислокация в твердых каменных массах немыслима без образования трещин, а значит — ударов и сотрясений, то очевидно в группе тектонических землетрясений следует различать несколько категорий в зависимости от различных форм дислокации; но, к сожалению, недостаток наблюдений в этом отношении дает возможность сделать подобную группировку землетрясений только в самых общих чертах, а не в деталях. Тектонические землетрясения можно разделить условно на две категории: 1) землетрясения, происходящие от горизонтальных дислокаций, т. е. складчатости и сдвигов; 2) землетрясения, происходящие от радиальных дислокаций, т. е. сбросов.

Вместе с тем можно ввести понятие о *продольных* и *поперечных* землетрясениях, по отношению к основному простиранию свит и складчатых систем.

Кроме того в областях больших сложных сбросов, например в Италии, можно отличить землетрясения, следующие по периферии площади опускания, от тех, которые следуют по радиальным трещинам той же области; первые Зюсс называет *периферическими землетрясениями* (peripherische Sen-

kungsbeben), а вторые — *радиальными землетрясениями* (radiale Beben); наконец в пунктах, где радиальные трещины пересекаются, как например на Липарских о-вах (см. выше), происходят *центральные землетрясения* (centrale Senkungsbeben). Разумеется впоследствии, при накоплении наблюдений, дробность такого разделения может уменьшиться.

Таблица 7

Типы землетрясений (по Зибергу)	Сила
Землетрясения, связанные со складкообразованием (см. рис. 535)	Очень слабая
Землетрясения, связанные с образованием:	
надвигов	Слабая
сбросов (Sprungbeben)	Средняя
сложных сбросов и движением по ним глыб (Schollenbeben)	Сильная
сдвигов (Blattbeben)	Самая большая
Землетрясения, связанные с	
давлением (Druckbeben)	Слабая
растяжением (Zerrungsbeben) (см. рис. 536)	Средняя
смещением (Schubbeben) (см. рис. 537)	Большая

У надвигов энергия разрешается не в висячем крыле, а в месте выхода его поверхности на земную поверхность, то же — у сбросов. Вследствие этого, благодаря сейсмическим картам, иногда выявляются до того неизвестные замаскированные разломы. При сбросах следует различать причины динамические и статические. Первые представляют собой разрешение уже назревших напряжений особо активных сбросов; эта дополнительная кинетическая энергия усиливает региональную силу землетрясения, т. е. такой сброс превращается во вторичный сейсмический очаг, повышающий местную сейсмичность или изменяющий границы изосейст. Под статическими причинами в таких случаях понимают характер расположения и заполнения сбросовых трещин; при этом наибольшее влияние (сейсмическое) имеют трещины открытые, меньшее — заполненные рыхлыми массами и никакого — сбросы закрытые, «залеченные». С точки зрения Зиберга (на основе идей Смолуховской), главная роль принадлежит разломам, потому что складчатость есть лишь микроформа разломов — сумма незаметных разломов с перемещениями по ним (см. рис. 535—537).

Тектонические землетрясения отличаются от вулканических и денудационных следующими особенностями:

1. Обыкновенно им свойственна громадная область распространения как на материках, так и на морях, с которою не могут сравниться области распространения вулканических и денудационных землетрясений, например лиссабонское 1755 г., верненское 1887 г., андалузское 1884 г., семиреченское 1911 г. и др.

2. Плейстосейстовая область или область наибольшего разрушения их также достигает значительных размеров.

3. Эпицентр их большею частью представляет узкую полосу, совпадающую с какою-либо линиею дислокации.

4. Одновременность ударов на значительном расстоянии особенно характерна для них, так же как

5. Постоянство линии ударов, приурочивающихся к определенным линиям дислокаций.

6. Центр или фокус этих землетрясений обыкновенно залегает на разнообразной глубине (в среднем от 3 до 600 *км*).

Итак из трех родов землетрясений тектонические имеют наибольшее значение тем более, что они не только не противоречат тем сложным отноше-

ниям к другим явлениям природы, на которые указано выше, но, напротив, подтверждают необходимость их и даже намечают новые связи, до сих пор мало изученные, так например связь землетрясений с магнетизмом, с солнечными пятнами и т. п.

Придерживаясь всецело тектонического объяснения землетрясений, Зиберг группирует их по географическому распределению следующим образом:

1. Полпроцента годового количества землетрясений приходится на палеозойские системы Урала, Аппалачских, Скалистых, Канских гор и Австралийских Альп.

2. Полтора процента приходится на древние континентальные массивы Фенноскандии, Восточной Сибири, Австралии, Канады, Гвианы и Бразилии, а также площади Европейской части СССР, Западной Сибири, Аравии, части Индии, северо-американских прерий, Юкатана и южно-американских пампасов.

3. 3% — на всю совокупность континентальных зон опускания.

4. 3½% — на складчатые (третичные) цепи Пиренеев, Альп, Карпат и Гималаев, в которых сбросы не играют значительной роли, захватывая лишь поверхностные части.

Таким образом все эти 4 категории областей вместе дают лишь 8—9% мировых землетрясений и резко отличаются от других тектонических типов.

5. 22% относятся к зонам разломов — «глыбовой тектонике» (Bruchschollenländer): Исландия со скандинавскими фиордовыми берегами, Средняя Европа, Балканы, восточная Африка, Малая Азия, Армения, Центральная Азия, южный Китай, Мексика, Средняя Америка.

6. 24% — на все остальные кроме уже упомянутых третичные складчатые зоны, испытавшие в последней фазе сильную дизъюнктивную дислокацию.

7. 40% падает на побережья Тихого океана, где узкие подводные впадины больших глубин окаймляют края громадного бассейна разломами опускания. В этих глубоководных впадинах (особенно Тонга-Кермадекской) лежат главные очаги наибольших мировых землетрясений (см. выше о Новой Зеландии).

Становясь на эту точку зрения Зиберга, усматривают основную причину землетрясений в изостатической неуравновешенности, на которую немалое воздействие могут оказывать и внешние динамические процессы, изменяя нагрузку прилегающих противозначных частей изостатической пары — денудация береговых хребтов, отложения и подводные оползни в прибрежной полосе, изменения атмосферного давления, влияние приливов и т. п., т. е. *ищут причины в верхних слоях литосферы*, что согласуется с данными о неглубоком среднем залегании гипоцентров до 40 *км*, т. е. выше пластической зоны земной коры. В противоположность такому взгляду ныне же выдвигается и другой, ищущий главную причину землетрясений именно в этой пластической зоне (Бранка, Ольдгэм) и придающий дислокациям литосферы значение факторов второстепенных, лишь локализующих проявление ударов в более слабых частях. При этом первопричиной являются резкие, внезапные увеличения объема и перемещения пластических масс, обязанные сложным физико-химическим реакциям, происходящим под охлажденной твердой литосферой.

Окончательно остановиться теперь уже на одном из двух объяснений еще трудно.

Анализируя по особому методу 5 605 сейсм Италии за период 1897—1910 гг., Ольдгэм [*103*] нашел, что более 90% их исходили из глубин меньше 8 *км*, 7—8% — из глубин от 8 до 30 *км*, 1¼% — из глубин более 30 *км*, что лишний раз подтвердило неоднократно высказывавшиеся мысли о неглубоких очагах подавляющей массы южно-итальянских землетрясений, в среднем около 4—5 *км*. Ольдгэм называет эти, так сказать, мелкие (по залеганию эпицентров в верхних частях земной коры) землетрясения, ощущаемые обычно людьми, *эписсейсмами*. В противоположность им изучение далеких микросейсм

дает глубину их происхождения от 100 до 600 км; в отличие от мелких эписейсм Ольдгэм называет их глубоким — *батисейсмами*. Естественно, что лишь для эписейсм первого рода годится объяснение их причины разломами и различными смещениями твердой земной коры, тогда как для батисейсм, идущих с глубин свыше 100 км, т. е. из пластической зоны, причины следует искать в различных физико-химических изменениях масс, связанных с изменениями их объема; последние порождают упругие волны батисейсм, а также и реакции на них твердой коры, освобождая существующие в ней напряжения и возбуждая уже эписейсмы второго рода.

Больших проблем и отдельных вопросов в области сейсмологии конечно можно наметить очень много, здесь же мы укажем лишь несколько, представляющих особый интерес с точки зрения геологической, так как сейчас необходимо производить генетическое сравнение как отдельных землетрясений, так и районов и областей нашего Союза.

Первой из таких проблем могло бы быть тщательное изучение тех смещений нулевой линии, которые часто наблюдаются после всех более чувствительных ударов. На это обстоятельство пришлось обратить внимание после землетрясения 1 июля 1932 г. в Ялте. Это явление известно и в других местах южного берега Крыма, который приобретает особый интерес ввиду того, что смещение нулевой линии указывает на происшедший во время землетрясения наклон данной части земной поверхности, на которой расположена станция. Если этот наклон повторится или будет повторяться после каждого землетрясения в данном месте в одном и том же направлении, то мы можем из ряда таких наблюдений сделать общий вывод — о происходящем на наших глазах большом процессе наклона данной части земной поверхности, который очевидно является результатом какого-то современного тектонического процесса.

Продолжающийся наклон южного берега Крыма в сторону Черного моря приобретает особое значение, так как нами была высказана мысль, что одновременно с опусканием черноморской впадины происходит такой же постепенный подъем Яйлы. При этом полоса постоянных эпицентров крымских местных землетрясений, отстоящая от южного берега Крыма в среднем на расстоянии около 30 км, принимается нами как место перегиба между отрицательными и положительными элементами общего процесса, или место перегиба большой флексуры, которая именно вследствие продолжающегося перегиба и возникающего здесь напряжения и должна испытывать разломы. Разломы эти, как уже констатировано рядом работ, проявляются не только сейсмически, но и в рельефе дна Черного моря и в характере илов, покрывающих это дно. При таком представлении о крымских землетрясениях южно-бережная полоса оказывается уже в положительной, т. е. в восходящей части крыла флексуры. Если это так, то все части земной поверхности данного крыла должны непрерывно увеличивать свой наклон к морю.

Эти обстоятельства следовало бы проверять параллельными наблюдениями, как постановкой особых наклономеров-автоматов, так и точными нивеллировками.

Такие наблюдения было бы весьма интересно поставить в районах, где геологически намечаются современные тектонические процессы и в частности например образование антиклиналей и куполов как в областях сильного смятия во внутренних углах тектонических сигмоид и т. п., так и системы перистых разломов, отходящих от больших тектонических линий, где наряду с явлениями сдвигов и сбросов часто возникают купола. Такое строение весьма характерно и хорошо изучено в районе г. Лос-Анжелес в Калифорнии, где расположение куполов точно подчинено системе перистых дизъюнктивных линий. Следует заметить, что подобные купола в Калифорнии, а также в ряде других мест представляют собою нефтяные месторождения, и таким образом вопрос о намечении закономерности в их тектонике весьма важен и с практической точки зрения. Так же важен он и во всех районах больших гидротехнических работ, например в средней части Ферганы, в районе Ходжента, в Приташкентском районе, где мы имеем несомненные явления современного складкообразования и поднятий. Эти дислокации происходят повидимому очень быстро, на наших глазах, и могут в течение короткого времени изменить режим поверхностных вод и внести очень большие нарушения в систему каналов, оросительных сооружений, гидроэлектрических станций и т. п. Во всех таких случаях следовало бы применять комбинированный метод изучения сейсмограмм местных землетрясений и наблюдений наклономерами, выбрав для этого лишь подходящее место.

Вторым вопросом, представляющим чрезвычайный интерес с геологической точки зрения, является установление на сейсмограммах направления первого движения волн *P*. На ряде японских землетрясений такого рода анализ проведен, причем выяснилось, что наиболее частыми формами дислокаций, связанными с землетрясениями, являются сдвиги, горизонтальные смещения частей земной коры вдоль линии разлома. Между прочим именно сдвиги и по анализу энергии, возбуждаемой землетрясениями, Зибергом ставятся на первом месте (см. выше). Если представится возможность для каждого более или менее важного сейсмического района, на основе анализа сейсмограмм, установить повторяемость и закономерность в направлениях первых смещений, то этим несомненно будет достигнута гораздо бо́льшая точность наших сейсмо-тектонических выводов, вместе с тем и предсказаний о возможности землетрясений в тех или иных местах, а также о характере тех движений и нарушений поверхности, которые вследствие этого произойдут.

Все такого рода данные до сих пор мы ожидали получать только путем точнейших

геодезических измерений, которые требуют однако, как известно, многих десятилетий. Между тем нам чрезвычайно важно сразу оценивать с точки зрения сейсмической генетики те или иные тектонические элементы, т. е. мы должны уметь различать роль всех больших дислокаций: что в данном месте имеет преобладающее значение — давление или растяжение, или напряжение скалывающего характера, и т. д. Подойдя правильно к такому распознаванию залегания дислокаций, мы сможем и обратно, зная расположение и направление тех или иных дислокационных типов в каком-либо новом районе, предсказывать вероятное расположение новых очагов землетрясения. Отсюда явится возможность гораздо более правильного и сознательного планирования сейсмической сети и всякого рода сейсмических наблюдений, не дожидаясь обязательно каких-либо больших землетрясений, которые к этому побуждают. Можно в качестве примера привести тот же Крым. Если бы такого рода идеи созрели ранее и из этих идей были сделаны соответствующие выводы, то меры по сейсмостойкому строительству Крыма стали бы проводиться не после его разрушения, а *до него*.

Третьей темой является вопрос о сравнительном изучении сейсмограмм двух или нескольких близко расположенных сейсмических станций. Такой сравнительный анализ в ряде случаев может дать нам очень важные выводы о сродстве или разнородности тектонических элементов. На примере в том же Крыму мы имеем следующее: ряд местных землетрясений, записываемых станцией в Феодосии, не регистрируется станцией в Ялте и обратно, несмотря на крайне малое расстояние. Причина этого, на первый взгляд странного, явления чрезвычайно проста и полностью оправдывает полученные иным путем чисто геологические предположения о тектонике Крыма. Дело в том, что Керченский полуостров давно уже рассматривался и рассматривается как лишь орографически принадлежащий Крыму, тектонически же это есть часть Кавказа (см. гл. IX).

Естественно, что эти два различных как по возрасту, так и по характеру своего строения тектонических элемента продолжают сейчас жить различной тектонической жизнью, что и проявляется в различных для каждого из них сейсмах. В целом ряде мест, где мы подозреваем на основе геологического анализа различие двух тектонических систем, следовало бы поставить такой анализ.

Четвертая тема — вопрос о сейсмическом значении древних тектонических линий и структур, т. е. вопрос об их оживлении. Если с одной стороны мы имеем новидимому основание приписать подавляющее количество землетрясений активности именно молодых тектонических зон, то с другой стороны несомненно, что ряд старых линий теми же землетрясениями не только омолаживается, но иногда именно по этим старым линиям распространяются сейсмические волны, и конфигурация изосейст соответствует сплошь и рядом не молодому строению, а старому более глубокому основанию. В этом отношении очень интересны примеры анализа последних восточно-альпийских землетрясений (Швинднера), а равным образом сейсмичности Англии, связанной преимущественно с оживлением каледонской тектоники.

Для всех тех сейсмических районов, где под альпийской структурой скрыта более древняя — варисцийская или может быть даже каледонская, чрезвычайно существенно попытаться проанализировать на ряде примеров зависимость сейсмичности от структурных направлений разного возраста, так как иначе мы несомненно можем впасть в весьма существенную ошибку, которая будет иметь и практические последствия. Наряду с этим важно продолжать наблюдения над значениями в сейсмическом отношении различных форм дислокаций, при этом можно исходить из основной предпосылки, что складчатость есть процесс, в силу самого своего механизма замирающий, тогда как разрывы и разломы, наоборот, должны проявить чрезвычайную жизненность, так как нарушенная часть земной поверхности в дальнейшем представляет все меньшее сопротивление перемещениям, т. е. обратное тому, что представляет собою раз смятая в складки часть земной коры, смятая намертво (todgefaltet).

При всех этих анализах важно выяснить и характер распространения упругих волн по простиранию и вкрест его различных тектонических структур, т. е., так сказать, ориентацию сейсмических волн по тектоническим элементам.

Наконец необходимо отметить то чрезвычайно важное значение, которое должны иметь в сейсмологических работах вспомогательные работы по гравиметрии и магнитометрии. Накопление гравиметрических данных несомненно устанавливает связь гравианомалий с районами активной тектоники и с сейсмичностью. На сейсмо-тектонической карте Средней Азии (см. рис. 526) видно, что полевая изогамма, т. е. линия, севернее которой гравианомалии прекращаются или переходят в положительные из отрицательных, господствующая на юге, почти точно совпадает с изосейстой V балла, оконтуривающей с севера всю Среднюю Азию.

Работы на Зондском архипелаге Вейнинт-Мейнеса указывают на то же обстоятельство. Это вполне естественно, так как и гравианомалии[1] и сейсмичность указывают на одну и ту же причину, а именно на неуравновешенность, неустойчивость данной части земной коры.

Наконец магнитометрические наблюдения в некоторых случаях также могут указывать на линии разрывов, особенно в том случае, когда по этим разрывам появлялись

[1] Важны вернее их градиенты — места резких переходов одних значений в другие.

более тяжелые глубинные породы. Такого рода связь усматривается сейчас в Нижней Калифорнии мексиканскими наблюдениями (доложенными на Стокгольмской сессии Интернационального геодезического объединения) 12 станций.

Вышесказанным конечно не исчерпывается чрезвычайное разнообразие вопросов в области сейсмо-тектоники.

§ 48. СОВРЕМЕННЫЕ МЕДЛЕННЫЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ РАДИАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

В историческом процессе развития непрерывно изменяются как внутренние массы Земли, так и поверхностные, одни от других неотделимые. Земная поверхность, ее рельеф, лишь отражает эти постоянные перемещения, — из морских глубин поднимаются горы, проходят континентальный цикл развития и могут снова опуститься под уровень моря. Изменения очертаний морей происходят в результате радиальных движений, воли земной коры, создающих на ее поверхности смещения отдельных глыб и различные разрывы (сбросы) с вторичными перемещениями по их поверхностям (надвиги, грабены, горсты), как центростремительные (опускания), так и центробежные (поднятия). Движения могут быть медленными и быстрыми (*бради-* и *тахисейсмическими*), захватывать большие пространства, поднимая или опуская в целом, выгибая их при этом полого волнообразно.

Перемещение берегов. Поднятия и опускания [*104*]

Идея о чередовании вертикальных движений больших участков земной коры с резкими пароксизмами смятий и сморщиваний их развита различными авторами в учение о делении всех тектонических процессов, или *тектогенеза*, на колебательные радиальные движения, которые не вполне удачно принято называть *эпейрогеническими* (с греческого, буквально — «порождающие материки»), и *орогенические* (то же — «порождающие горы»).

Колебательные движения — явления первого порядка — захватывают громадные части литосферы, создавая большие волны ее; процессы же орогенические, при кажущейся своей большой интенсивности, — явления второго порядка, приуроченные к определенным, обычно узким и длинным, зонам Земли. И в тех и в других могут происходить всевозможные частные перемещения земной коры со смятиями, изогнутиями и разрывами, но при колебательных движениях преобладают движения вертикальные (радиальные) и пологие изогнутия, выпучивания или опускания, куполо- и ваннообразные, тогда как процессы орогенические создают все бесконечное разнообразие тектонических нарушений — дислокаций с разрывом и без него.[1]

Не углубляясь пока в теоретические объяснения этих процессов, изложим, что дают геологические наблюдения их результатов (см. гл. X).

Из сказанного уже выше о геосинклиналях ясно, что вертикальные колебания земной коры захватывают как океанические, так и континентальные участки ее, и наблюдения последнего времени это доказывают с полной очевидностью, как мы сейчас ниже убедимся; но так как при чрезвычайной медленности для человеческого масштаба этих процессов наблюдение и установление их вообще сопряжено с большими трудностями и применением точнейших геодезических методов, то понятно, что изучение вертикальных колебаний началось с морских побережий, где уровень моря или следы его прежних положений давали более ясную и понятную картину, привлекая к себе внимание первых исследователей.

Первоначально колебания уровня моря понимали буквально, т. е. именно как изменение количества воды в водоеме постоянного объема и

[1] Формы, ими создаваемые, мы рассмотрели в главе VI, а комплексы региональные рассмотрим кратко в главе IX.

формы, называя эти колебания *эвстатическими*. Сто лет тому назад однако (1831—1834 гг.) точные шведские и русские наблюдения доказали, что причина лежит в колебаниях суши, берегов, так как соседние (Италия) или противоположные берега одного моря обнаруживают различные изменения уровня (например на северо-германских он повышается, а на шведских понижается, у того же моря). Правильный вывод этот, сделанный Л. Бухом, сначала был однако высмеян Ляйэлем, лишь впоследствии согласившимся с этой идеей. Громадное значение имели наблюдения Ч. Дарвина над непрерывным ростом коралловых островов, доказавшие опускание дна Тихого океана (см. ниже). Замечательно, что правильно и раньше всех понял эти процессы еще Данте.

Колебания эти имеют характер поступательных движений: то вверх, то вниз, и охватывают обширные площади. Причину их теперь усматривают как в колебаниях уровня моря, так особенно в поднятиях и опусканиях материков, т. е. в сложных процессах, обусловленных совокупным перемещением материков и морей.

Первое указание на поднятие берегов Швеции сделано в 1702 г., и с того времени Скандинавия считается классическою страною для изучения медленных колебаний. В 1743 г. знаменитые шведские ученые Цельзий и Линней не только внимательно исследовали перемещение берегов, но даже определили величину поднятия в 1,27 *м* в столетие при помощи знаков, высеченных на береговых скалах у Гефле и Кальмара; то же самое наблюдал Гелль в 1749 г. на берегах Норвегии у Нордкапа.

Цельзий [*105*] объяснял видимое поднятие берегов понижением уровня прилегающего моря.

Последующие наблюдения показали, что понижение это происходит неравномерно не только на отдаленных, но даже на одних и тех же шведских берегах; поэтому объяснение Цельзия встретило много противников, которые отмечали, что при допущении его объяснения понижение уровня должно было бы отразиться равномерно на берегах всех сообщающихся между собою океанов и морей, чего на самом деле не замечается. В 1802 г. Плейфер первый высказал мысль, что причина колебаний уровня кроется не в понижении моря, но в поднятии материков. Мнение это после путешествия Леопольда фон-Буха [*106*] в 1807 г. по Скандинавии подтвердилось, а после исследования Чарльза Ляйэля [*107*] в 1834 г. сделалось общераспространенным. Основываясь на нем и допуская, что поверхность моря представляет правильный неизменяющийся сфероид, признали так называемые поднятия и опускания берегов, а в отличие от быстрых или внезапных колебаний, которые происходят при землетрясениях, назвали их медленными или вековыми колебаниями. Учение о поднятиях и опусканиях берегов долго почти не возбуждало сомнений, особенно после исследований Браве над расположением береговых террас Норвегии (рис. 538). Против него раздавались только отдельные голоса тех, кто не находил удовлетворительных объяснений этих явлений в свойствах материков, как например Шмик, Траутшольд и др.; но они, так сказать, заглушались противниками тем более, что их собственные объяснения также были односторонни. Затем, когда с одной стороны постоянно расширяющиеся градусные измерения, а с другой—наблюдения над качанием маятника доказали уклонения поверхности океанов от правильной фигуры и привели к основанию понятия о геоиде, учение о медленных колебаниях берегов вступило в совершенно новую фазу. Выше мы видели (см. § 11), что вследствие притяжения, оказываемого материками и островами на воду, уровень океанов значительно изменяется не только от средины к окраинам, но даже неодинаково на различных берегах одного и того же материка. Так как сила притяжения материков обусловливается прежде всего их массою, то очевидно всякое изменение в величине материков должно отражаться на колебаниях уровня океанов у берегов. При увеличении массы материка уровень

морей будет подниматься, а при уменьшении, напротив, — понижаться. Вследствие этого самые термины: поднятие и опускание, по предложению Зюсса, были заменены другими, более нейтральными, а именно поднятия стали называть отрицательными перемещениями берегов, а опускания — положительными. Хотя не все разделяли объяснение и термины Зюсса, а некоторые толковали их в обратном смысле (например Гюнтер предлагал поднятия называть положительными, а опускания — отрицательными перемещениями), тем не менее работа Зюсса имела большое значение; она возбудила общий интерес к этим явлениям и вызвала разнообразные систематические исследования их, преимущественно шведскими учеными. Эти наблюдения доставили целый ряд убедительных доказательств в пользу движения суши, а потому старые термины — поднятие и опускание — снова получили право гражданства, и самые явления стали правильнее относить к тектоническим процессам, а не к деятельности моря.

Чтобы удостовериться в современных поднятиях и опусканиях материковых берегов, необходимо познакомиться с главнейшими признаками, характеризующими то и другое явление, а также со способами определения их. Из всех признаков, оставляемых на перемещающихся берегах морем, мате-

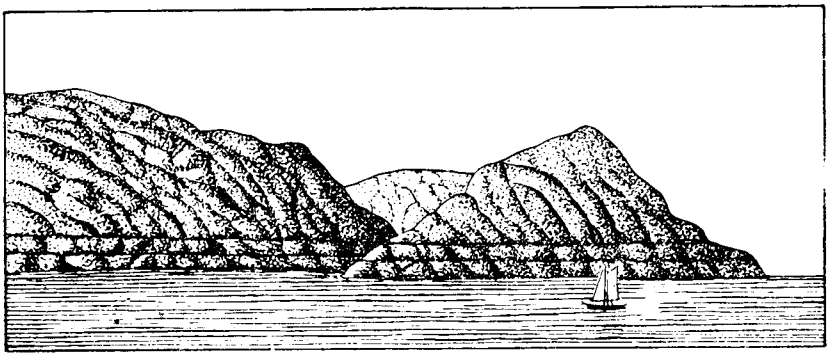


Рис. 538. Двойная береговая линия в Норвегии.

риковыми агентами и человеком, только немногие проявляются отчетливо и имеют положительное решающее значение; большинство же открывается с большими затруднениями, требует много времени и получает силу доказательности только при совокупном проявлении их. Признаки поднятий вообще считаются более ясными и надежными, нежели признаки опусканий: перечислим главнейшие из тех и других.

Признаки поднятия или отрицательного перемещения берегов:

1. Самый важный и убедительный признак отрицательного перемещения заключается в положении и взаимном отношении так называемых *береговых линий* и *террас*. Дело в том, что море с одной стороны, подмывая крутые и высокие берега, производит на них волноприбойные уступы, а с другой—накопляя рыхлый материал на низких и плоских берегах, образует береговые валы: те и другие разумеется залегают на уровне прибоя (см. т. II, гл. VII). Если представим себе, что берег поднимается или уровень моря понижается, то очевидно, что через некоторый период времени волноприбойные уступы и береговые валы выйдут из сферы действия прибоя волн и образуют постоянные знаки бывшего положения уровня; в этом случае первые из них, т. е. волноприбойные уступы, называются древними береговыми линиями, а вторые — древними береговыми террасами; по высоте залегания тех и других над современным уровнем моря можно судить о размерах отрицательного перемещения берегов. Чем продолжительнее или интенсивнее происходит этот про-

цесс, тем линии и террасы будут находиться выше над уровнем моря, а чем чаще будут остановки в нем, тем больше будет число их. Береговые линии и террасы с большой подробностью изучены во многих местах, но в особенности по берегам Скандинавии, где они залегают на различной высоте от 5 до 200 *м* и окружают весь полуостров. Береговые линии сохраняются на крутых скалистых берегах и представляют небольшие уступы или просто желоба, вымытые в скалах. Они проявляются или поодиночке, например между Фангом и Скаарлиоденом, в Норвегии, или попарно, например у Грётнеса

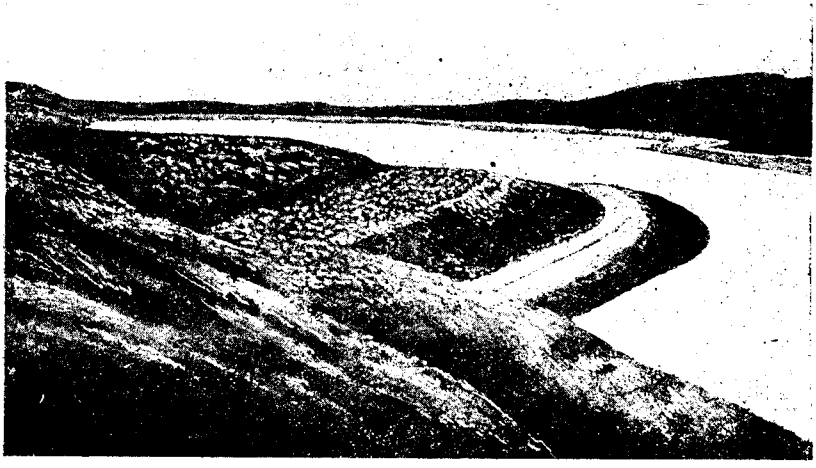


Рис. 539. Террасы в бухте Средней в Кольском фиорде.

(рис. 538), или по нескольку [например у Варангера их 7 (на 93 *м* над уровнем моря), Тромзё — 7 (94 *м*), Трондгейма — 7 (176 *м*), Бергена — 6 (87 *м*), Альтенфиорда — 5 (58 *м*)]. Такая группировка их показывает, что периоды быстрого отступания моря сменялись периодами медленного отступания.

Береговые террасы свойственны преимущественно пологим низким берегам; у крутых же берегов они отчетливо проявляются только в устьях рек, где происходит наибольшее отложение рыхлого материала и где они пере-

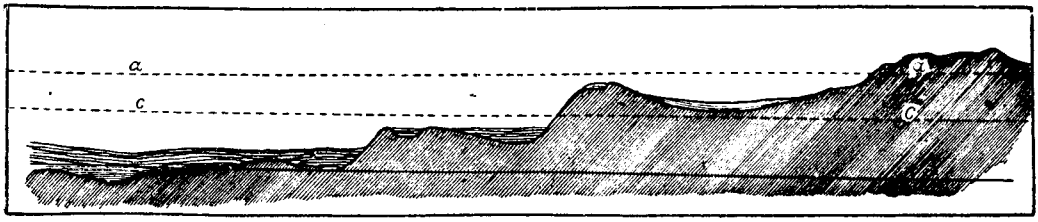


Рис. 540. Береговые террасы Христианфиорда.
aa—верхняя ледниковая; *cc*—нижняя ледниковая.

ходят в речные террасы, называемые в Норвегии ёрэ (öere). Террасы появляются также но нескольку, например на берегах Новой Земли—около Малых Кармакул — их четыре, то же на берегах фиорда Колы (рис. 539) и пр.; они представляют большой интерес, потому что часто содержат остатки морской фауны, по которой возможно более точное определение их древности, а следовательно и периода отрицательного перемещения берегов, например террасы

в Христианфнорде, где отличают верхнюю (*аа* рис. 540) ледниковую террасу с Yoldia arctica, Buccinum grönlandicum и пр. (раковинные банки, пески и глины) и нижнюю (*cc* рис. 540) послеледниковую террасу с фауной более теплого климата. Иногда террасы встречаются совместно с береговыми линиями. Вместе с возрастанием дельтовых террас происходит углубление русла в нижнем течении рек.

2. Вторым хорошим признаком поднятия берегов являются коралловые постройки. Известно, что кораллы возводят свои постройки в мелком море (глубиною около 40 *м*) только до высоты прилива, поэтому, если коралловые рифы и банки выступают выше уровня прилива, где кораллы не могут жить, то очевидно это указывает на поднятие берега. Такое же значение имеет осушение раковинных банок и скопление раковин в дюнах, удаленных на значительное расстояние от берега, если можно только доказать, что раковины не могли быть перенесены ветром.

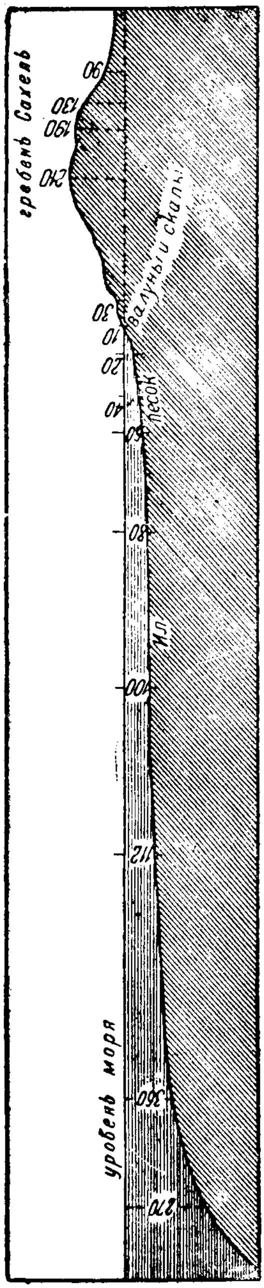


Рис. 541. Подводная терраса у Типаца в Алжире.

3. Менее надежный признак представляет присутствие поваренной и других морских солей в почве побережья, а также развитие большого числа ильменей, соленых озер, солончаков и т. п., отделяющихся от моря и постепенно удаляющихся внутрь материка, если только можно доказать, что прибрежные озера не надвигаются на материк под напором дюн.

4. Увеличение прибрежных мелей, шхер, полуостровов, расширение намывного берега, ограниченного крутым и скалистым берегом, который когда-то размывался, но при поднятии вышел из сферы действия прибоя. Разумеется расширение намывной полосы может происходить также в результате отлагающей деятельности прибоя и накопления дельтовых осадков, а потому нужно осторожно пользоваться этим признаком, который приобретает значение только в ряду других.

5. Остатки доисторического человека, например кьёккенмёдинги в Дании или самбакис в Бразилии, т. е. кухонные отбросы, удаленные от моря, также могут указывать на поднятие, если только можно доказать, что они накоплены человеком прибрежных или свайных построек. Такие остатки, отодвинутые внутрь материка, не только свидетельствуют об отрицательном перемещении берега, но дают возможность вычислить быстроту этого перемещения по высоте их над морем и времени обитания человека на берегу. В этом отношении еще большее значение имеют исторические свидетельства об изменении гаваней, о старых доках, о древних судах, о каналах и вообще об условиях прибрежного и речного судоходства. Наконец сравнительное изучение названий различных местностей на берегу также может привести к интересным заключениям; материковые местности, название которых оканчивается приставками, означающими: остров, пролив, залив и пр., очевидно когда-то принадлежали морю, но от поднятия присоединились к материку; например в Финляндии

и Швеции названия многих местностей оканчиваются на holm (большой остров), ö (остров), sari (остров), sund (пролив), wiek (залив), на Суматре— pulo (остров), в Атакаме — hapu (остров) и т. д.

6. Самый верный и точный способ определения характера и быстроты поднятия состоит в сравнении съемок и нивеллировок разных периодов и в наблюдении постоянных знаков, отмеченных на прибрежных скалах. Но к сожалению способы эти применимы только к весьма немногим местностям, имеющим повторные точные съемки. Наблюдения же над постоянными знаками требуют больших периодов времени — до 50 и даже более лет, так как современные поднятия происходят очень медленно, большею частью около 0,5 *м* в столетие.

Признаки опускания или положительного перемещения берегов:

1. Подобно тому как линии и террасы представляют важнейшие признаки поднятия, так подводные континентальные террасы составляют важнейший признак опускания, но констатировать его гораздо труднее. Дело в том, что волноприбойный уступ при опускании берега постепенно расширяется и превращается в подводную платформу или континентальную террасу, размеры которой возрастают по мере наступания моря на опускающийся берег; местами она имеется только в зачаточном состоянии, местами же ширина ее доходит до 2—4 *км*, например на африканском берегу Средиземного моря, и наконец местами она достигает нескольких десятков километров, например в бухте Алжира — 9 *км*, у Орана — 12 *км*, у Типаца — 12 *км* (рис. 541), у Арцеу — 20 *км* и пр. Терраса эта состоит из сглаженных пород берега, прикрытых продуктами их разрушения: у берега валунами, галькой, далее песком, илом и раковинными банками, т. е. с удалением от берега и углублением дна материал становится мельче (см. т. II, гл. VII); с окончанием террасы глубина сразу быстро увеличивается. Присутствие таких террас всегда свидетельствует об опускании берега.

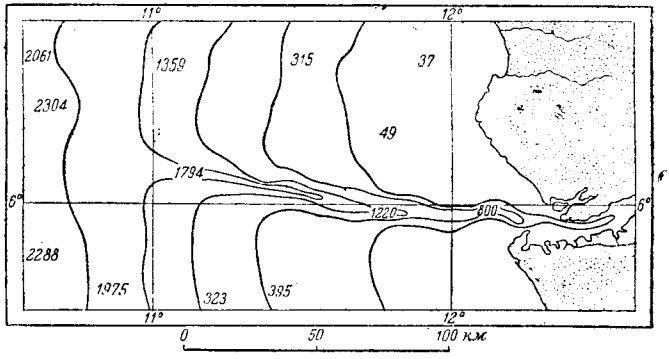


Рис. 542. Подводная долина р. Конго, доказывающая опускание этой части африканского побережья и прилежащей к нему части дна Атлантического океана. Цифры дают глубины в метрах, по Шотту.

2. Не менее надежным признаком опускания берегов являются возрастающие коралловые постройки. Если рифы и атоллы поднимаются с значительной глубины, далеко превышающей границу развития кораллов, т. е. более 40 *м*, и вместе с тем продолжают возрастать, не переходя высоту прилива, то они указывают на положительное перемещение, точно так же как углубление других прибрежных образований, например нуллипоровых отложений.

3. Замедление в возрастании дельтовых отложений или отсутствие их и замена воронкообразными устьями рек или эстуариями также в известных случаях указывают на опускание, если только можно доказать, что эти явления не зависят от других причин.

В некоторых местах (у берегов Шотландии, Исландии, Гренландии, Шпицбергена [*108*, *109*], устья Гудзона и особенно Конго [*110*]) наблюдаются подводные затопленные речные долины (у Конго на 130 *км* в океан, на глубине до 2 000 *м*) (рис. 542); Босфор представляет также часть опу-

стившейся древней долины; на то же указывают «лиманы» побережья Черного моря [*111*].

4. Изменение растительного покрова на побережьи, нахождение материковых лесов и особенно торфяников под морскою водою составляют наиболее надежные признаки опускания.

5. Исторические свидетельства и указания местных жителей могут в некоторых случаях определить быстроту положительного перемещения.

6. Наблюдения над постоянными знаками на береговых скалах, сравнение съемок и нивеллировок, здесь так же, как при изучении поднятий, имеют первостепенное значение, но так же редко применимы и требуют больших периодов времени.

Известно, что все наблюдения над колебанием уровня моря должны делаться относительно какой-нибудь неизменной точки. Это — нуль футштока или мареографа. Но футшток, как бы вы его ни ставили, требует время от времени ремонта и неизбежных переустановок. Таким образом для его проверки необходима в ближайшем от него расстоянии (для возможно более частых и простых проверок) постоянная точка — репер. Но эта точка помещается обычно невдалеке на берегу и конечно участвует вместе с береговой полосой в общем ее движении, будет ли это повышение или оседание берега или же оседание тех, хотя и массивных, частей портовых сооружений, которые все же движутся и порою очень заметно. Таким образом очевидно надеяться на прочность близких береговых реперов можно только в исключительных случаях, а именно там, где эти береговые реперы установлены на коренных породах, а отнюдь не на подвижных, наносных или на искусственно засыпанной портовой территории [*112*]. Во всяком случае вопрос об основных реперах требует особого рассмотрения в каждом отдельном случае, и там, где близких выходов коренных пород нет, требуется установка специальных искусственных прочных оснований для реперов. Эти реперы должны считаться «вековыми марками», и их устройство требует особого внимания. Конечно само собой разумеется, что эти реперы, удаленные от места нахождения футштоков, будет уже труднее соединять точной нивеллировкой с береговыми реперами. Но это необходимо, если нежелательно производить наблюдения на целом ряде пунктов впустую. В настоящих условиях, когда такая вполне исчерпывающая поверка постоянства нуля футштока не делается вообще, а если какая-либо и делается, то только относительно ближайших береговых реперов, нельзя говорить о вполне обеспеченной точности наблюдений. Сложнее и еще менее надежно решаются вопросы об уровне воды с удалением от берегов, которые возникают при всех дорогостоящих морских землечерпательных работах. В этом случае мы должны предполагать, что уровень моря на более или менее далеком расстоянии от берега остается таким же, как и у ближайшего водомерного пункта. Несомненно, что при всяких измерениях такого рода сравнения постоянных и временных вспомогательных футштоков делаются при исключительно благоприятной погоде и по возможности тщательно. Но при этих наблюдениях все же нет возможности принять в расчет разность уровней, происходящую как от постоянных, так и временных течений. Только при тщательной нивеллирной связи между собою всех футштоков моря или данного района представится возможность изучить в деталях влияние хотя бы и слабых нагонных и сгонных ветров в данном участке моря, а следовательно и тех депивелляций, которые ими производятся. Укажем на классический пример Таганрогского залива. Здесь повышение уровня при юго-западных ветрах доходит до 304 *см*, тогда как в соседних портах, например в Азове, Ейске и др., оно достигает только 90—150 *см*.[1] Следовательно даже при весьма слабых северо-восточных или юго-западных ветрах определения соотношений высот между футштоками, установленными на берегу и в устье Донского канала, будут висеть в воздухе до тех пор, пока не изучены точно фигуры волны от нагонных и сгонных ветров.

Если представить себе, что от движения данного побережья зависит судьба многих гаваней, портов, торговых и военных, будущность больших каналов между соседними морями (Беломорско-Балтийский) или речными системами (Волга—Дон и др.), ирригационных систем и наконец всех систем государственных нивеллировок, обычно опирающихся на какой-то абсолютный нуль, который может быть в движении, то громадное народнохозяйственное значение изучения медленных колебаний само собой становится очевидным.

Это изучение должно преследовать не одну лишь количественную сто-

[1] Ю. Зилов. Изыскания в восточной части Таганрогского залива, 1912—1913 гг. Труды Отдела торговых портов. Вып. XXXV.

рону процесса, но точную характеристику его, так как медленные деформации поверхности могут быть весьма различны:

1. Подъем (или опускание) какой-то площади может совершаться с сохранением ее горизонтальности.[1]

2. Движения могут происходить дифференциально, т. е. с большей скоростью в одних частях и меньшей в других. При этом мыслимы два главных случая: а) скорости изменяются последовательно от центра к периферии деформируемой площади, создавая следовательно купол (или ванну) сравнительно правильной округлой формы, и б) скорости изменяются весьма различно, создавая бесконечное множество неправильных выпуклых (или вогнутых) поверхностей.

3. Подъем (или опускание) действует лишь с одной стороны площади, приводя ее в некое косое наклонное положение.

4. По диагоналям площади движения попарно однородны, а между собой различны, что ведет к диагональному выпячиванию или прогибанию.

Обычно имеют в виду лишь элементарные случаи 1 и 2а, между тем как они-то являются скорее исключением, и большинство деформаций больших пространств далеки от правильности. Это представление весьма важно для понимания происхождения и расположения всевозможных второстепенных нарушений земной коры (*дислокаций ее*) и сосуществования рядом совершенно различных, как будто взаимно исключающих их типов. Лишь региональное систематическое изучение их дает правильное выяснение. Чрезвычайно важным при этом является именно точное инструментальное изучение современных изменений поверхности (точными повторными нивеллировками, триангуляцией, особыми автоматами — наклономерами и т. п.), особенно интенсивных во время землетрясений.[2]

Наблюдения над океаническими вулканическими островами, впервые произведенные Чарльзом Дарвином, в дальнейшем были дополнены и развиты в том же направлении Дэвисом (1910 г.). Согласно их точке зрения, изменение очертаний островов и коралловых рифов обязано поднятиям и опусканиям самих островов. Наоборот, Дэли (1915 г.) выдвигает скорее роль поднявшегося после стаивания оледенения уровня океана (на 50—60 *м*), считая таким образом опускание вулканических островов лишь мнимым. Однако величина эта недостаточна, чтобы объяснить происхождение ряда атоллов, не соединенных с шельфом. Результаты произведенного на о-ве Фунафути в Тихом океане бурения требуют допущения происшедшего опускания не меньше, как на 340 *м*, а на Бермудских о-вах не менее, как 75 *м* ниже современного уровня моря. Там же на глубине 290 *м* ниже уровня моря встречены вулканические материалы, которые явно носят следы атмосферного выветривания.

Исходя из этих данных, скорее приходится признать все-таки более правильной первоначальную идею Дарвина и Дэвиса в смысле активного погружения острова, в силу ли их самонагрузки вулканическими продуктами или общих процессов тектогенеза, а колебаниям уровня мирового океана в силу стаивания оледенения приписать лишь второстепенное значение, временами может быть ускорявшее общий процесс.

Обнаруженные в различных морях подводные узкие глубокие долины, каньоны, напоминающие очертаниями и размерами Большой каньон Колорадо, повидимому весьма недавнего и даже современного тектонического происхождения. Это подтверждается наблюдениями над разрывами кабелей при

[1] Т. е. конечно вернее концентричности, так как во всех наших тектонических рассуждениях понятие горизонтального положения относится лишь к очень малым площадям, медленное же движение, эпейрогенез, захватывает как раз весьма большие.

[2] Эта методика развилась за последние десять лет в Японии (после землетрясения 1923 г.).

землетрясениях (см. выше). Так в 1929 г. при землетрясении разорвало телеграфный кабель между Ньюфаундлендом и о-вом Кэй-Бретон, причем окраина шельфа опустилась, и промерами была найдена новая подводная долина Корсэр-горж, до того заведомо не существовавшая, так как она не отмечалась при гидрографических съемках, производившихся перед самым землетрясением, а также многочисленными судами, постоянно измеряющими здесь глубины. Для изучения вертикальных современных движений литосферы поэтому весьма важны наряду с геодезическими и точные гидрографические работы в соответственных местах.

Океанографические исследования, сопровождаемые драгированием дна, дают интересные указания на недавние вертикальные движения. Так, в Японском море в 1931 г. с глубины около 500 *м* были драгой подняты гальки гранитов, андезитов и базальтов диаметром до 6 *см*; последние происходят заведомо из Японии (третичного и четвертичного возраста). Кроме того были найдены гальки кварцитовые и кремнистые не только круглые, но и угловатые. Вероятно это послеэоценовые прибрежные осадки (выносы рек), после отложения которых произошло недавнее опускание дна. Кроме того некоторые подводные долины затопленных устьев рек имеют две террасы, как и у современных долин Японии.

С увеличением внимания к явлениям радиальных колебаний увеличивается и количество данных о них из разных стран. В 1934 г. Г. Ю. Верещагиным около устья р. Селенги на Байкале обнаружен подводный остров в 4 *км*^{2}, покрытый водой лишь на 30 *м*, тогда как окружающие его глубины больше 1 000 *м*. Из сличения со старыми картами XVII века вытекает, что опустился показанный на них остров «Столбы».

В 1911 и 1934 гг. наблюдались быстрые поднятия суши у южной оконечности острова Тринидад.

За последнее время некоторые ученые стали искать в мифе об исчезнувшей Атлантиде подтверждения факта больших вертикальных движений литосферы и, в частности, обрушений частей материков и так называемых «мостов», соединявших их в разные геологические эпохи по предположениям палеогеографов. Однако источником мифа об Атлантиде является только «диалог» Платона, который вероятно не имеет ничего общего с геологическими событиями, а имел целью изображение строя идеальной республики. Литература по Атлантиде громадна (более 200 специальных сочинений) и критически разобрана недавно Бессмертным [*150*].

Причины медленных колебаний очевидно должны быть так же сложны и разнообразны, как и самые явления, а потому едва ли можно найти одну универсальную, к которой стремились различные исследователи со времени открытия этих движений; а именно, сначала их объясняли огульно колебаниями уровня моря, затем после путешествия Буха по Скандинавии — движениями суши. Однако при том и другом объяснении основная причина движений оставалась неизвестною. В последнее время взгляды на них хотя менялись, но важно то, что, благодаря работе Зюсса, приступили к проверке фактических оснований и, так сказать, к расчленению этих движений, что привело к плодотворным результатам, как доказывают новейшие исследования. Приписывая главное влияние движениям моря, Зюсс однако разделял медленные колебания на *общие*, или *эвстатические*, и *частные*, или *местные*. Первые проявляются повсюду и обусловливаются какими-либо крупными причинами; вторые же проявляются только местами и зависят от каких-либо частных причин.

Террасы северных стран Пенк [*113*] объяснял изменением поверхности геоида под влиянием мощного ледяного покрова, который, увеличивая массу, а значит и силу притяжения материков Европы и Северной Америки, возвысил уровень прилегающих морей почти на 200 *м*; исчезновение этого покрова понизило уровень на 200 *м*; Дригальский [*114*] показал, что влияние геоида проявляется гораздо меньше, чем предполагал Пенк, а затем последний и сам совершенно отказался от своего объяснения и применил совершенно другое, основанное на взаимоотношении ледниковой нагрузки и деформации

поверхности, благодаря наличию внутренних пластических масс в Земле [*115*]. Мысль эта была высказана впервые еще Джемисоном (в 1865 г.) и названа Рейером (1892 г.) онерарной теорией (Onerartheorie); она сводится к нарушению изостазиса сначала нагрузкой ледникового покрова, а затем его исчезновением; в обоих случаях должны были возникать глубинные течения пластических масс (см. ниже).

Принимая площадь северной Европы, испытавшую оледенение, в 3 300 000 *км*², мощность льда до 2 000 *м* (в северной Швеции) и в среднем 1 000 *м*, получаем объем льда в 3 300 000 *км*³, который должен был вдавить свое ложе на $^1/_3$ *км* в глубину, т. е. вытеснить 1 100 000 *км*³ массы пород; так как периметр области оледенения 6 900 *км*, то под каждым километром его должно было пройти на глубине 159 *км*³ масс, которые в случае своего расположения по кольцу в 500 *км* шириной должны были вызвать в среднем поднятие его на 150 *м*.

С другой стороны, исходя из данных о послеледниковом поднятии Скандинавии и применяя тот же подсчет, видим, что, обратно, через каждый километр границы оледенения, после его исчезновения, возвратилось лишь 49 *км*³ пород. Эта величина однако на самом деле больше, так как поднятие в сущности было больше наблюдаемого по изоанабазам, если принять во внимание повышение уровня океана массами стаявшего льда (Фенноскандии, Северной Америки, северной Азии, Патагонии и других мест) приблизительно (по подсчету Пенка) на 40 *м*. При этой поправке, а также при более точном подсчете мощности льда в результате получается, что обратно переместилось уже $^2/_3$ вытесненных подземных масс. Скорость процесса этого перемещения (исходя из данных современного поднятия Виттинга) определяется в 1 840 *м*³ масс на 1 *м* границы ежегодно, или 5 *м*³ ежедневно, что представляет собой уже весьма заметный поток. Скорость эта однако не была всегда постоянной, достигая наибольшей величины от 8 до 6 тысячелетия до н. э., немедленно после исчезновения оледенения, и затем убывая.

Этим процессом объясняется и постепенное понижение известного пояса вокруг бывшей области оледенения, до того испытавшего поднятие, сопровождающееся различными местными дислокациями (к которым могут относиться и некоторые мелкие дислокации Европейской части СССР [*116*]). Рамзай обращает внимание на необходимость учитывать наряду с изостатическими колебаниями земной коры и эвстатические колебания уровня моря, чем устраняются недостатки теории Джемисона, вызывавшие ряд возражений. Вместе с тем стремление воскресить онерарную гипотезу (Борн и др.) в связи с данными Вегенера о большой мощности льда Гренландии (до 3 000 *м*), по мнению Вегмана, не заслуживает поддержки.

Все эти объяснения как частных, так и эвстатических движений сводятся не только к колебанию уровня океанов, оставляющих свои следы только на берегах материков, что составляло основание учения Зюсса, но и суши, а следовательно они распространяются не только на берега, но и на внутренние части материков, тем более что периодические изменения климата, как доказали Брюкнер [*117*] и Зигер [*118*], производят на озерах и внутренних морях только мелкие колебания, не превышающие 10 *см*, каковые местами действительно наблюдаются.

Согласно теории изостазии (см. § 56) вся Земля находится в состоянии внутреннего равновесия, и земная кора не обладает достаточной жесткостью и сопротивлением изменяющейся нагрузке; соответствующая определенному давлению высота данной площади есть для нее положение равновесия или изостазии. Такое положение равновесия она принимает в результате радиальных движений земной коры. Эти движения не могли бы иметь места, если бы верхний слой твердой литосферы не подстилался слоем пластическим, подвижным, текучим, перемещения которого однако происходят весьма медленно, чем объясняются большая длительность, постепенность и, так сказать, запаздывание, отставание изостатических колебаний относительно изменений нагрузки коры. Факторами, изменяющими нагрузку отдельных площадей поверхности литосферы, по мнению сторонников теории изостазии, являются: покровные оледенения и их исчезновение, смыв материков (денудация), отложение материала на дне морей и континентальных впадин, в гораздо меньшей степени вулканические излияния, и то лишь массовые покровные, и наконец горообразовательные процессы, сопряженные с большим накоплением смятых складками масс вдоль ограниченных полос и мощными горизонтальными перемещениями — надвигами. По наблюдениям в Альпах и других местах можно предполагать, что после своего складчатого формирования горы испытывали вертикальные перемещения в целом,

поднятия и опускания с прогибанием пьедестала, причины которых пока ясно не установлены.

Об этих процессах, весьма недавних или даже происходящих на наших глазах, свидетельствуют кроме изменений на морских берегах речные террасы (см. том II), флексурное изгибание у окраины хребтов новейших отложений (выносимых из них реками галечников, как например в Фергане вдоль подножия Алайского хребта), измененное положение древних поверхностей смыва — *пенеплен*.

Примеры этого рода за последнее время описаны из многих складчатых хребтов.

Анализом этих форм и процессов, их создающих, занимается геоморфология.

Наряду с увеличением значения геоморфологического метода для познания молодых движений складчатых и вообще активных тектонических районов возникает однако ряд разногласий по его применению, в особенности в отношении тектоники и стратиграфии третичных отложений.

Например в отношении Альп большинство мнений единодушно сводится к признанию одного большого их поднятия в среднем миоцене, тогда как дилювиальному поднятию приписывается уже сравнительно малое значение. Из этого обстоятельства однако вытекает как бы выделение самих Альп от прилежащих к ним альпийских нагорий в отношении вертикальных движений.

Это мнение, высказываемое довольно часто, является в значительной мере искусственным и мало обоснованным. Оно может явиться и следствием недооценки наиболее молодых движений, причем высоким террасам приписывается слишком большая древность только на основании их большой высоты и предположения невозможности таких больших поднятий в короткие промежутки времени.

Такое предположение за последнее время встречает однако все большее количество фактических возражений. Достаточно указать например на громадные поднятия, несомненно происшедшие в четвертичное время на Кавказе, в Средней Азии и наконец на последнее исключительной величины современное поднятие, только что констатированное на Новой Земле, где почти современный лес-плавник лежит местами на высоте до 400 *м* над уровнем моря.

Кроме недооценки скорости современных поднятий, многие авторы часто допускают или подразумевают без достаточного объяснения этого обстоятельства, так сказать, паузы или остановки в ландшафте, длительность которых однако определяется чуть ли не в миллионы лет, что также весьма мало обосновано, вернее всего невозможно. В различных молодых хребтах и, в частности, в Альпах известны не только поднятия молодые, но и депрессии доледникового происхождения, заполненные мощными галечниками, не объяснимые, как это часто принято думать, какими-либо запрудами. Все подобные факты с очевидностью свидетельствуют о громадной роли дифференциальных колебательных движений, происходивших в самые последние геологические эпохи и происходящих несомненно и в настоящее время. Для Кавказа подобные значительные колебания в последнее время описаны также подробно (И. Кузнецов).

Все подобные резкие, но захватывающие очень незначительные участки и обыкновенно узкие полосы колебания вряд ли можно объяснить изостатически (т. е. в особенности исходя из идеи онерарной гипотезы или меняющихся нагрузок земной поверхности) (см. ниже). С другой стороны подобные колебания хребтов и прилежащих к ним районов должны быть тесно связаны и совершаться по времени и по характеру механического процесса в значительной мере аналогично. Отличие движений самого хребта от окружающих его областей (или Альп и внеальпийских частей) вероятно коре-

нится не в самом существе молодых движений, но лишь в большей интенсивности их в самих Альпах.[1]

В некоторых местах эти движения происходят весьма быстро. Примером может служить Мексиканский залив (Атлантического океана) в его северной части. Впадающая здесь р. Миссисипи ежегодно выносит и отлагает вокруг своей дельты миллионы тонн осадков, которые должны бы были, быстро увеличивая нагрузку небольшого участка земной коры, создать в нем аномалию силы тяжести. Однако, согласно последним наблюдениям, ее нет, и вероятно именно частыми и быстрыми уравнивающими изостатическими подвижками и объясняются местные слабые землетрясения в районе Нового Орлеана (см. выше о сейсмических явлениях). Для решения этого вопроса следовало бы поставить гравиметрические наблюдения в дельте Волги.

Теория о влиянии нагрузок поверхности на опускание ее и изостатической приспособляемости — *онерарная* — представляется вообще еще весьма сомнительной, так как изостатическая приспособляемость различных частей коры весьма различна. Так например части Палестины, находившиеся выше уровня моря с докембрия до верхнего мела, затем, быстро опустившись и заполнившись отложениями, снова осушились. В дальнейшем же и опять без всякой нагрузки дно грабена Иордана опустилось на 400 *м* ниже уровня моря. В ряде других мест мы также знаем опускания вдоль сбросов на 2 000—3 000 *м*, не обусловленные весом отложений. Таким образом зависимость здесь вернее обратная, т. е. опускание ведет к отложению.

Мы знаем, что весь массив последнего поднятия Фенноскандии ограничен зоной разломов, проявляющейся также сейсмическими явлениями, и мы можем рассматривать эти разломы верхней хрупкой части литосферы как вполне естественный краевой процесс общего поднятия, выпучивания большого купола Фенноскандии.

При таком взгляде на механизм основного явления отпадает выдвигавшееся ранее противоречие между процессами пликативными, флексурными поднятиями и дизъюнктивными дислокациями; различные мелкие тектонические формы могут возникать, в зависимости от разнообразных местных причин, в результате процессов эпейрогеиических и орогенических, и следовательно только по наличию тех или иных из этих форм нельзя еще высказываться о существе данного тектонического процесса.

Геологические исследования в разных областях последнего времени все более приводят к заключению о первенствующей роли в поднятии больших горных систем эпейрогеиических широких волнообразных вздутий; активные фазы их гораздо многочисленнее, чем ранее предполагалось, а местами повидимому движения вообще почти не прекращаются.

Непосредственно наблюдаемая нами складчатость (орогеническая) — сравнительно мелкое второстепенное явление, лишь усложняющее основные черты больших волн — поднятий. В этом смысле некоторые современные авторы говорят именно о периодах «поднятий», а не «складкообразования» хребтов, поскольку последние создаются в целом именно поднятиями.

Установление однако очертаний этих больших тектонических волн сопряжено с большими трудностями и основано в значительной мере на морфологическом методе изучения древних денудационных поверхностей. Образцовая работа в этом направлении сделана В. Пенком в Андах Аргентины; подобные же явления отмечаются в Памиро-Алае и около Ташкента.

Эпейрогенические движения преимущественно захватывают большие площади, поднимая или опуская их куполами, мульдами, валами или наконец в виде отдельных больших глыб и полос, ограниченных разломами, создавая тем самым основные крупные черты рельефа земной поверхности; в оро-

[1] См. по этому поводу работу Клюпфеля о возрасте молодых движений в Альпах, напечатанную в Geologische Rundschau. Том XXII. Вып. № 5. 1931 г.

генических зонах они повидимому вызывают и сопровождают орогеническую складчатость, приподнимая целые складчатые комплексы на большую высоту или опуская их снова под уровень надвигающегося трансгрессивно моря. Признаками таких поднятий служат наблюдаемые на разных высотах и в различном положении (горизонтальном, наклонном или различным образом выгнутом) поверхности сноса соответственных периодов (Abtragungsfläche), а опускания доказываются стратиграфически наличием тех или иных морских свит. Стилле понимает под эпейрогеническими однако лишь отрицательные движения, т. е. опускания больших волн и котловин контракционного происхождения — «ундации». Этот *эволюционный* процесс опускания «периодами» сменяется *революционным* подъемом, орогеническим, образующим мелкую складчатость, порождающую, вместе с надвигами и покровами, все разнообразное и сложное строение хребтов (см. гл. X).

Этот процесс опускания всей горной системы после ее складкообразования, в целом, признается и Ал. Геймом; он говорит об опускании гор под влиянием собственного веса, доказывая это прогибаниями в сторону хребта, по его краям (например этим путем объясняется образование северо-итальянских альпийских озер: Комо, Гарда и др.). Независимо от разных точек зрения, несомненность больших вертикальных колебаний земной коры как у морских побережий, так и на материках признается всеми.

Вертикальные колебания земной коры и эвстатические изменения уровня океана имели и имеют основное значение в истории Земли, изменяя области деятельности главных геологических процессов и в свою очередь находясь иногда от них в зависимости, вследствие чего нередко возникают весьма запутанные взаимоотношения. Если климат может влиять на эвстатические движения, то и обратно, — последние его видоизменяют, как например при замыкании и изоляции отдельных водных бассейнов, сопряженных с нарушением циркуляции воды, распределением температур и осадков. Целый ряд сложных палеогеографических явлений, изменений условий развития фауны и флоры и их миграций, образования коралловых рифов и островов, независимо от того, связывать ли их рост с опусканием дна океанов (Дарвин), или с поднятием уровня последних после стаивания ледниковых покровов (Дэли), находится в прямой причинной зависимости от эвстатических движений, так же как в некоторых случаях и судьба человечества. Достаточно указать, что именно на поднявшейся из моря за последние 10 000 лет части Фенноскандии живет 80% ее населения.

С другой стороны обширные культурные пространства поглощены Северным морем: у датских и северо-германских берегов под водой лежат поселения и могилы каменного века, а у Корнваллиса разрабатывавшиеся в доисторическое время оловянные россыпи теперь погружены на несколько метров под уровень моря. Будущность всей Голландии находится под большой угрозой, если действительно опускание ее побережья будет продолжаться.

§ 49. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕДЛЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ

Со времени открытия этих явлений в Швеции они определены во многих местах по берегам материков и островов, но с весьма неравномерною точностью и полнотою; только немногие местности изучены в этом отношении настолько основательно, что не возбуждают сомнения, большинство же наблюдений, особенно беглых, произведенных путешественниками попутно в странах отдаленных и мало населенных, нуждается еще в проверке и дополнении. Вследствие таких пробелов разумеется выводы, вытекающие из географического распространения медленных колебаний, могут иметь только относительное значение; например полагают, что поднятия распространены больше, нежели опускания; может быть это справедливо, а может быть — и нет, потому что поднятия констатировать легче, чем опускания, следова-

тельно и сведений о них больше. Точно так же до сих пор еще не выяснена связь между поднятиями и опусканиями, т. е. компенсируются ли они друг с другом или же происходят независимо. На основании всего, что нам известно о географическом распространении медленных колебаний, можно предполагать, что поднятия преобладают в высших широтах, где они происходят чаще и в большем масштабе, чем в низших широтах, где, наоборот, преобладают опускания; а потому в высших широтах развиты береговые линии и террасы, а в низших — континентальные террасы и коралловые постройки, поднимающиеся с большой глубины. Размеры поднятий изменяются в одной и той же области; наибольшей величины они достигают в центре древних дилювиальных ледниковых областей, например в Скандинавии, Гренландии и Лабрадоре, причем границы области поднятия почти совершенно совпадают с границами древнего ледяного покрова. Однако со времени ледниковой эпохи поднятие происходило не постоянно, а сменялось периодами покоя и обратного движения, т. е. опусканием, что лучше всего подтверждается на Финляндии и Скандинавии, или, как называют финляндские ученые, Фенноскандии. В низших широтах точно так же опускание неравномерное и местами сменяется поднятием.

Фенноскандия считается, как уже выше замечено, классическою страною для изучения медленных колебаний; в ней они впервые открыты, в ней же они наиболее исследованы. По берегам Скандинавии во многих местах наблюдаются целые ряды древних береговых линий и террас, возвышающихся до 200 *м* над уровнем моря; например Лемап определил в Аалзунде 5 линий, из которых высшая залегает на высоте 176 *м*, шириною 66 *м*, а самая нижняя, шириною 35 *м*, лежит только на 5 *м* над морем; в Варрангере 7 линий, из них высшая находится на высоте 21 *м*; в Трондгейме — на 30 *м* и пр. Шведские ученые разделяют их на 2 и даже на 3 группы: ледниковые, межледниковые и послеледниковые; морское происхождение линий и особенно террас доказывается остатками морских раковин. Террасы проявляются не только по берегам, но и вдали от них, на материке, достигая значительной высоты. Уже Браве в 1839 г. указал, что береговые линии Альтенфиорда с удалением от берегов постепенно поднимаются; это породило различные недоразумения, пока наконец де Геер не прекратил их своими систематическими наблюдениями древних береговых линий почти по всей Скандинавии. Он нанес их на карту, соединил залегающие на одинаковой высоте и получил линии, так называемые *изоанабазы* или *изаиабазы*, т. е. линии одинакового или равномерного поднятия, или *изокатабазы*, т. е. линии одинакового опускания.

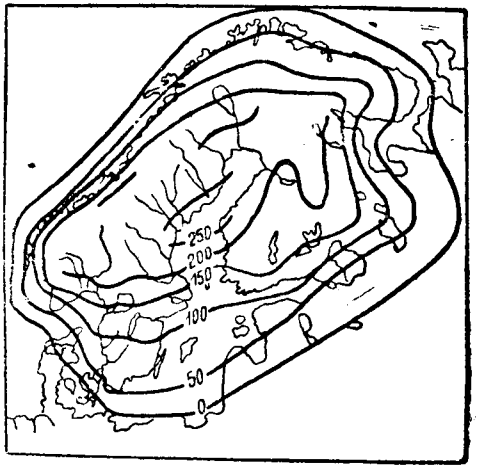


Рис. 543. Карта изоанабаз, показывающая величину послеледникового поднятия Фенноскандии в метрах.

Карта де Геера (рис. 543) показывает, что направление *изобаз* нисколько не зависит от местного характера поверхности, и что наибольшее поднятие (более 200 *м*) простирается от Осло до Лапаранды параллельно направлению скандинавских гор. Исследование береговых линий и особенно древних террас с остатками раковин показывает, что поднятие это произошло после ледниковой эпохи и прерывалось периодом опускания, до которого Скандинавия стояла еще выше над уровнем моря, чем даже в настоящее время; об этом свидетельствуют залежи торфа в южной Швеции, находящиеся на 30 *м* ниже современного уровня моря и прикрытые новейшими морскими осадками, соответствующими нижней системе береговых линий де Геера, которые в свою очередь указывают на второй период поднятия, меньший первого, так как высшие пределы его достигают только 60 *м*. Само собою разумеется, что в тесной связи с такими колебаниями находятся крупные изменения в очертании прилегающих внутренних бассейнов, в данном случае Балтийского моря, которое, по исследованию Мунте, то расширялось, то сокращалось, пока не приняло современные очертания, изменяющиеся впрочем до сих пор, как увидим ниже. Судя по залеганию древних террас и береговых линий на высоте 270 *м*, Балтийское море в конце ледникового периода представляло обширный «ледниковый бассейн», в дальнейшем известный под именем *Иольдиевого* моря (Ioldiahafvet), на-

званного так по характерному для его осадков моллюску Yoldia arctica, вместе с которым жили в этом ледовитом море многие другие арктические животные.

Ольдиевое море (рис. 544) соединялось широкими проливами с одной стороны — с Немецким морем, а с другой — с Ледовитым океаном. Все большие шведские озера: Венер, Веттер, Меляр и др., а также финляндские и русские: Сайма, Ладога, Пейпус и другие — входили в состав этого моря.

С наступлением первого периода поднятия Ольдиевое море постепенно сокращалось и превратилось в обширный (до 570 000 *км*² площадью) замкнутый пресноводный бассейн, названный *Анциловым* озером (рис. 545), по нахождению в нем раковины Ancylus fluviatilis, населявшей его вместе с другими формами (из моллюсков: Limnaea palustris, Planorbis contortus и marginatus, Valvata cristata, Bythinia tentaculata и др.; из ракообразных: Idothea entomon, Mysis relicta, Gammaracanthus loricatus и др.; из позвоночных: Cottus quadricornis, Coregonus lavaretus, тюлени и даже черепахи). В этот период образовались те торфяники, которые теперь, как выше замечено, залегают ниже уровня моря на 30 *м*. Некоторые озера, как Ладога и Сайма, хотя уже обособились, но еще составляли заливы его; уровень его был выше современного уровня почти на 45 *м*.

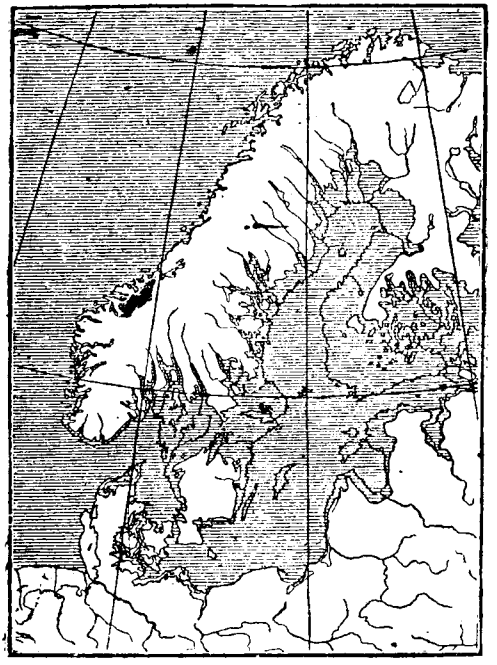


Рис. 544. Ольдиевое море.

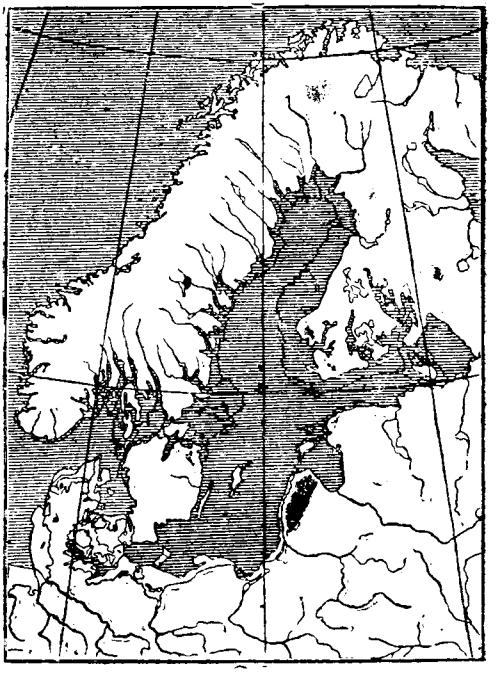


Рис. 545. Анциловый пресноводный бассейн.

Вследствие неравномерного поднятия, которое на севере происходило сильнее, уровень в южной части Анцилового озера возвысился, благодаря чему перешеек, отделявший его от Немецкого моря, прорвался, и оно соединилось снова с открытым морем, затопило некоторые прибрежные торфяники и превратилось в солоноватоводный бассейн, названный *Литориновым* морем, по нахождению характерного моллюска Littorina littorea (рис. 546). Море это мало отличалось от современного и было только несколько обширнее его, а может быть и по климату мягче. Ладога соединялась с Финским заливом широким проливом, на месте которого в настоящее время находится обширная долина Невы [*119*]. Само собою разумеется, что фауна его тоже несколько изменилась вследствие осолонения воды; вместе с Littorina littorea находится много других форм (Mytilus edulis, Cardium edule, Tellina baltica, Cottus scorpius и др.).

Подобные же колебания распространялись на все северные области, и повидимому даже в большем размере. Уже давно констатированы следы недавнего пребывания моря в расстоянии 50 *км* между Беринговым проливом и устьем Лены, в 214 *км* на Таймыре, в северных зонах СССР в 400 *км*, так называемые осадки северной морской трансгрессии, а также высокие террасы на Земле Франца-Иосифа, на Шпицбергене, Новой Земле, в Гренландии, где они залегают на высоте 300 *м*, а в заливе Полярис на 600 *м*; на Гриннелевой Земле даже береговые линии находятся на высоте 300 *м*, тогда как в южной Гренландии они спускаются до 30 *м*, а в Игалликофиорде наблюдается опускание. По берегам Белого

моря и особенно Кольского полуострова найдены не только отчетливо выраженные террасы на разных горизонтах (более новые на высоте 50 *м*, а более старые на 90 *м* над уровнем моря), но даже замечательное реликтовое озеро Могильное на о-ве Кильдин, открытое В. А. Фаусеком [*120*] и содержащее богатую морскую фауну, идентичную с фауной прилегающего моря.

На основании всех этих данных, а также и по своим многолетним исследованиям в Финляндии и на Кольском полуострове, Рамзай [*121*] приходит к тому заключению, что периоды колебаний уровня находятся в тесной связи с колебаниями ледникового покрова; он различает три периода опусканий: позднеледниковый, межледниковый и послеледниковый, причем наши осадки северной морской трансгрессии он относит к межледниковому периоду. Изобазы этих опусканий в Финляндии, как выражается Рамзай, вполне подтверждают выводы де Геера как по отношению к общему расположению и направлению их, так и относительно связи их с распространением второго ледяного покрова, границы которого показаны на приложенной к работе Рамзая карточке, границы же первого оледенения указаны на геологической карте Европейской части СССР.

В то время как по первоначальным данным де Геера (относящимся к 80-м годам прошлого века) выходило, что главное поднятие совпадало почти с главным водоразделом Скандинавии, позднейшие наблюдения его же, а также и других лиц [*122*] установили, что главные поднятия:

1. Достигают на 100 *м* большей величины, чем предполагали.

2. Приурочены к восточному побережью (Ботническому) средней Швеции (275 *м* — на широте 63°), откуда понижение к западу и северу идет очень быстро, а к востоку и югу — медленнее.

Теперь определенно выяснено, что Фенноскандия с конца ледниковой эпохи испытывает куполообразное поднятие с центром около Ботнического залива, поднятие чисто тектоническое — эпейрогеническое; тем самым объяснения береговых террас Скандинавии перемещениями уровня моря в силу каких-либо иных причин или климатическими факторами — совершенно оставлены. На карте данные однако также не вполне точны, так как, вследствие неодновременности осушения указанных выше бассейнов (послеледниковых), значение высотных отметок не вполне сравнимо между собой. Де Геером и его учениками геологическая хронология данного района за последнее время доведена до изумительной точности по отношению к последним 6 000 годам; за 7 000 лет до нас вся данная область испытала резкое изменение береговой линии на высоте 25—35 *м*.

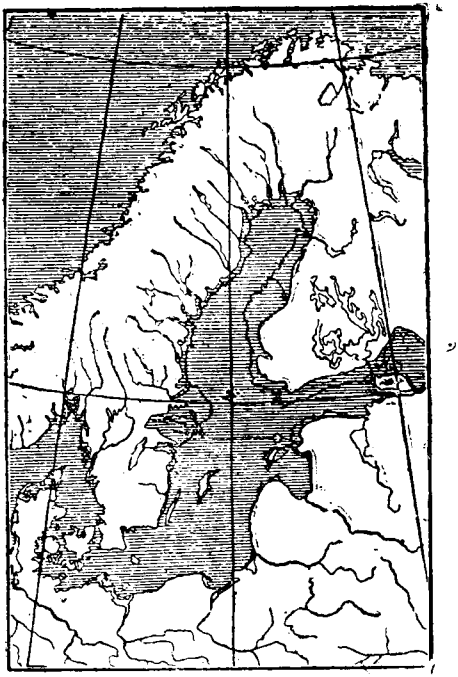


Рис. 546. Литориновое море.

Также хорошо наблюдаются следы Анцилового озера, Литоринового моря и ладожской трансгрессии, происшедшей не только вследствие поднятия страны, но и от гидрографических причин, повысивших общий уровень Ладоги; подробно она исследована Анлио [*119*]. Время образования долины реки Невы совпадает с моментом, когда поднятие местности достигло $^2/_3$ общего поднятия; возраст Невы высчитан по археологическим находкам даже в абсолютных цифрах, и возникновение ее относится ко второму тысячелетию до н. э.

Все эти колебания происходили так недавно, что очевидно они продолжаются еще и в настоящее время; действительно это подтверждается непосредственными наблюдениями на берегах Швеции и Норвегии. Так, еще Кейльгау определил поднятие у Бергена со скоростью 0,3 *м* в столетие; по Вибе, поднятие у Стоэтзунда происходит со скоростью 1 *м* в столетие. Ган [*123*], собравший все данные о поднятиях и опусканиях берегов, показал, что прежнее мнение о движении берегов Скандинавии, подобно рычагу с точкою опоры у Стокгольма, совершенно неверно, а что оно гораздо сложнее: например у Зундваля поднятие равно 1,36 *м* в столетие, у Здсье — 0.57, Орегрунда — 1,14, у Стокгольма — 0,24, Кальмара — 0,16, Марстранда — 0,37 и пр. Гольмстрём [*124*] и Зигер [*125*] наибольшую величину поднятия определили в 1 *м* в столетие; изобазы Зигера (1890 г.) совершенно сходятся с вышеприведенными де Геера и Рамзая, причем берега южной Швеции опускаются, а Германия находится в состоянии покоя. В Финляндии поднятие определено на севере в 1,26 *м*, а на юге в 0,63 *м*. На Аландских о-вах поднятие происходит настолько быстро, что многие местности, бывшие несколько десятков лет тому назад под

водою, теперь представляют пастбища; промеры 1860 г. между Або и Аландскими о-вами обнаружили 83 банки и мели, по показанные на старых картах.

По свидетельству Козакевича и Рейнеке [*126*], название многих местностей, находящихся на материке, оканчивается на holm, ö, sund и wiek, указывающие на недавнюю принадлежность их к морю. Обработка новейших наблюдений над постоянными знаками в Финляндии показала поднятие в 0,3 *м* в столетие [*127*]. На берегах Балтийского моря, а также на прилегающих о-вах констатированы древние террасы: на о-ве Гохланде литориновые, например у Гапсаля с Cardium edule, на высоте 1,8 *м*, и анциловые на Эзеле на высоте 45 *м* [*128*].

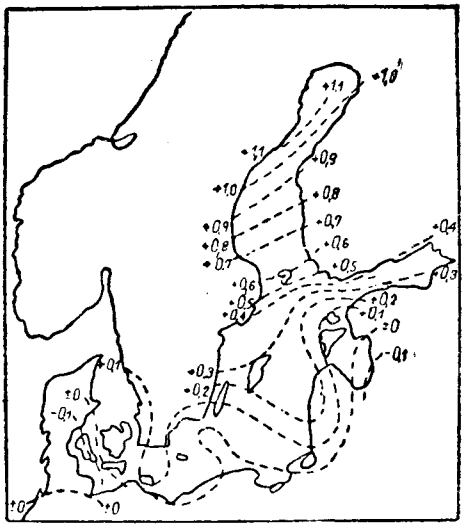


Рис. 547. Современные (1898—1912 гг.) изменения балтийских побережий в сантиметрах: + значит поднятие, — опускание суши.

Систематические точные ежедневные наблюдения морского уровня самопишущими приборами (мареографами) за последние десятилетия дают уже бесспорные данные о современных колебаниях Балтийского моря. Работы и сводки финляндцев Бломквиста, Ренквиста (1914 г.) и Виттинга (1918 г.) доказали, что поднятие берегов все еще продолжается, достигая наибольшей величины 1 *см* в год на западном побережьи Ботнического залива, постепенно уменьшаясь к югу и доходя до нуля и даже обратного движения — опускания — на северном побережьи Германии (см. рис. 547). Помимо общего процесса Виттингом констатированы случайные местные аномалии изменения уровня, может быть связанные с сейсмическими явлениями. Интенсивность куполообразного поднятия Фенноскандии за последние по крайней мере 200 лет постоянна. Новейшая история Балтийского моря хорошо прослежена в последнее время на развитии Ладоги и долины Невы [*119, 128*].

По новейшим исследованиям, изменения уровня моря происходили после начала таяния последнего покрова материкового льда в Фенноскандии совершенно правильно. Если исходить из представления, что древние линии приподнятых морских побережий суть следствие интерференции между двумя движениями, а именно движениями земной коры и движениями поверхности моря, причем первое движение непрерывное, а второе — прерывное, то каждый раз, когда скорость положительного движения моря превосходила скорость движения земной коры, линия или скорее поверхность побережья отмечалась на протяжении всех берегов, бывших тогда свободными от льда. Эти поверхности выгибались затем вследствие отрицательного движения земной коры. В Фенноскандии, по наблюдениям Таннера, разработавшего этот метод [*130*], существует большое количество таких поверхностей побережий, расположенных одна над другой. Все отложения, относящиеся к одной поверхности, повсюду одновременны. Использовав все измерения побережий в северных частях Фенноскандии и в Дании, Таннер составил диаграмму, показывающую первоначальные и неизменные соотношения, существующие среди поверхностей морских побережий, за исключением мест, впоследствии дислоцированных, назвав ее *эпейрогеническим спектром Фенноскандии.* При помощи этого спектра можно выяснить в каком-нибудь месте высоту последниковых ярусов, если известна высота над морем одного из них. Таким образом достигается более точное определение возраста береговых отложений, чем посредством ископаемых остатков. При применении этого принципа облегчается и хронологическая классификация древних остатков человеческой культуры, а тем самым и ее изучение.

Что касается берегов Белого моря, то хотя некоторые исследователи [*131*] указывали на поднятие, происходящее со скоростью 1 *м* в столетие, но на таких шатких основаниях, которые при первой же проверке их были опровергнуты [*120*], и вопрос о быстроте современного поднятия нашего севера до сих пор остается открытым.

В послеледниковое время Кольский полуостров подвергался поднятию, в современную же эпоху наблюдается длительный период покоя.

На Новой Земле Н. Куликом и М. Ермолаевым указано недавнее поднятие на 400 *м*.

На берегах Ланкашира подводные леса указывают на опускание, и период этого движения Радом оценивает почти в 3 000 лет.

На юге Европы, по берегам Средиземного моря, местами наблюдается поднятие, а местами опускание; например у Алжира, Типаза и пр., судя по возрастанию континентальной террасы (см. выше), совершается опускание, тогда как раковинные террасы на Лигурийском берегу на высоте 20—25 *м*, на Балеарских о-вах на 12 *м*, на Мальте, с южной стороны Гибралтара — указывают на поднятие. Западная часть о-ва Крита поднимается, а восточная опускается.

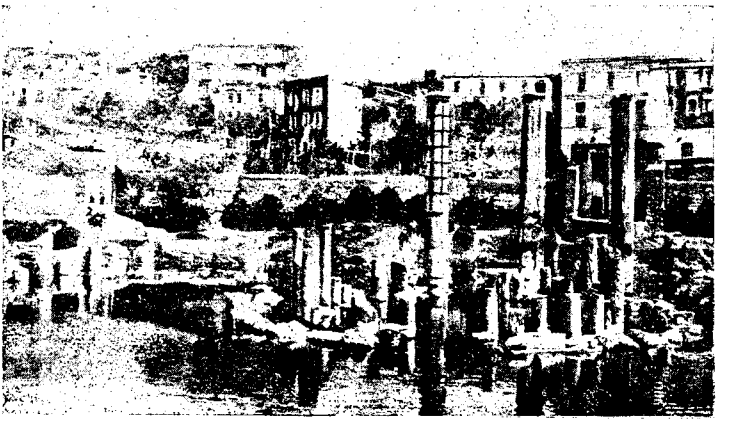


Рис. 548. Колонны храма Сераписа в Поццуоли около Неаполя. Фот. Д. Мушкетова в 1930 г.

Поднятие констатировано на о-вах: Пантеллярия, Понца и Пальмарола со скоростью около 1 *м* в столетие. Особенно интересны переменные колебания, имеющие, по словам Зюсса, рапсодический характер, регистрируемые в окрестностях Поццуоли близ Неаполя по перемещениям древнего храма Юпитера Сераписа, построенного в 105 г. до н. э. на самом берегу моря. Из всех колонн храма Сераписа сохранились только три мраморные (рис. 548 и 549), на которых заметны повре-

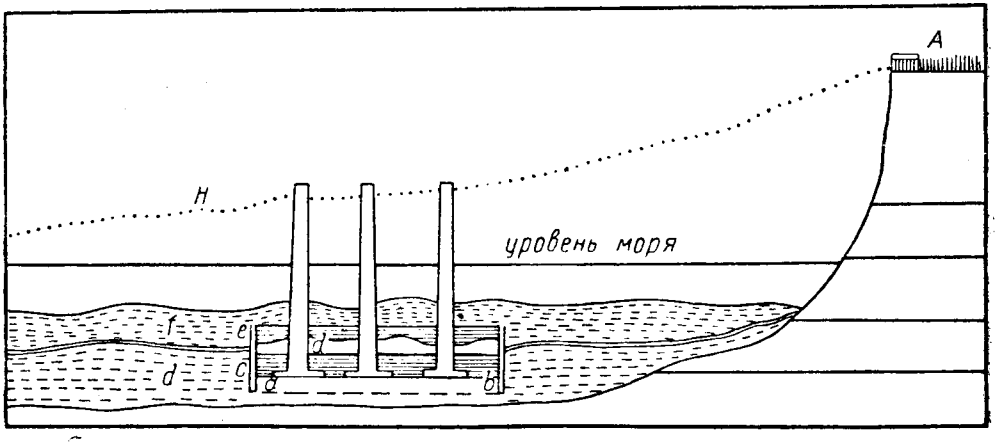


Рис. 549. Схематический разрез месторасположения храма Сераписа в Поццуоли около Неаполя.

A—вилла Цицерона, где он „удил рыбу из окна столовой" (по его словам); *ab*—мозаичный пол храма; *c*—морские отложения; *d*—первый слой вулканического пепла: *ee*—пресноводные отложения; *f*—второй слой вулканического пепла; *уровень моря* отмечен моллюсками (литотомус-камнеточец) на колоннах храма; *H*—поверхность наносов, завалivших храм.

ждения, произведенные камнеточцами (Modiola litophaga), раковины которых еще сохранились в углублениях, пробуравленных ими в колоннах. Следы эти находятся на одном уровне всех трех колонн и начинаются на высоте 3,6 *м* над уровнем Поццуольского залива, а оканчиваются на высоте 7 *м*, т. е. на расстоянии 3,4 *м*. Нижние части колонн остались целыми только потому, что были засыпаны вулканическим пеплом. Предполагают, что местность эта претерпевала следующие движения:

1-й период — поднятия — совпадает со временем от постройки храма до IV века н. э.;

2-й период — опускания, когда колонны покрылись водой до высоты 9 *м* и подверглись нападению камнеточцев, продолжался до XVI века;

3-й период — поднятия — совпадает с появлением в 1538 г. вулкана Монте-Нуово:

4-й период — опускания — происходит в настоящее время, со скоростью 7 *м* в столетие.

Гораздо подробнее были исследованы изменения береговой линии Неаполитанского побережья Гюнтером [*132*], выяснившим, что они происходили в историческое время далеко не одинаково в отдельных местах. Так в послеримскую эпоху восточная оконечность Капри опустилась на 3 *м* ниже, чем западная. Еще большие изменения констатированы на греческих берегах. На о-ве Алебонна (Молукки) четвертичные коралловые рифы поднялись на несколько сот метров над уровнем моря и на 176 *м* выше, чем рифы соседнего о-ва Сапаруа. Медвежий о-в, лежащий между Скандинавией и Шпицбергеном, в противоположность им совершенно не обнаруживает послеледникового поднятия [*133*].

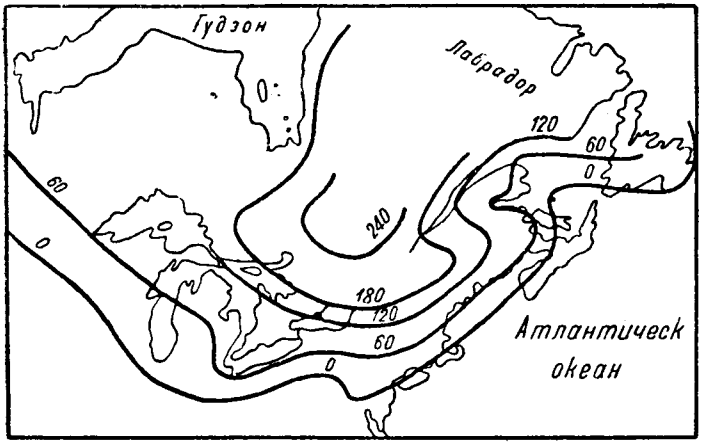


Рис. 550. Карта послеледниковых изоанабаз Сев. Америки (цифры обозначают метры).

В Северной Америке перемещения имеют совершенно такой же характер, как и в Скандинавии, т. е. находятся в связи с ледниковым периодом, так как изоанабазы де Геера (рис. 550) изгибаются согласно границам ледникового покрова. Изобаза 140 *м* проходит через Монреал, а изобаза 0 — через Нью-Йорк. Береговые линии отчетливо проявляются по берегам озер, например Бонневилль, Мичиган, Гурон и др., причем на северных берегах они лежат выше, чем на южных [*123, 134*].

На восточных берегах Северной Америки, особенно между Георгией и Новой Шотландией, наблюдается опускание берегов, так как во многих местах попадаются подводные леса, отстоящие иногда на 5 *км* от берега. Уже в недавнее время море захватило значительную часть материка: на мысе Май, в устьях Делавара, море в течение 16 лет надвинулось почти на 50 *м*. Таким образом в Северной Америке, так же как в Скандинавии, рядом с опусканием происходит поднятие, начиная с 45° с. ш. к северу.

В Аляске видно недавнее поднятие (рис. 551).



Рис. 551. Поднятые террасы Аляски.

Берега Мексиканского залива и Антильские острова поднимаются, восточный же берег Центральной Америки опускается, так же как и калифорнский [*135*].

Баррелем [*136*] установлен важный факт длительного большого (на 730 *м*) поднятия Северной Америки, происходившего периодически с меловой эпохи, на основании изучения террас Новой Англии (в штатах Коннектикут, Массачузет, Мэриленд и др.), протягивающихся между Аллеганскими горами и Атлантическим океаном; верхние две террасы (в 720 и 600 *м* высотой) — мелового времени, следующие же (520, 410, 340, 280, 220 *м* и др.) — третичного и четвертичного.

В тропической Америке неизвестны следы поднятий; но зато в Южной Америке

они развиты как на атлантических, так и на тихоокеанских берегах, где высота залегания террас уменьшается по направлению к экватору, например в Вальпарайзо почти 400 *м*, в Кокимбо 77, в Кальдера 53, в Каллао (12° ю. ш.) только 26 *м*, а далее неизвестно. В Боливии доказано поднятие до 4 000 *м* уже в эпоху человека [*137*]. Берега Перу опускаются. В Бразилии, Патагонии террасы достигают почти 300 *м* и даже новейшие до 120 *м*; вообще Южная Америка представляет повидимому такой же интерес по отношению к медленным колебаниям, как и Скандинавия, но весьма мало изучена.

Восточный берег Южной Америки между 20° и устьем р. ла Плата поднимается, а остальной части опускается [*138*].

В Африке, хотя северные берега опускаются, как уже выше указано, но западные и восточные с Мадагаскаром повидимому находятся в состоянии поднятия.

В Азии поднимающиеся северные и восточные берега с 30° с. ш. сменяются опускающимися берегами южного Китая и Тонкина, а в Индийско-Малайском архипелаге снова наблюдается поднятие, за исключением Мальдивских и Лаккадивских островов. Берега Малой Азии, Каспия и Черного моря поднимаются [*139*]. Очень детально изучаются колебания побережий Японии, частью связанные с землетрясениями (рис. 552, 553).

Берега Австралии, за исключением южной Тасмании, почти везде обнаруживают следы опускания, то же на берегах Новой Зеландии, Новой Каледонии и Новой Гвинеи, обращенных к Австралии, тогда как тихоокеанские берега тех же островов испытывают поднятие.

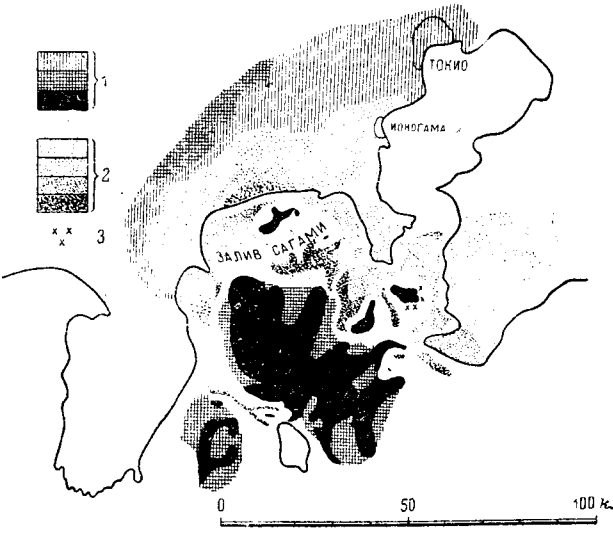


Рис. 552. Карта вертикальных поднятий и опусканий, происшедших в бухте Сагами и окрестностях Токио после большого японского землетрясения 1 сентября 1923 г., по Фудживара и Такаяма.

На легенде штриховками (*1*) показаны поднятия, а пунктирами (*2*) опускания: *3*—эпицентры землетрясений.

Огромная область опускания устанавливается в южной части Тихого океана по углублению возрастающих коралловых построек, например Каролинские, Маршальские, Кильберта, Тонга, Товарищества и другие острова; но с другой стороны острова Соломоновы, Гебридские, Самоа, Сандвичевы и другие обнаруживают поднятие (см. рис. 590 и 591).

Помимо вышеприведенных наблюдений над современными поднятиями и опусканиями морских побережий *движения Земли*, происходящие на наших глазах, констатируются теперь *и внутри материков*.

Так в руднике Моргенштерн около Аахена нивеллировкой установлено перемещение брусьев, заложенных по сторонам сброса, на 115 *мм* в 2½ года [*140*].

Давно уже имелись указания, что определенные предметы (колокольни и т. п.), видные раньше с какого-либо места, с течением времени становились невидимыми; в некоторых случаях эти факты объясняются оседанием почвы над пустотами карстового или искусственного характера, но в других—исключительно тектоническими перемещениями [*141*]. В южной Германии подобные явления точными нивеллировками констатированы у Боденского озера, занимающего грабен, который в связи с землетрясениями последнего времени все более опускается; у г. Брегенц за 1896—1906 гг. опускание достигло 102 *мм*, а у Констанцы за 1817—1890 гг. — 317 *мм*. Еще тщательнее наблюдения в баварских предгорьях Альп между Мюнхеном и р. Зальцах помощью густой сети специальных триангуляций и нивеллировок. Выводы, полученные здесь, сводятся к следующему (рис. 554).

1. Триангуляционные точки, лежащие к Ю от Мюнхена, за последнее столетие (1801—1905 гг.) приблизились к Мюнхену (т. е. на СЗ) на 0,75 *м*.

2. При неизменном высотном положении Мюнхена область к В от него понижается (1887—1906 гг. у г. Маркгль на 66,4 *мм*) в виде впадины, трога. замыкающегося к ЮЗ и расходящегося на СВ, хорошо обрисованного *изокатабазами* — линиями одинакового оседания, подобными изобазам Скандинавии. При постоянстве этого процесса в тысячелетие получается опуска-

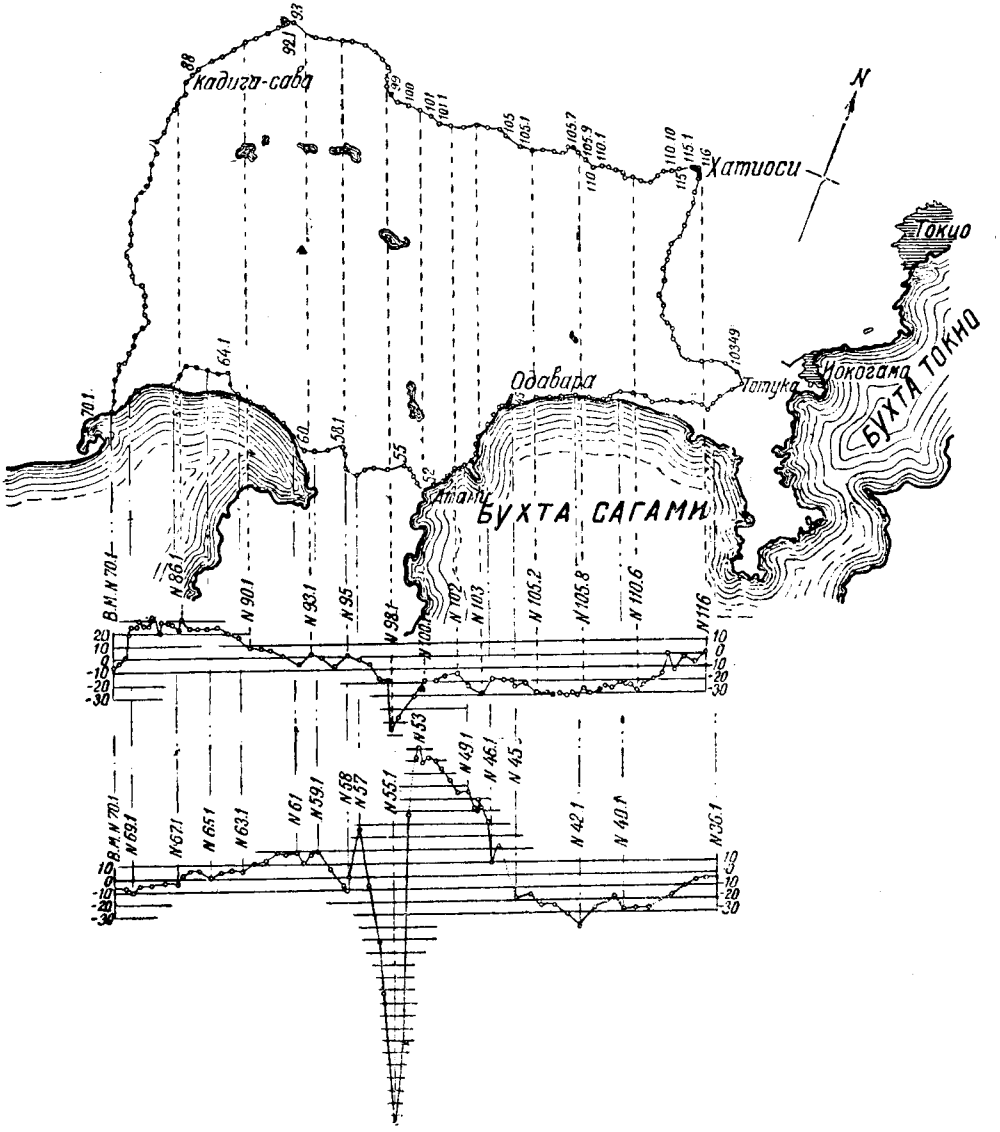


Рис. 553. Изменения поверхности в районе бухты Иокогамы в Японии, по данным точной нивеллировки, ход которой показан на плане, а высоты на разрезах.

ние на 3 *м*, величину очень большую, доказывающую возможность значительных прогибов земной коры в сравнительно небольшие периоды нескольких тысячелетий и следовательно — значительную ее подвижность. Замечательно также то, что происходящее теперь проседание этой полосы северного предгорья Альп находится в области древней геосинклинали, являясь следовательно продолжением процесса ее формирования; с этой же полосой

вполне естественно связаны периодически происходящие здесь (еще в 1911 г.) землетрясения.

Помимо вертикальных перемещений было затем обнаружено около Мюнхена и весьма значительное горизонтальное в направлении на запад, т. е. к Боденскому озеру; так у Кирхгейма и Штафферсберга — по 18 *мм* в год. или 18 *м* в тысячелетие, в связи с чем находится и легко заметное на картах изогнутие к западу долин рр. Зальцах, Альп, Инн, Изар, Лех, Вертах и Идлер на соответственной широте. Отчетливы движения на Рейне (рис. 555). Еще более замечательные результаты достигнуты точными нивеллировками Франции [*142*]: почти вся Франция находится в состоянии длительного опускания, за исключением предгорий Пиреней и Альп (у г. Мон-Сенис обна-

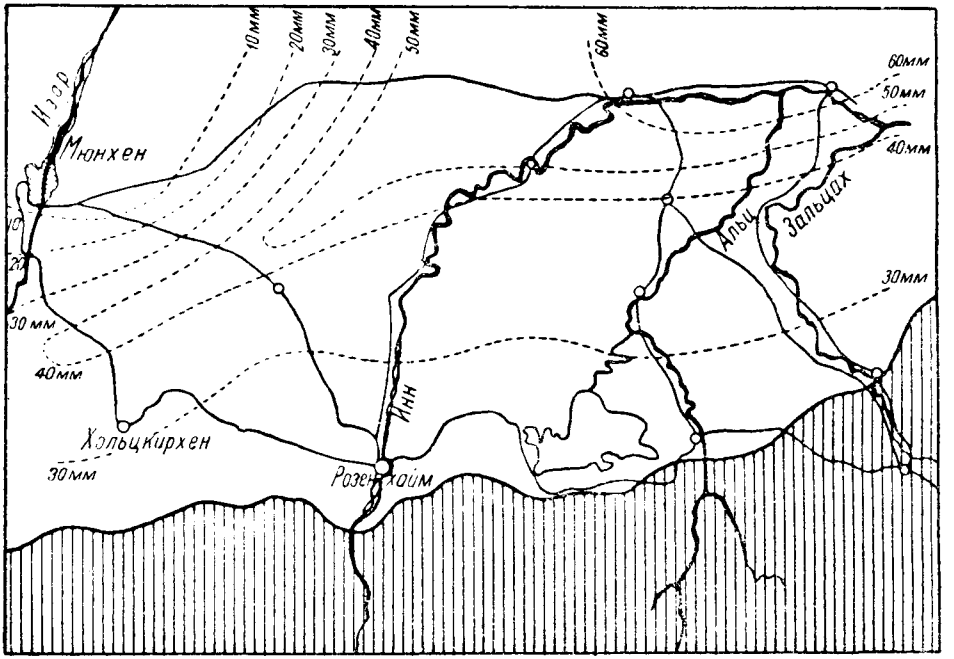


Рис. 554. Современное медленное опускание (образование тектонической котловины—трога) баварских предгорий Альп, по М. Шмидту.

Вертикальная штриховка—древние породы и флиш Альп; белое—третичные и четвертичные отложения молассы. Пунктирные линии—„катабазы"—линии годового равного опускания в миллиметрах (с 1887 по 1906 г.).

ружено даже небольшое поднятие), увеличивающегося с юга на север (с 10 до 100 *см* за 30 лет).

Максимум опускания — около Остенде (Бельгия). Скорость опускания достигает 3 *м* в столетие. Расположение изокатабаз находится в соответствии именно с тектоническими элементами Франции (особенно сбросами). Вместе с тем интересно, что хотя южная часть Англии также опускается, северная часть ее и Шотландия поднимаются (рис. 556), и следовательно Франция представляет собой большую корытообразную впадину-мульду, наиболее глубокая часть которой совпадает с Ламаншем; ее восточное продолжение захватывает очевидно Немецкое и Балтийское моря и Ладогу, так как берега Фенноскандии поднимаются, а северной Германии опускаются. Таким образом возможно уже с большой вероятностью установить продолжающееся на наших глазах формирование одной из больших пологих земных волн — громадной мульды (синеклизы) поперек северной и средней Европы, сдавливаемой между Шотландско-скандинавским массивом и третич-

ными альпийскими цепями: строение последних с опрокидыванием и надвиганием на север говорит в пользу того же, равно как и явления в баварском предгорьи. Подобное же как в Англии флексурное современное изгибание видно на о-ве Ньюфаундленде (рис. 557).

Детальное изучение средней и северной Германии производится в последнее время двумя методами, преследующими различные цели, но дающими чрезвычайно много важных дополнений и выводов к познанию тектоники этой части Европы. С одной стороны де-

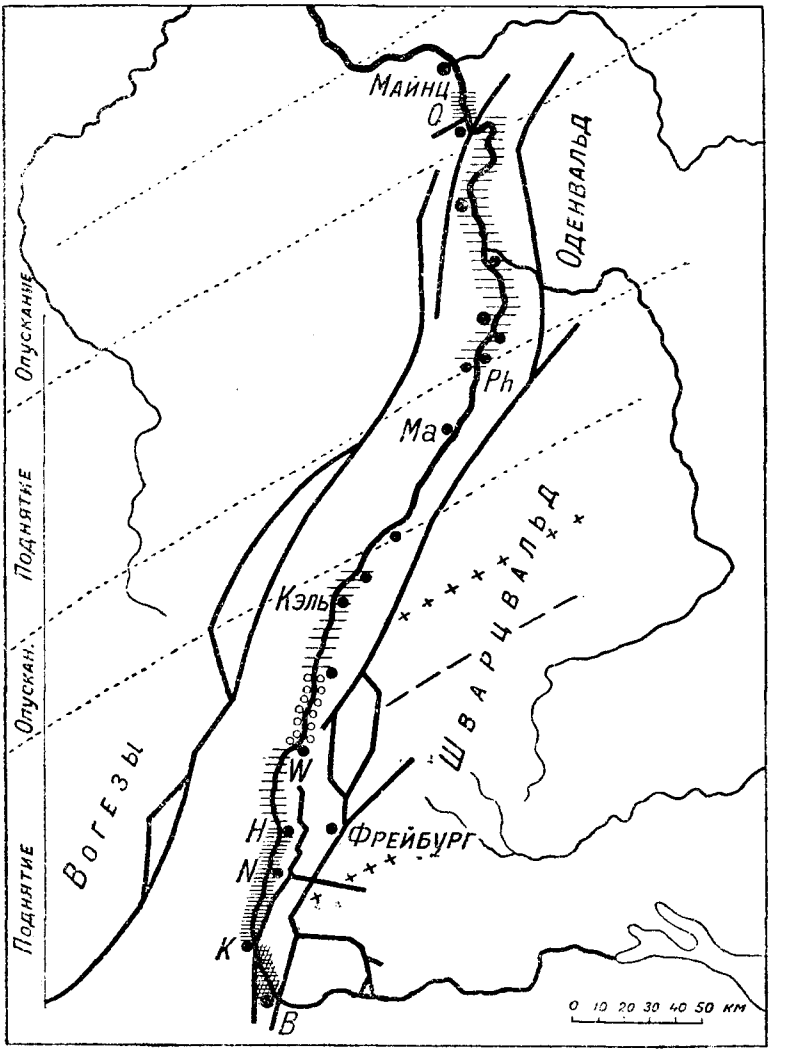


Рис. 555. Карта современных движений долины Рейна, по Вильзеру.

тальное изучение сейсмичности и составление точных сейсмических карт выясняет современную активную зону, с другой стороны — производство ряда точнейших нивеллировок в горно-промышленных районах, как Вестфалия, где за 35 лет определено 10 000 точек точных нивеллировок, даст нам громадный фактический материал по современным движениям. Здесь мы имеем, если можно так выразиться, актуалистическую тектоническую работу.

Работами Филиппа [*143*] установлено следующее: северное района Дуисбург-Гамм в Германии в общем происходит процесс современного опускания, подтверждающий те данные, которые уже давно известны по наблюдениям опустившегося германского побережья Северного моря. Южное той же линии происходит в общем поднятие. Простира-

ние изобаз, т. е. линий, соединяющих точки одинаковых движений как поднятий, так и опусканий. — ВСВ. Масштаб движений, констатированный здесь, колеблется от 1 до 7 *мм* в год. Наибольшие движения констатированы по полосам поперечных грабенов, рассекающих Рурскую область. Эти геодезические данные, с точки зрения Филиппа, подтверждают его предположения о наличии большого регионального движения этой части Германии в так называемом швабском направлении (ВСВ). Сопровождающие эти движения расколы давно известны в рейнском направлении. Все эти данные находятся в соответствии с ранее известными данными Шмидта о медленных движениях Франции. Еще ранее Вильзер указывал, анализируя работы Шмидта, что 60-я изокатабаза, пересекающая Францию в ВСВ направлении, может быть принята за «нормальную линию», выражающую основное направление всего новейшего саксонского движения Европы. Это ВСВ направление отражается как в макротектонике, так и в микротектонике. Оно пересекает старое СВ варисцийское направление, моложе оно также и направления герцинского (верхнесенонского) и рейнского (олигоценовое — СВ 20—30°).

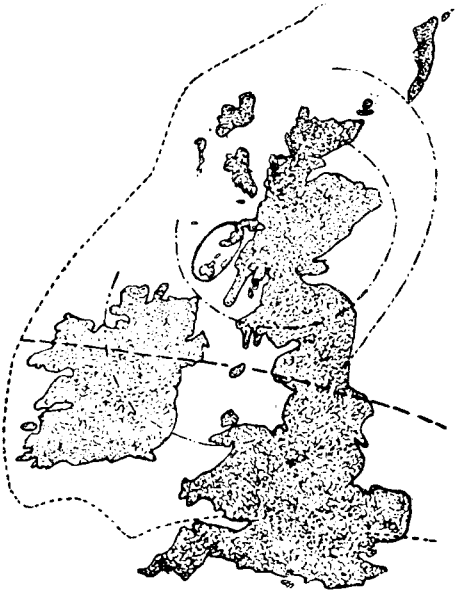


Рис. 556. **Террасы в Англии.**

Начало швабских движений повидимому можно отнести к миоцену, максимальное же проявление их к плиоцену и дилювию повидимому в несколько фаз.

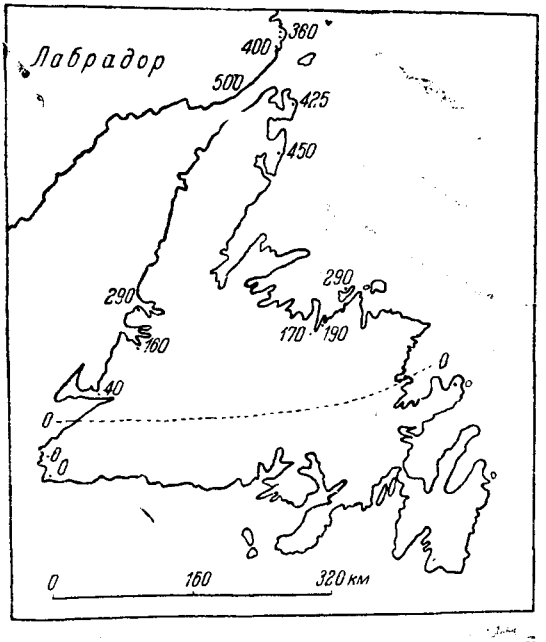


Рис. 557. **Террасы в Ньюфаундленде.**

Вышеуказанные нивеллировки в Вестфалии, также в приальпийских районах и во Франции, а особенно в Баварии, доказывают продолжающуюся активность швабских движений, а следовательно и большую их практическую важность как с точки зрения сейсмической, так и с точки зрения различных подземных рудничных работ. Швабские движения весьма отчетливо выражаются в изосейстах и в направлениях термальных линий, на которых находится ряд известных горячих и минеральных источников Германии (Висбаден, Гомбург).

Однако следует сказать, что Лалльман отрицает наличие достаточных данных, позволяющих говорить о понижении поверхности Франции, и ссылается, как на причину заблуждений М. Шмидта [*142*], на недостаточно внимательное изучение им имеющихся по этому вопросу материалов, ясно указывающих на большие систематические ошибки в нивеллировке Бурдалу (1857—1864 гг.), приведшие к значительным разницам высот различных пунктов по обеим нивеллировкам [Бурдалу и Лалльман (1884—1895 гг.)] [*144*].

За последние годы в пределах СССР накопился довольно большой материал наблюдений над изменением положения береговой линии в Каспийско-черноморском бассейне. Начало таких наблюдений относится правда к довольно далекому прошлому, но тогда такие изменения, отмеченные в Каспийском море, относили обычно

за счет колебаний уровня воды в этом замкнутом бассейне и пробовали объяснить их чисто метеорологическими причинами — недостатком осадков в бассейне Волги, значительным испарением и т. д. И только в 1912 г. было высказано некоторое сомнение в достаточности такого объяснения, именно: Э. Л. Нобель, указывая на продолжающееся понижение уровня Каспия на Апшеронском полуострове, пробовал связать его с извлечением из недр больших количеств жидкой нефти. Для решения вопроса о природе отмеченных изменений в положении береговой линии в окрестностях Баку тогда же, по настоянию Сейсмической комиссии, была выполнена нивеллировка высокой точности всего побережья Апшеронского полуострова и некоторых пунктов внутри его [*145*]. По мысли инициаторов этого предприятия, нивеллировка должна была быть повторена через 10 лет.

Наблюдения на Апшероне далеко не единственные, и в последнее время большая работа по своду данных о колебаниях уровня Каспия была выполнена проф. А. В. Вознесенским [*146*], исходившим в своем исследовании из изучения судьбы караван-сарая в Бакинской бухте. Результаты этой работы весьма интересны и очень многозначительны. Проф. Вознесенский утверждает, что примерно в течение 800 лет бакинский караван-сарай пережил полный цикл колебаний уровня, амплитуда которого достигает 16 *м*, но что в предыдущие эпохи, может быть доисторические, уровень моря был на 27 *м* выше современного. Можно думать, что в среднем величина вертикального перемещения в области Каспия достигает 3,5 *см* в год и может быть поставлена в связь только с эпейрогеническими колебаниями (суши), так как нет решительно никаких указаний на такие резкие изменения климата в течение последних 800 лет, которые могли бы объяснить указанные выше колебания. Еще со времен А. Гумбольдта имеется некоторое количество данных, указывающих, что изменение уровня Каспия в разных местах происходит неодинаково, причем различия могут сказываться не только в величине изменений, но даже в их знаке. Первое положение во всяком случае хорошо подтверждается увеличением разности нулей футштоков в Баку и Махач-кале, Баку и Куули и даже Баку и Апшероне, увеличением, продолжавшимся примерно до 1920 г. и позже сменившимся некоторым уменьшением этой разности. Любопытно дать некоторые цифры. Так разность нулей Баку—Махачкала, равная в 1901 г. 1,63 *м*, к 1921 г. возрастает до 1,78 *м*, а в 1925 г. падает до 1,76 *м*, причем предположения о возможности отнести эти изменения на счет смещения самих футштоков приходится отбросить, так как положение их в обоих пунктах нивеллировалось в последнее время так часто, как никогда раньше. Из наблюдений А. В. Вознесенского с ясностью выступает отрицательное колебание береговой линии, как сказали бы раньше, или поднятие суши, как предпочитают выражаться современные геологи.

Значительно более сложными представляются судьбы северного Каспия и прилегающих частей Астраханского края, на что со всей убедительностью указывают новейшие работы проф. П. А. Православлева [*147*]. Прежде всего надлежит отметить, что между г. Куйбышевым и Хвалынском русло Волги вступает в область отрицательных высот: так у Хвалынска русло лежит на высоте 10,6 *м* абс. выс., у Сталинграда — 25 *м*, около Енотаевска — почти 51 *м*, у стан. Дурновской — почти 58 *м*, около с. Ильинского (ниже Астрахани) — 49 *м*, около с. Семирублевого — 51,4 *м* абс. выс., а еще ниже, т. е. ближе к взморью, оно начинает быстро подниматься. В устьях волжских протоков в море почти всюду наблюдаются весьма небольшие глубины, падающие местами до 1,7—1,8 *м*, и даже в море на расстоянии в среднем около 65 *км* от теперешнего северного берега его глубины не превышают 25 *м*, или, иначе говоря, дно лежит на — 28,6 *м* абс. выс. Эти цифры показывают, что уже ниже Сталинграда русло Волги оказывается ниже своего базиса эрозии, около Астрахани на 30—32 *м*. Приводя эти цифры, проф. П. А. Православлев совершенно справедливо замечает, что такое явление не могло произойти

при современных условиях рельефа и что необходимо допустить или недавнее опускание Нижнего Поволжья, или, наоборот, недавнее поднятие дна в северной части Каспия. Следует вспомнить, что вся северная часть Каспия примерно до линии о-в Чечень — мыс Тюб-караган отличается малыми глубинами, не превышающими 4—10 *м*, и только южнее располагается настоящее море, и возможно, что когда-то Волга впадала в море около линии о-в Чечень — м. Тюб-караган и что вся северная часть Каспия представляла в то время область дельты Волги, ныне затопленной наступившим морем. Целый ряд данных свидетельствует, что распределение суши и моря с того, геологически может быть и недавнего времени изменилось, но поднялось ли дно моря или опустилась прилежащая суша и как в настоящее время протекает процесс медленных колебаний, мы с уверенностью сказать не можем.

Сложнее и интереснее история побережья Азовского моря, которая к тому же недавно довольно хорошо изучена проф. П. А. Православлевым [*148*]. Только с момента соединения Черноморско-азовского бассейна с Средиземным морем в первый мог проникнуть такой типичный представитель морской фауны, как Cardium edule, и только с этого момента режим этого ранее замкнутого бассейна должен был в конечном счете следовать за режимом мирового океана. Мы знаем, что некогда, геологически недавно, бассейн Черного моря соединялся с Каспием, и население первого, в том числе и Cardium edule, могло проникнуть далеко на восток. Мы знаем, что позже это соединение прекратилось, и для объяснения этого прекращения мы должны принимать какие-то перемещения суши в недавнем прошлом. Но какие это перемещения, какова их амплитуда, когда они произошли, — мы долго сказать не могли. Теперь мы имеем хотя бы частичный ответ. Именно, по всему побережью Азовского моря на берегах Ахтанизовского лимана, на Тамани, на Керченском полуострове и даже на южном берегу Крыма мы видим, что слои, переполненные раковинками Cardium edule, лежат на некоторой, иногда довольно значительной высоте над уровнем Азовского моря, на дне которого некогда эти слои отложились. В среднем можно признать, что высота залегания этих ракушников достигает 25—30 *м*, хотя в разных местах она различна, и около Феодосии например раковины эти были находимы на высоте 100 *м* и может быть даже выше.

Изучение морских террас Черноморья пока к сожалению опирается лишь на отдельные отрывочные данные, не объединенные систематически. Весьма интересно указание В. Петропавловского на то, что на Черноморском побережьи между Адлером и Сочи первая терраса меняет свою высоту с 4 до 38 *м*, вторая же терраса, имеющая у Адлера высоту в 14 *м*, у Сочинской опытной станции имеет 29 *м*, у Псахе — 16 *м* и у Матросской Щели — 52 *м*. Эти данные подтверждают, что террасы отнюдь не горизонтальны, а также и не параллельны между собой. Иначе говоря, здесь обеими террасами фиксированы весьма значительные, происходившие на сравнительно небольшом расстоянии волнообразные колебательные движения, совершавшиеся в разное время с различной интенсивностью [*149*]. Весьма интересны наблюдения над молодыми движениями Европейской части СССР, как они рисуются на основании изучения четвертичных отложений ее. Так, согласно Г. Мирчинку, например Подольская часть Южной кристаллической полосы и Уфимское плато — оба испытали весьма недавнее поднятие, судя по врезанным в них речным меандрам и вообще интенсивной эрозии рек. С другой стороны в воронежском горсте этих явлений незаметно. Однако наличие его в ледниковое время вытекает из того, что он повидимому повлиял на приостановку движения рисского ледника. Этот ледник вообще очень хорошо своим распространением обрисовал тектонику Европейской части Союза, огибая поднятия и заполняя прогибы. В период между миндельем и риссом намечается усиление опускания и вместе с тем смещение всей гидрографической сети к юго-западу. Очень интересно влия-

ние приволжских дислокаций на историю развития долины Волги. Русские террасы от Казани до Самарской луки подняты от 60 до 120 *м*, тогда как выше Казани эти террасы располагаются на высоте не более 40 *м*. Таким образом здесь рисуется амплитуда дифференциального поднятия до 80 *м*. На составленной Мирчиком на основании анализа подобных данных карте видны области поднятий и опусканий четвертичного времени. Главными областями поднятия являются: Финляндия, Уфимское плато и Подольское плато. Областями опускания являются бассейны Печорский, Доно-манычский и Бессарабско-таврический. Так как области опускания характеризуются очень мощными аллювиальными накоплениями, достигающими 40 *м*, а вопрос о песчаных основаниях крупных плотин и гидро-строительств представляет громадное значение для капитальных строительств — Волгостроя и других, то все высказанные соображения об истории молодых колебаний Европейской части СССР представляют не только высокий теоретический, но и практический интерес (рис. 558).

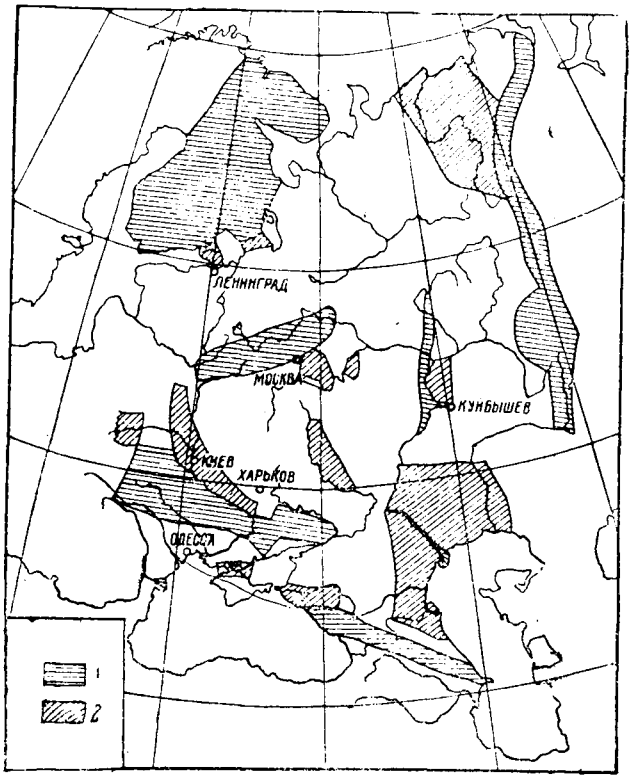


Рис. 558. Карта распространения эпейрогенических колебаний в Европейской части СССР, по Мирчинку, 1932 г.

1—преобладание поднятий; *2*—преобладание опусканий.

Медленные колебания имеют обширное географическое распространение, причем новейшие поднятия преобладают в высших широтах, особенно в областях древних ледяных покровов, а опускания преимущественно свойственны низшим широтам; но из этого есть много исключений, так как те и другие движения нередко происходят рядом или даже перемежаются (рис. 559). Эти движения отличаются большою сложностью, что подтверждается исследованиями Фенноскандии и Северной Америки. Следствием их являются весьма разнообразные изменения на поверхности, так например в Фенноскандии с одной стороны изменяются очертания Балтийского моря, а с другой — дилювиальные террасы поднимаются до высоты около 300 *м*. Само собой разумеется, что такие движения не составляют исключительной принадлежности современной и дилювиальной эпох, но очевидно происходили во все предыдущие геологические периоды и вероятно гораздо в большем масштабе, как об этом свидетельствуют громадные трансгрессии, например верхнемеловая или юрская, обусловившие обширное распространение некоторых осадочных образований; теми же колебаниями объясняются пробелы или отсутствие непрерывности даже в осадках одного и того же периода, частая перемежаемость морских отложений с пресноводными, а также высокое залегание над уровнем моря сравнительно спокойных пластов, почти не испытавших дислокации, например плиоценовых, на высоте

1 800 *м* в Пелопонесе; эоценовых на высоте 3 000 *м* в Тянь-шане, Алае и на 5 000 *м* в Гималаях и пр.

Следовательно медленные колебания в древние эпохи были развиты так же широко, как и в новейшие, что еще более увеличивает значение их для истории Земли и придает высокий интерес вопросу о происхождении их

Наконец самое название «медленные» неточно, так как из приведенных фактов мы видели, что современная скорость этих движений нередко достигает 2 *мм* в год (Фенноскандия и Бавария), достигая и больших величин (Калифорния). Сопоставляя же возраст различных осадочных свит с их

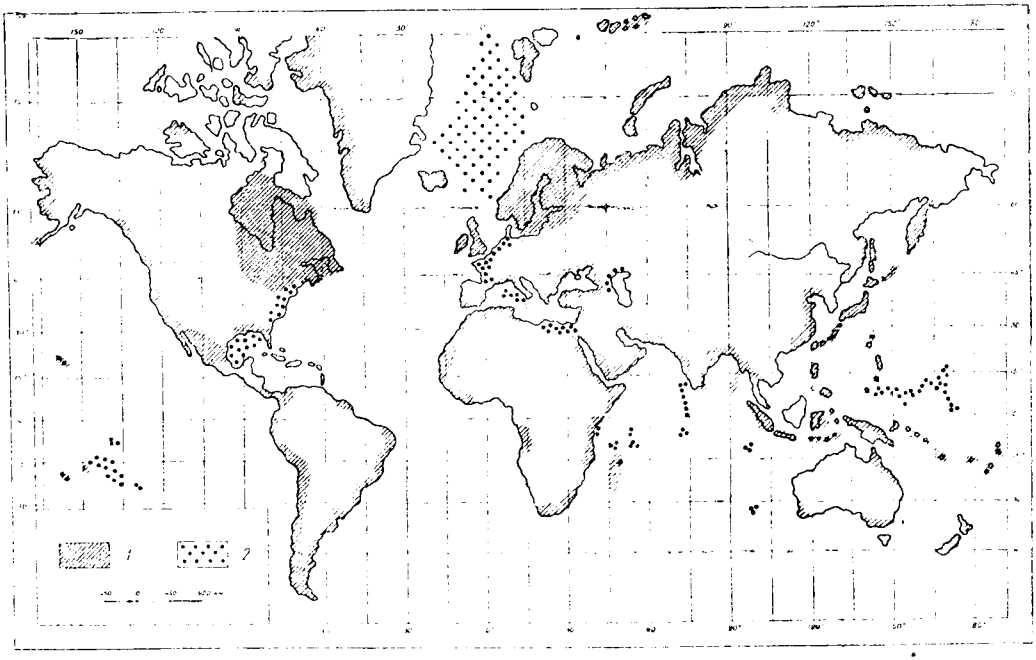


Рис. 559. Карта распространения современных колебаний Земли, по Хаарману.
1—поднятия; *2*—опускания.

мощностью, мы видим, что в прошлом движения бывали даже и менее современных.

Трансгрессии и регрессии океана объясняются этим путем, и этими же радиальными эпейрогеническими процессами вероятно создаются и основные черты рельефа Земли — океанические впадины и материковые массивы. В данную эпоху величайшей впадиной является Тихий океан, а наибольшим материком — Евразия.

Литература к главе VIII

1. Rudolf Hoernes. Erdbebenkunde. Die Erscheinungen u. Ursachen der Erdbeben, die Methoden ihrer Beobachtung. Leipzig, 1893.
2. R. Mallet. a) Great Neapolitan Earthquake of 1857. London, 1862. 2 тома. Кроме того его статьи: Reports to the British Association 1850, 1851, 1852, 1854, 1858, 1861, куда вошел и его известный каталог землетрясений: the Earthquake catalogue. 1858. b) The first principles of experimental seismology. London, 1862. См. заметку Stapff: Zur Mallet'schen Methode der Bestimmung des Erdbebencentrums, в Himmel und Erde. Bd. II, № 10, 1890.
3. Prof. Michele Stefano de Rossi. La Meteorologia endogena. T. 1, 1879, Milano. T. 2, 1882, Milano. Сочинение это составляет XXX и XXXI томы международной научной библиотеки. Не менее интересно и важно также соч. John Milne. Earthquakes and other earth movements, изд. 2. London, 1886, составляющее LVI том той же библиотеки.

В конце этого сочинения, на стр. 349 и следующих, перечислена главная литература о землетрясениях, а также важнейшие сейсмические журналы.
4. S. Günther. Lehrbuch des Geophysik und physikalischen Geographie. 2 тома. Stuttgart, 1884. L. c., 371, Bd. 1.
5. J. Milne. Earthquakes und other earth movements. London, 1886.
6. Lasaulx. Die Erdbeben в Handwörterbuch Kenugott's. 1882. L. c., 301.
7. Franz Toula. Ueber den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage. Wien, 1881. То же см. Lasaulx. lb. № 6. Мушкетов. lb. № 7.
8. F. Omori. On the Aftershocks of Earthquakes, в Journ. Coll. of Science Imp. Univers. Japan. 1894.
9. Черпышев и др. Андижанское землетрясение. Труды Геол. ком., Нов. сер. В. 54, 1910.
10. W. Wong. Bull. Geol. S. of China, № 3, 1921.
11. Julius Schmidt. Studien über Erdbeben. 2-е изд. Leipzig, 1879.
12. G. H. Darwin. Reports on Lunar Disturbance of Gravity to British Association. 1881—1882.
George and Horace Darwin. On an instrument for defecting and measuring small changes in the direction of the force of grawity. 1882. Подробные выдержки из этих сочинений сделаны Орловым в статье: Землетрясения и их соотношения с другими явлениями природы. Казань, 1887.
13. John Miln. 14 and 15 report on the earthquake and volcanic phenomena of Japan. British association for the advancement of Science. 1895.
14. Reyer. Theor. Geologie. 1887.
15. De Prost. Comptes rendus d. s. ak. d. F. T. XLIII, p. 209. 1856.
A. d'Abbadie в Annales de la Soc. scientif. de Bruxelles. 1881.
Bouquet de la Grye. Études sur les déviations du pendule au Mexique в Comptes rendus. Paris, 1884.
Wolf. Comptes rendus. 1883.
16. Вагнер. Зап. СПб. Академии наук. Т. XII, кн. II, 1868.
Орлов. Несколько слов о необходимости правильно организованных наблюдений малых колебаний почвы. Сообщение в Общ. ест. при Каз. университете. 29 октября 1883 г.
A. Heim. Les tremblements de terre et leur étude scien ifique. Zürich, 1880.
Forel. Les tremblements de terre (Suisse) в Arch. de Sc. Phys. A. N. A. T. VI.
Его же: Die schweizerischen Erdbeben. 1881—1882.
То же Forster'a. То же de Rossi. Programma dell osservatorio ed archivio Geodinamico presso в R. Comitato geologico d'Italia con instruzioni per la osservazioni, с французским текстом. Roma, 1883.
То же, Мушкетов. Землетрясения, их характер и способы наблюдения. Объяснительная записка к вопросному листу, рассылаемому Сейсмическою комиссиею Русск. геогр. общ. 1890 г. в Изв. Р. Г. О.
17. F. de Montessus de Ballore. Le monde scandinave seismique. Geol. Fören. Forth. 16—1894. N. J. 1895. B. II, H. 2 и др. статьи его.
18. J. D. Whitney. The Owen's Valley Earthquake of March 26, 1872. В Overland Monthley for Aug. and Sept., 1872, p. 273.
19. A. B. Wynne. Notes on the Earthquake in the Pundjab f March. 2, 1878 в Journ. Asiat. Soc. Bengal, 1878, t. XLVII, p. 131—140.
20. Wähner. Das Erdbeben von Agram am 9 Nov. 1880 в Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wissenschaft. Bd. LXXXVIII. 1883. См. также Max Hantken von Prudnik. Das Erdbeben von Agram im Jahre 1880. В Mitt. Jahr. d. k. ungarische geolog. Anstalt, 1882.
21. A. Heim. Die schweizerischen Erdbeben von Nov. 1879 bis Ende 1880 nach den von der Erdbeben-Comission gesammelten Berichten. Bern, 1881.
22. Abbot. American Journal of Science. Ser. 3, vol. XV, № 89. Также Shock of the Explosion at Hallet's Point. 1876.
23. Ч. Ляйэль. Principles etc.
24. La Nature 1886, p. 159. См. также отчеты об андалузск. землетрясении: Fouqué, Bergeron, M. Levy, Barrois и др. в Comptes rendus d. l'Acad. des sc. de Paris, 1885, № 16—32. F. Fouqué et Michel Levy. Mém. Acad. des sc. T. XXX, № 2. Experiences etc.
25. Creduer. Ver. d. sächs. Gesellsch. d. Wissensch., mat.-phys. Kl. 1889; также см. И. Мушкетов. Верненское землетрясение 1887 г. 28 мая. Труды Геол. ком., т. X, № 1, 1890. Изв. Р. Г. О. за 1888 г.
26. Charles Davison. On the Nature and Origin of Earthquake-sounds, в Geol. Magazine, New Serie, Dec. III, vol. IX, 1892, p. 208.
27. Franz Suess. Das Erdbeben von Laibach am 14 Ap. 1895, S. 530; также Albin Belar. Beiträge zum Erdbeben von Laibach 14 Ap. 1895.
28. R. Falb. Grundzüge zu einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche. Das Erdbeben von Belluno в Sirius. Bd. VI.

29. Franz Suess. Das Erdbeben von Laibach 14 April 1795. Wien, 1897. Jahrbuch d. k. k. Geolog. B. 16, H. 3—4, 1896.
30. P. Partsch. Bericht über das Detonations-Phänomen auf den Insel Meleda bei Ragusa. Wien, 1826.
31. К. Богдановичи др. Землетрясения в северных цепях Тянь-шаня 1911. Труды Геол. ком., Н. с., в. 89.
32. Hobbs-Ruska. Erdbeben. 1910.
33. C. Derieth. Destructive extent of the California Earthquake. 1907.
34. M. Douglas. Journal of the American Geogr. Soc. Vol. X. См. Hattori. Destructive Earthquakes in Japan в Trans. Asiat. Soc. of Japan.
35. A. Kofoid. Termites and Termites Control. Univ. of Calif. Press. 1934.
36. В СССР в настоящее время имеются в печатном виде „Технические условия по антисейсмическому строительству в сейсмических районах Казакстана", разработанные и изданные Казгоспланом в 1930 г., а также „Временные технические условия на антисейсмическое строительство на транспорте", изданные при возведения Туркестано-Сибирской железной дороги, утвержденные НКПС в 1929 г. Кроме того имеется оригинально разработанный проект „Технических условий на антисейсмическое строительство ЗакССР", изданный Закавказским институтом сооружений и напечатанный в „Известиях" его в 1930 г. Наиболее совершенными, цельно продуманными, доступными для СССР являются также изданные в 1930 г. итальянским правительством технические условия на сейсмостойкое строительство.
37. I. Thorodsen. Geogr. Mitt. № IX, 1897.
38. M. Sacrata, A. Papa-Vasilione. Comptes rendus. T. CXIX, № 1, 6, 1894.
39. I. Schmidt. См. № 12. См. также Partsch. Geog. Mitt. Petermann's Ergänzungsheft. № 28, 1820.
40. G. B. Cacciamali. N. J. B. I, H. 1, 1895.
41. Koto. On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan. 1891. Journ. of the College of Science Imp. Univers. Japan. B. V, 1893. Milne and Burton. The great Earthquake of Japan. 1891.
42. R. Oldham. Report on the Great Earthquake of June 12, 1897. Mem. Geol. Surv. India. 1899, vol. XXI.
43. N. Jamasaki. Das grosse Japanische Erdbeben. 1896. Peterm. Mitt. Bd. XLVI, 1906.
44. A. Gilbert. Theory of the Earthquakes of the Great Basin... Am. Journ. of Science. Vol. XXVII, 1884.
45. Harry Hunt Douglas. The Sonora Earthquake of 1887. Trans. Seism. Soc. Japan. Vol. XII, 1888.
46. W. Spitz. Ueber jungdiluviale Erdbebenspalten. Verhandl. des Naturwis. med. Vereins zu Heidelberg, № F, vol. IX, 1908.
47. Crössby. Sandston Dikes. Bull. of the Essex Inst. Vol. XXVII, 1885.
48. Newton. Clastic Dikes. Bull. Geol. Soc. of America. Vol. XIV, 1903.
49. I. Roth. Ueber Erdbeben. Berlin, 1882.
50. E. Rudolph. Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen mit Taf. IV—VII в Beiträge zur Geophysik von G. Gerland. Stuttgart, 1888, Bd. I. В этом сочинении собрана литература о подводных извержениях и землетрясениях и кроме того сведены известия об этих явлениях по журналам различных мореплавателей. Кроме того было два дополнения его: Erste und zweite Beitrag в Beiträge zur Geophysik, B. III, H. 2, 1897 г., где между прочим приведены для сравнения факты искусственных взрывов.
51. Hochstetter. Die Erdbebenfluth im Pacifischen Ocean. Aug. 1868. Sitzungsbericht d. k. k. Ac. d. Wissen. Wien, 1858. Das Erdbeben von Iquique am 9 Mai 1877 u. die durch erzeugte Fluth im Grossen Ocean. Peterm. Mitt. H. XII, 1877, в Nova acta d. k. Leop. Karol. Academie der Naturforscher. B. XL, № 9, 1878.
52. Pilar. Grundzüge der Abyssodynamik. Agram, 1880.
53. Neumayer. Nature. Vol. 32, 1885, p. 603; то же в Proceedings Roy. Soc. T. XXXVI, 1884.
54. F. Darwin, см. № 12, гл. IX; см. Ch. Darwin. Naturalist's voyage round the world. London, 1841.
55—63. Geinitz. a) Das Erdbeben von Iquique am 9 Mai 1877 в Petermann's Geogr. Mitt. 1878. Nova Acta d. Leop. Kar. Acad. der Naturforscher. Bd. X. b) Die Fluthwellen bei Erdbeben. Gaea. Bd. XVII. См. также ст. Berg. Die Flutherscheinungen bei Erdbeben. Gaea. Bd. XVIII.—Rachel. Nochmals die Fluthwellen und das Zurückweichen des Meeres bei Erdbeben. Ib. Bd. XVIIL—Hochstetter. Die Erdbebenfluth im pacifischen Ocean. Geogr. Mitt. Petermann's 1869.—Birgham. Die Erdbebenfluth im grossen Ocean. Globus. 1878 и др.
64. W. Forster. Seismology. London, 1887.
65. Hoff. Chronik der Erdbeben und Vulkanausbrüche mit vorausgehender Abhand. über die Natur dieser Erschein. Gotha, 1840—1841.
66. Kluge. Ueber die Ursachen der in den Jahren 1850—1857 stattgef. Erdbeben etc. 1867.
67. O. Volger. a) Ueber das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz. 3 тома. Gotha, 1757—1759. b) Erde und Ewigkeit. Frankfurt, 1857.

68. J. Milne. Transaction Seism. Soc. of Japan. 1885.
69. A. Perrey. Mémoire sur les tremblements de terre ressentis en France et en Belgique depuis 305 jusqu'à nos jours, в Recueil des savants étrangers, издав. Брюссельской Акад. ваук. Т. VIII. После того Перрей напечатал до 20 работ о землетрясениях разных стран: бассейна Роны, Скандинавии, Италии, Дуная, Антильских о-вов и пр., а потом, начиная с 1844 по 1875 г., он почти ежегодно помещал обзоры землетрясений в Comptes rendus Французской или Бельгийской Академии наук. Перрей первый указал возможность составления сейсмических каталогов. Одно из его соч. о землетрясениях на севере Европы и Азии с VIII века по 1844 г. переведено на русский язык студентом Вышнеградским и напечатано в своде магнитных и метеорологических наблюдений Купфера, № 2, 1846 г. Propositions sur les tremblements de terre et les volcans. Paris, 1863.
70. Robert Mallet and J. William Mailet. The Earthquake catalogue of the British Association. London, 1858.
71. A. Supan. Ergebnisse der japanischen Erdbeben Statistik 1885—1889. Geographische Mitteilungen Petermann's № 1, 1893.
72. Montessus de Bailore. Relations entre la frequence des tremb. de terre et leur intensité в Bulletino delia Societa sismologica Italiana III, 1897.
73. J. Schmidt. Studien über die Erdbeben. 1894 г.
74. M. Baratta. Deila influenza lunare sui terremotti в Bull. Soc. Geol. Ital. T. X. 1891.
75. R. Falb, см. № 28, а также a) Von den Umwälzungen im Weltall. 1881. b) Ueber die Erdbeben und ihren Zusammenhang mit dem Stande der Sonne. Sirius. Bd. 4.
76. Hörnes. a) Erdbebenstudien в Jahrb. geol. Reichsan. 1878, Bd. XXVII. b) Die Erdbebentheorie R. Falb's und ihre wissenschaftliche Grundlage, kritisch erörtert. Wien, 1881. Также см. Weitzel в Mitt. d. naturw. Vereins für Rügen u. Vorpommern. Bd. VIII.
77. E. Suess. a) Die Erdbeben des südlichen Italien в Denkschriften der mathem.-naturw. Cl. Bd. XXXIV. b) Die Erdbeben Nieder-Oesterreichs, Denkschr. d. k. Akad. Wissensch. Wien, 1873. Bd. XXXIII.
78. H. Hoefer. Die Erdbeben Kärntens und deren Stosslinien, в Denkschriften d. mat.-natur. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. XLII. 1880. В этой интересной работе собрана вся литература о землетрясениях в приальпийских странах.
79. Bullare. Comptes rendus de l'Acad. d. Sc. de Paris, № 11, 1872; см. его же в Archives de sciences physiques et naturelles, № 11, 1889, где он отрицает связь землетрясений с положением луны и с временем дня.
80. А. А. Тилло. Распределение атмосферного давления на пространстве Российской империи и Азиатского материка. Зап. Русск. геогр. общ. Т. XXI. 1890.
81. George Darwin. On the Mechanic Effects of Baromotr Pressure of the Earths surface. Philosoph. Magazine. T. XIV. 1882.
82. J. Milne. Earths Tremors in Central Japan в Trans. Seismol. Soc. of Japan. Jokahama. T. XI. 1887.
83. Вознесенский. Ueber die Erdbeben in und um Wernyi im Jahre 1887 und ihre Beziehung zu meteorologischen Vorgängen в Метеорологическом сборнике СПб. Академии наук. В. XII, № 4. СПБ., 1888.
84. Chancourtois et Chelie. Annales des mines. T. XIII. Liv. 3, 1888. См. перевод этой статьи в Горн. журн. № 1, 1884. С целью правильной организации баросейсмических наблюдений в каменноугольных рудниках Франции, что дает возможность определять степень выделения рудничных газов, французское правительство командировало особую комиссию в Италию как для изучения сейсмических приборов, так и для производства наблюдений. Комиссия эта состояла из Raynal, Chancourtois, Lallamand и Chesneau (горных инженеров), которые представили прекрасный отчет в Annales des Mines, 1886, Avril и Mars под заглавием: De l'étude des mouvements de l'écorce terrestre poursuivie particulièrement au point de vue de leurs rapports avec les dégagements de produit gazeux. Paris, 1886. Chancourtois: Sur un moyen de constater par enregistrement continu les petits mouvements de l'ecorce terrestre. Comptes rendus. 1885.
Günther. Luftdruckschwankungen in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandtheile der Erdoberfläche в Beiträge zur Geophysik Gerland's. B. II. 1894. S. 71—152.
85. Missions d'Andalousie. Études relatives au tremblement de terre du 25 D. 1884. Ac. Mém. Academ. des Sciences. T. XXX. Paris, 1889; то же см. Margerie: La Géologie de l'Andalousie et le tremblement de terre du 25 Dec. 1884. Paris, 1890.
86. Ценгер. Comptes rendus d. l'Acad. de Sc. de Paris. 1887. См. также A. Boué. Parallèle des tremblements de terre des aurores boreales et du magnétisme terrestre. Bull. d. la Soc. géol. Vol. XVIII.
87. A. Tanakadate and H. Nagaska. The disturbance of lsomagnetics attending the Mine-Owari Earthquake of 1811 в Journal of the College of Science. Imperial University, Japan, Tokijo. № 5. 1892.
88. Лизнар. О влиянии землетрясений на магнитографы; извлечение из Meteor. Zeitschrift в Метеор. вестн. №·10. 1895.

89. Eschenhagen. Der Einfluss der Erdbeben auf die Aufzeichnungen der magnetischen Elemente в Abhandl. d. k. Preuss. Acad. d. Wissenschaft. 1895; см. также Deecke; N. J. B. II. H. II. 1892.
90. Bittner Beiträge zur Kenntniss des Erdbebens von Belluno vom 29 Juni 1873, в Sitzungsber. d. k. Acad. d. Wiss. Wien, 1874, Bd. 69.
91. Hooffer. Die Erdbeben Kärtens und deren Stosslinien в Kais. Akad. der Wissenschaft. B. XLII.
92. В. Вебер. Шемахинское землетрясение 31/1 1902. Труды Геол. ком., Нов. сер., в. 9.
93. Орлов и Мушкетов. Каталог землетрясений Росс. Имп. Зап. Русск. геогр. общ. Т. XXVI. 1893.
94. Черский. Геологическое исследование Сибирского почтового тракта от оз. Байкала до восточного склона хр. Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу на р. Ангаре и в г. Минусинск. Приложение к LIX тому Зап. Акад. наук. СПБ, 1888.
95. Montessus de Ballore. Сейсмичность России; статья эта напечатана по-русски в Изв. Геологич. комитета. 1899.
96. O. Volger, также Graf von Pfeil. Ueber Erdbeben und Seebeben. Leipzig, 1889. Stanislas Meunier. Sur un procédé naturel qui permet aux eaux superficielles de pénétrer dans les régions chaudes des profondeurs terrestres, в Bull. de la Soc. Imp. des Nat. de Moscou. № 1, 1889. Добрэ также держался того мнения, что землетрясения воспроизводятся перегретой водой, проникающей с поверхности. См. его Les eaux souteraines etc. 1887 и др.
97. Bruno Doss. Uebersicht u. Natur der in den Ostseeprovinzen vorgekommenen Erdbeben. Riga. 1897.
98. K. Mohers. О зем. Финляндии. Fennia. B. IX. № 5, 1894; также Svedmark. Uppgister om jordskalfven i Finnland före в 1882 г. и Montessus de Ballore. О землетрясениях Скандинавии.
99. П. Леонтовский. Истор. обзор положения в России вопроса о защите сооружений на дневной поверхности от вредного влияния рудников. Горн. журнал, 1912.
100. Siemens. Ueber den Mechanismus der Vulkanausbrüche, в Monatsber. d. Berl. Acad. d. Wissensch. 1878. Spt. u. Oct.
101. S. Wisser, в Kon. Magnet. Observ. Batavia. Verhandlungen № 7 и № 9, 1921, 1922.
102. Branca. Sitzb. Berl. Acad. Wissensch. 1917, S. 370.
103. R. Oldham в Quart. Journ. of the Geol. Soc. Vol. 79, 1923.
104. Fr. E. Suess. Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. Geol. Rundschau. 1920—1921. Подробная монография вопроса со всей новейшей литературой.
105. Celsius. De mutationibus rerum caelestium. Hagae. Com. 1744.
106. L. v. Buch. Reise durch Norwegen und Lappland. 2 тома 1810.
107. Ch. Lyell. On the proofs of a graduel rising of the Land in certain parts of Sweden. Philos. Transactions. 1835.
108. De Geer. Kontinentale Niveauveränderungen im N von Europa. Verh. d. Intern. Geol. Kongr. 1912.
109. Gregory. The nature and origin of fjords. 1913.
110. Schott. Geographie des Atlant. Ozeans. 1912.
111. Н. Соколов. О происхождении лиманов. Изв. Геол. ком. 1895.
112. А. В. Вознесенский. Изучение колебаний уровня морей и производство необходимых для этой цели нивеллировок. Изв. П. Г. М. Бюро В. III. 1924. В Новороссийском порту оседание футштока, прикрепленного к одной из стенок весьма солидного берегового укрепления порта, было констатировано двукратною нивеллировкою Военно-топограф. отдела, хотя местными нивеллировками оно обнаружено не было, так как футшток оседал одновременно с осадкой всей береговой полосы.
113. A. Penck. Schwankungen des Meeresspiegels. Jahresbericht geogr. Gesell. München, 1882.
114. Erich v. Drygalski. Die Geoidformationen der Eiszeit. Zeitschr. Gesell. für Erdkunde zu Berlin. 1887. J. W. Spencer. On the Continental Elevation of the Glacial Period в Geolog. Mag. V. 1898.
115. A. Penck. Glaziale Krustenbewegungen. Sitzungsber. Preus. Akad. d. Wis. XXIV. 1922.
116. А. Инфантов. Причины вертикальных движений земной коры в пределах северной половины Европейского континента в ледниковую эпоху. Геолог. вестник, 1916, № 4.
117. Brückner. 1) Klimaschwankungen seit 1700. Geogr. Abh. v. Penck. Wien. 1890; 2) Die Schwankungen des Wasserstandes im Kaspichen Meer, dem Schwarzen Meer und der Ostsee, in ihrer Beziehung zur Witterung, 1888 в Ann. d. Hydrographie. 1891; 3) Schwankungen der Seen u. Meere. Verb. IX deutsch. Geographentag. См. также 66.
118. Robert Sieger. Seeschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. Zeitschrift der Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin. № 1—6. 1893.

119. I. Ailio. Über Strandbildungen des Litorinameeres... Bull. Com. Géol. Fini. № 7. 1898 и его же Die Geogr. Entwickelung des Ladogasees in postglazialer Zeit. Bull. Com. Geol. Finl. 1915.
120. В. А. Фаусек. Материалы к вопросу об отрицательном движении в Белом море и на Мурманском берегу. Зап. Русск. геогр. общ. Том XXV. № 1 под ред. И. Мушкетова СПБ., 1891.
121. W. Ramsay. Geol. Beobacht. auf der Halbinsel Kola. Fennia. Bull. de la soc. d. geogr. de Finnlande. № 7. 1890. Его же Geol. Entwickelung der Halbinsel Kola. 1898 и ряд других статей.
Rabot. La presqu'ile de Kola. Association française pour l'avancement des Sciences. Congrès de Paris. 18..0.
122. Brögger. В Norges geol. Undersäkn. 1905. B. 41 и Sederholm в Bull. comm. Geolog. Finnlande. 1911. B. 30.
123. Dr. F. G. Hahn. Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. Leipzig, 1879.
124. Holmström. 1) Om niväförändringer emellan hof och land a Svenska kusterna. Nordisk Tidskrift. 1887; 2) Om strandliniens förstjutun ing â Sveriges Küster. Handl. XXII. 1888. № 9.
125. K. Sieger. Niveauveränderungen an Skand. Seen und Küsten. Verh. 9 deutsch. Geographentag. 1891.
126. Рейнеке. Гидрографическое описание северных берегов России. 1843.
127. A. Bonsdorf. 1) Untersuchungen über d. Hebung d. Küste Finnlands in d. Jahren 1858—1887. Fennia. B. 1. 1896. № 3; 2) Die säkulare Hebung d. Küste bei Kronstadt in d. Jahren 1841—1886. Fennia, IV, № 3; то же в Изв. Русск. геогр. общ. 1888.
128. Г. Е. Щуровский. Юбилейный сборник 1873 г. В этой статье сопоставлены все прежние работы о поднятии Балтийского побережья. М. А. Антонович. Речи и протоколы VI-го съезда русских естествоиспытателей и врачей в СПБ. 1879. Стр. 292. Ф. Б. Шмидт, там же. Стр. 232.
129. С. А. Яковлев. Развитие долины р. Невы. Путеводитель геол. экскурсий. Первый Всеросс. геол. съезд. Петроград, 1922. Стр. 127—137, с картой окрестностей Петрограда.
130. V. Tanner—В. Таннер. Соотношения между послеледниковыми геологическими ярусами и археологическими находками в Фенноскандии. Труды II Международной конференции АИЧИЕ 1933, в. II.—Краткое изложение большой монографии, напечатанной в Bull. Com. Géol. Finl. № 88. 1930.
131. А. А. Иностранцев. Геологические исследования на севере России в 1869—1870 г. г. Труды СПб. общ. ест. Том III. 1872.
И. В. Кудрявцев. Орографический характер Кольского полуострова. Труды Об-ва естеств. Т. XIV. 1883.
132. Günther. Earth's movements in the bay of Naples. Geogr. Journ. 1903.
133. Anderson. Stratigraphie und Tectonik der Bäreninsel. Upsala, 1900.
134. E. Brückner. Die feste Erdrinde und ihre Formen. Wien, 1897.
135. Wittich. Zeitschr. d. Geolog. Ges. 1912.
136. Barrel. The Piedmont Terraces of the N. Appalachians. Amer. J. of Science. 49. 1920.
137. E. Berrey. Fossil plants from Bolivia and their bearing upon the age of uplift of the eastern Andes. (Proceed. U. St. Nat. Museum, 54. 1917, p. 103).
138. C. Burckhardt. Traces geolog. d'un ancient continent pacifique. Revista del Museo de la Plata. X. 1900.
139. См. ряд работ Н. Соколова и И. Андрусова, а также Ю. М. Шокальский. О недавнем значительном колебании уровня Каспийского моря. 1913.
140. Holzapfel. Geologie des Nordabfalls der Eifel. Abhandl. preus. Geol. Landesanstalt. H. 66. 1910.
141. V. Linstow. Über gegenwärtige Bodeubewegungen bei Bückeburg, Göttingen in Thüringen und im Norddeutschen Tieflande. Zeitschr. d. Geolog. Ges. 1917.
142. M. Schmidt. Neuzeitliche Erdkrustenbewegungen in Frankreich и E. Kayser. Merkwürdige Senkungen des Bodens von Frankreich. Sitzungsberichte Bayer. Acad. d. Wiss. Math. Phys. Klasse. 1922.
143. H. Philipp. Das ONO System in Deutschland und seine Stellung innerhalb des saxonischeu Bewegungsbildes. 1931.
144. Lallemand. Mouvements et deformations de la croûte terrestre. Annuaire du Bureau des Longuitudes pour 1909.
145. А. Быков и В. Гуреев. Нивеллировка на Апшеронском полуострове. Изв. пост. Центр. сейсм. ком., 1915, т. 6, вып., 3 стр. 185—196.
А. Быков и В. Гуреев. Отчет о нивеллировке па Апшеронском полуостров 1912 г. Зап. Военно-топогр. отд. 1915, ч. 59, отдел 2, стр. 247—284.
146. А. В. Вознесенский. О новейших данных по изменению уровня Каспийского моря. Изв. Центр. гидрометеор. бюро. Ленинград, 1926, вып. VI, стр. 307—359.
147. П. А. Православлев. Каспийские осадки в низовьях Волги. Изв. Центр. гидрометеор. бюро. Ленинград, вып. VI, 1926, стр. 1—77.

148. П. Православлев. Случаи высокого залегания послетретичных ракушников Азовского и Черного морей. „Крым", 1926, № 2, стр. 10—15.
Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1925 г. Работы П. А. Православлева. Изв. Геол. ком., 1927, т. 45, № 4, стр. 275.
149. И. Бабков. Морские послетретичные террасы по берегам Крыма. Журнал „Природа" № 6, 1929.
150. A. Bessmertny. Das Atlantis Rätsel. Leipzig, 1932.

ТЕКТОНИКА

§ 50. ГЕОТЕКТОНИКА

В главе VI мы дали общее определение тектоники земной коры и разобрали отдельные формы и элементы всевозможных ее нарушений, затронув также вопрос о вероятных условиях, благоприятствующих тем или иным из этих нарушений или их вызывающих. При этом мы совершенно не рассматривали ни различных сочетаний тектонических элементов, ни распространения их на земле во времени и пространстве. Теперь мы попытаемся кратко изложить эти вопросы на основании совокупности всех данных [*1*].

Мы ознакомились уже с быстрыми движениями земной коры — землетрясениями — и тесно связанными с ними, более медленными, но гораздо более значительными колебаниями громадных площадей. Выше мы постоянно убеждались в тесной связи всех отдельных проявлений внутренней динамики земли между собой, и теперь нам нужно яснее определить эти связи, обусловливающие основные черты геотектоники.

Видимый нами лик Земли — рельеф и ландшафт каждого данного места — возникает в результате взаимодействия сил внутренних, тектонических, и сил внешних, денудационных, из которых иногда преобладают одни, а иногда другие; кроме того первые действуют спорадически, временами, хотя и с большой силой, в то время как вторые — неуклонно, постоянно, хотя бы и медленно. Работа первых — по преимуществу созидательная, усиливающая рельеф земной поверхности; работа вторых — прямо противоположна и направлена на его уничтожение, выравнивание, приведение всего к одному уровню. Денудационные процессы, необычайно разнообразные, действуя постоянно на наших глазах, привычны, понятны и легко доступны изучению, тогда как тектонические совершаются на недосягаемых для нас глубинах Земли, в совершенно неизвестных нам условиях, о которых можно строить самые разнообразные предположения, и познаются лишь по своим конечным проявлениям на поверхности, представляющим лишь отзвуки и ничтожную часть явления. Сказанным объясняется, что наряду с чрезвычайной важностью познания тектонических процессов, являющихся ключом ко всем геологическим вопросам, познание это сопряжено с громадными трудностями, должно основываться на слишком малом количестве известных фактов, по сравнению с неизвестными, не пренебрегая ни одним из них, и вместе с тем обязательно все время переходить от частного к целому и обратно, в постоянном стремлении к обобщению. Нельзя уже теперь рассматривать геологическое строение какого-либо района безотносительно к тому, какое место он занимает в общем геотектоническом плане. Может показаться, что вся задача вообще неисполнима, и геология бессильна, если она не может еще ответить на самые основные вопросы; но тут и важно уметь отделить факты от гипотез и, не пренебрегая последними, пользоваться ими для накопления новых фактов, в поисках все более и более близких к истине взглядов.

В следующей X главе мы приведем большинство созданных тектониче-

ских гипотез и теорий, в этой же изложим схематически только фактическую сторону вопроса о создании земной поверхности — геотектоники.

В главе III изложены основные краткие данные об устройстве земной поверхности, данные чисто географические. Вспомнив эти главные выводы, перейдем к освещению их с геологической точки зрения.

Поверхность земли по преимуществу водная — $^2/_3$ ее покрыты океанами, распределенными неравномерно: материковое полушарие противолежит водному, является его антиподом. В этом устройстве чувствуется некоторая закономерность, которую иногда пытаются выводить из тетраэдрической деформации земли [2]. Весьма интересной является заостренность всех материков к югу, треугольность их очертаний и ряд других общих особенностей, которые называются *географическими гомологиями.*

На поверхности земли, несмотря на все кажущееся многообразие ее рельефа, резко выделяются два преобладающих уровня: средняя глубина океанов — в 3 700 *м* и средняя высота суши — в 430 *м*. При взгляде из мирового пространства на земную поверхность, лишенную водной оболочки, мы увидели бы громадные плосковыпуклые площади дна океанов, из которых материковые массы поднимаются резкими обрывами около 4 000 *м* высоты. На плоской же поверхности материков местами протягиваются, опоясывая всю землю, относительно узкие возвышенные полосы, — цепи гор; местами, приближаясь вплотную к окраинам материков, они обрываются вместе с ними ко дну океанов, местами же продолжаются и по нему, достигая 10 *км* высоты. В пределах обоих доминирующих плоских площадей— материковой и океанической — мы видим лишь небольшие площади и полоски, сильно выделяющиеся по своей высоте до 9 000 *м* или глубине до 10 000 *м*.

Таким образом средней разницей двух главных уровенных поверхностей земли является 4 *км*, а наибольшей амплитудой глубин и высот — до 19 *км*. Эти величины необходимо иметь в виду при обсуждении процессов движения земной коры [1] (см. рис. 48). Далее мы видим, что подавляющее количество современных гор, — резких морщин земного рельефа, — заключено в двух определенных длинных полосах: широтного *средиземноморского* или *евразийского* пояса, протягивающегося от Гибралтара через Альпы, Карпаты, Малую Азию и Кавказ, Иран, Среднюю Азию, Гималаи и Сиам до Зондского архипелага и Молукк, и меридионального *тихоокеанского*, начинаю-

[1] Если неправильно делать тектонические выводы на основе современной орографии, то, с другой стороны, изучение этой орографии или, вернее, морфологии или современного морфогенезиса имеет громадное значение для установления самых последних молодых тектонических движений, в частности в отношении Средиземного моря. По изучению берегов, островов и гребней самого моря можно сделать очень много интересных выводов, дополняющих общее геотектоническое построение. Так например постплиоценовые поднятия в области Средиземного моря были не только весьма интенсивными, но и разнообразными. Амплитуда молодых недавних опусканий в Ионическом и Тирренском морях достигала до 7 000 *м*. Пролив Гибралтара имеет всего 14 *км* ширины, а глубину не более 320 *м*, тогда как прилегающие части Средиземного моря и Атлантического океана гораздо глубже. Таким образом здесь по существу намечается как бы затопленный горный перевал. Этим обстоятельством еще более подчеркивается недавняя органическая связь противолежащих частей Испании и Африки. Понижение уровня Средиземного моря на 100 *м* оставило бы между Тунисом и Сицилией пролив лишь в 25 *км* шириной. Чрезвычайно различны по своей глубине например оба окружающие Апеннинский полуостров моря. Тирренское море обладает глубинами свыше 3 000 *м*, тогда как Адриатическое в большей своей части (вся северная половина) меньше 200 *м*. На северо-западных берегах Пелопонеса обрыв суши круче чем где-либо в других частях земли. Так например расстояние линий глубины моря от 500 до 2 700 *м* лишь 2,5 *км* по горизонтали, т. е. мы имеем здесь угол склона в 41° с превышением в 220 *м*.

Эти и другие многочисленные примеры показывают чрезвычайное разнообразие строения как дна Средиземного моря, так и различных частей суши, его окружающей, которое скорее всего отражает их глыбовое строение, вызванное значительными молодыми разломами. Эти разломы выявляются и распределением вулканизма и сейсмичности.

щегося от Молукк и проходящего через Филиппины, Японию, Камчатку, Алеуты, Аляску — в западные побережья обеих Америк (рис. 560).

Горные цепи Новой Зеландии, Новой Гвинеи и Антильских островов относятся к тому же тихоокеанскому поясу. С тихоокеанским поясом связаны и глубочайшие узкие, вытянутые океанические впадины (см. рис. 560), таким образом, что в непосредственной близости оказываются полосы земной поверхности с разницей уровня до 14 *км* и с резкой дисимметрией рельефа. *Оба пояса — евразийский и тихоокеанский — являются геологически наиболее молодыми, подвижными, активными частями земной поверхности, находящимися сейчас в состоянии дальнейшего формирования и неустойчивости*, что доказывается приуроченными к ним вулканическими и

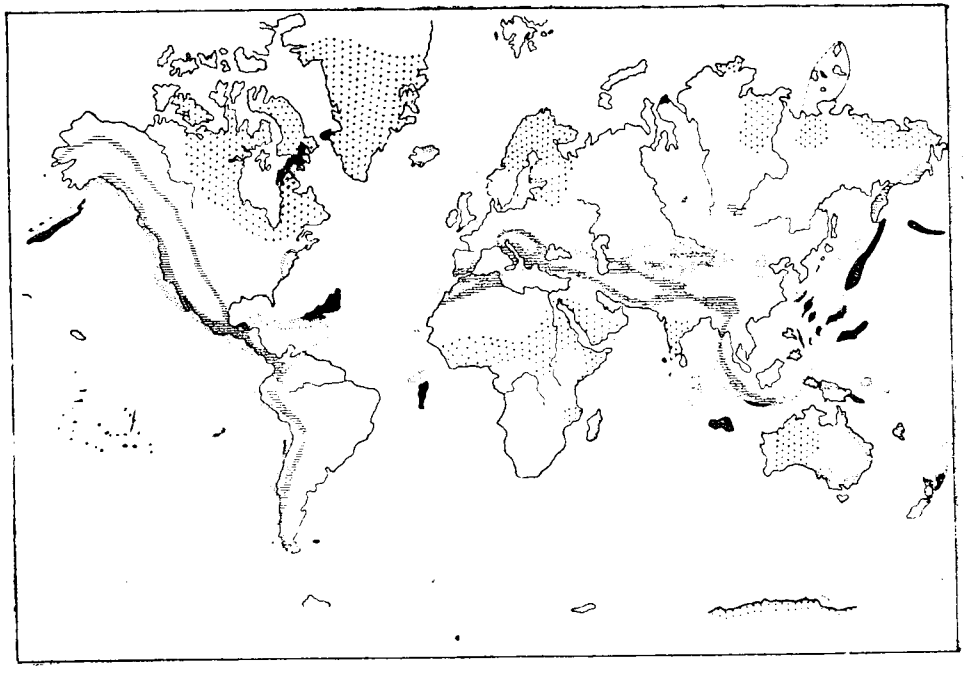


Рис. 560. Карта третичной складчатости и сейсмичности Земли.

Штриховка — третичная складчатость; *точки* — сейсмические зоны; *крестики* — древние массивы; *черное* — наибольшие глубины океана.

сейсмическими явлениями, различными физическими аномалиями (силы тяжести, магнетизма) и быстрыми изменениями очертаний берегов. Именно в островных частях тихоокеанского пояса (Молукки), как мы ниже увидим, наблюдаются происходящие на наших глазах процессы, дающие нам ключ к пониманию горообразования в прошлом. Большинство современных горообразовательных гипотез ищет обоснований и наведений именно здесь, в этих зонах наиболее резкого рельефа земной поверхности, — подвижных и активных берегах Тихого океана.

Выше мы высказали взгляд, что материки и океаны представляют собой основные формы рельефа земли; это однако не следует понимать в том смысле, что их очертания оставались совершенно неизменными на протяжении всей геологической истории.

Наоборот, в главе V мы убедились, что в различные геологические периоды моря значительно перемещались, но все эти перемещения, трансгрессии и регрессии захватывали в сущности лишь пониженные периферические

части материков и *континентальную ступень*[1] дна океанов; эти части океана называются *эпиконтинентальными морями*. Морские осадочные отложения, известные нам на земле, являются осадками именно этих неглубоких зон, континентальной ступени океанов и внутренних, средиземных морей; отложений же глубоководных мы почти не видим и осушившихся частей глубокого дна океанов пока не знаем.

Хотя этому обстоятельству и принято часто придавать решающий характер в пользу *постоянства материков и океанов* (см. § 52), тем не менее в силу других (см. выше) геотектонических соображений вряд ли можно признавать это постоянство. Идея эта порождена была главным образом учением об изостазии, далеко однако еще не доказанной вполне и даже находящейся в противоречии с наблюдаемыми формами земной поверхности. Математические указания на постоянство океанов весьма сомнительны, и даже последние гравиметрические наблюдения более усовершенствованными приборами с подводных лодок, расходясь с прежними, также противоречат признанию дна океанов сложенным другим материалом. Мы уже видели, что и в сейсмических данных эта идея начинает терять свою казалось твердую опору. Новейшие океанографические исследования (сильно превосходящие прежние применением новых быстро работающих приборов) также совершенно изменяют представления о рельефе океанов (особенно Атлантического), устанавливая в нем все большее сходство с материковым. Наконец обнаружение на большой глубине того же Атлантического океана вулканических пород, стекловатых, какие образуются только на дневной поверхности, также говорит против постоянства океанов. Вопрос этот имеет громадную историю, литературу и принципиальное значение. С диалектической точки зрения геотектогенеза вообще постоянство океанов и материков абсолютно недопустимо, и эти две противоположности исторически должны переходить одна в другую, являясь лишь временно фиксированными волнами движения земной коры. С этой же точки зрения отпадает и резкое деление земной поверхности на *стабильные* и *мобильные (жесткие* и *податливые) зоны* и механическое объяснение прогиба последних под тяжестью накопленных осадков. На последнем принципе основано весьма распространенное в геологии учение о геосинклиналях (Ога). Видоизменением его является представление о геосинклиналях как об эпиконтинентальных морях, временами покрывающих особо подвижные части материков (Борисяк) [3].

Теория геосинклиналей сыграла в истории геологии весьма крупную роль. Мы обязаны ею двум выдающимся американским геологам. В 1859 г. Дж. Холл указал, что складчатые горные хребты (дело касалось первоначально Аппалачских гор) сложены породами, отличными от тех, которые развиты в соседних областях со спокойным залеганием слоев; именно, они гораздо более мощны, более однообразны, а складки, в которые они сложены, тянутся на большие протяжения; отсюда и получаются горные хребты. Такие области земной коры, представлявшие очевидно первоначально длинную ложбину, заполнявшуюся однообразными мощными осадками, а затем приподнятую в складки, другой американский ученый Дэна в 1873 г. назвал *геосинклиналями* (по форме ложбины).

В таком первоначальном своем виде теория геосинклиналей претендовала лишь на то, чтобы оттенить строение некоторых горных хребтов. Но уже и в таком виде в ней в зародыше заложена была характеристика двух основных элементов строения земной коры: с одной стороны области накопления осадков и складчатости, с другой — участки земной коры, не собиравшиеся в складки, но и не накоплявшие столь мощных и однородных осадков. Первые были названы геосинклиналями, а вторые — щитами, платформами, континентальными плато. Эти элементы с полной очевидностью и в мировом масштабе выяснились для нас гораздо позднее.

Завершением исследований в этой области являются на рубеже XX века работы Э. Ога. По Огу, вся земная поверхность покрыта сетью геосинклиналей, разделяющих кон-

[1] Эта ступень, шельф, сейчас имеет глубину в 200 *м* и окаймляет с различной шириной почти все материки, включая в себя и некоторые моря целиком (например Балтийское).

тинентальные платформы или щиты. На протяжении истории земли, т. е. с кембрия до наших дней, геосинклинали периодически и более или менее одновременно по всей земной поверхности испытывали крякеобразовательные движения; эти ритмические проявления жизни геосинклиналей, сопутствуемые изменениями физико-географических условий, и представляют тот закономерный процесс, который регулирует все содержание истории земли. Каждый период характеризуется особым, ему свойственным рельефом земной коры (т. е. очертанием геосинклиналей и щитов). У Ога эти последовательные рельефы еще не связаны между собой генетически в одну общую картину. Но после Ога и следуя ему, сделать этот шаг было уже нетрудно.[1]

Холл и Дэна представляли себе геосинклиналь в виде желобообразной ложбины; она углубляется по мере накопления в ней осадков, которые поэтому характеризуются необычайной мощностью и однородностью; в дальнейшем они собираются в складки.

На первый взгляд недалеко ушла от этого представления и схема Ога, построенная на несколько десятков лет позднее.

Схема эта не учитывает однако существования океанических впадин и распределения осадков в любом водном бассейне, где главная масса их скопляется вдоль берегов и почти отсутствует посредине.

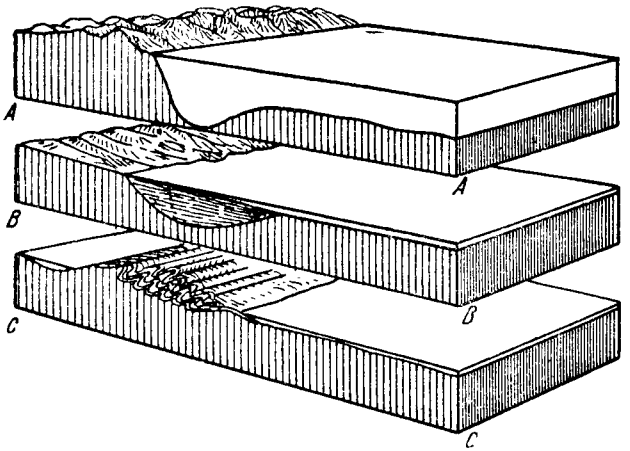


Рис. 561. Диаграмма, изображающая происхождение и перемещение основных структурных элементов, по Грабау.

A—впадина перед хребтом; *B*—геосинклиналь, заполняемая мелководными отложениями; *C*—складчатый хребет, образовавшийся на месте геосинклинали из материала, ее заполнявшего, новая геосинклиналь начинает образовываться параллельно старой сзади хребта.

Ог, ища аналога геосинклиналям в современном рельефе земного шара, остановился на Атлантическом океане; более убийственный пример для теории трудно было придумать, хотя бы уже по совершенно иному характеру распределения осадков в Атлантическом океане по сравнению с тем, как этого требует теория Ога.

По мнению А. Борисяка, та стадия развития земли, которая характеризовалась проявлением геосинклиналей, миновала; совершенно так же, как раньше ее, в докембрийское (т. е. доисторическое — в геологическом смысле слова) время, была стадия, когда не было щитов и пластических областей, и вся толща континентального слоя собиралась в складки. Потом дифференцировались щиты, и складчатость сосредоточивалась лишь в промежуточных пластических областях, притом всегда в одних и тех же поясах; раз ставшая прочной, платформа не проявляла больше пластических прогибов.

Учение о геосинклиналях, разработанное Огом в самом начале XX века и господствовавшее без изменений в течение 12—15 лет, оказалось в свете новых исследований слишком жестким, схематичным и) подверглось критике и переработке. Дюк путем подробного анализа осадочных формаций альпийской геосинклинали показал, что ее мезозойские толщи представляют сложную и пеструю картину чередования разнообразных фаций от глубоководных известняков и сланцев до прибрежных конгломератов и содержит кроме того даже пробелы и стратиграфические перерывы в смене осадков. Дюк отметил, что геосинклинали суть особо гибкие зоны земной коры, расположенные не между материками, как полагал От, а в пределах континентальных щитов, как их части; что для них не обязательна форма узких и длинных каналов и большая глубина; что тип осадков может быть очень различным в зависимости от состава, рельефа и отдаления прилегающей суши, от быстроты накопления осадков и прогибания дна, так что вполне возможны осадки не только морские, но и лагунные, лиманные и континентальные; что не обязательна даже большая мощность их и наличие горообразовательных процессов. Аналогичные взгляды на характер геосинклиналей защищают Стилле и Бубнов. Шухерт на основании изучения геосинклиналей Северной Америки установил четыре типа их: *моногеосинклинали* — узкие впадины вдоль края материка, отделенные от океана невы-

[1] См. таблицы А—К в Курсе исторической геологии А. Борисяка, изображающие ряд последовательных рельефов земной коры, планомерно развивавшихся в течение минувших периодов истории земли. Как в эти палеогеографические карты, так и в представление геосинклинали, как оно излагается в цитированной книге, в настоящее время должны быть внесены существенные поправки.

соким порогом *бордерлендом; полигеосинклинали*, состоящие из двух или большего числа впадин, разделенных геантиклиналями, также вдоль края материка, с разновременным орогенезом; *мезогеосинклинали*, расположенные среди материков, имеющие длинную и сложную историю (например — Тетис), и *парагеосинклинали* на краю материков, отделенные от океана цепью островов подобно современным Японскому, Китайскому и Охотскому морям. Грабау (рис. 561) рассмотрел вопрос о миграции геосинклиналей в связи с горообразованием в них; он предполагает, что геосинклиналь всегда расположена между древней гористой сушей (old land), размыв которой доставляет ей осадки, и низменной окраинной равниной (marginal plain), на которую воды могут трансгрессировать; поперечный профиль геосинклинали не симметричный, как полагал Ог, состав осадков зависит от сноса материала с древней горной страны, которая параллельно с погружением дна геосинклинали поднимается;[1] горообразование в геосинклинали сопровождается погружением этой горной страны (или части ее), на месте которой получается новая геосинклиналь; это и представляет миграцию. Типичным примером являются Гималаи, после поднятия которых у их южного подножия образовалась Сиваликская геосинклиналь, а после ее заполнения и горообразования последняя переместилась еще южнее, и аллювиальная впадина Инда-Ганга представляет современную опускающуюся геосинклиналь с континентальными осадками.

Скупин различает среди геосинклиналей вытянутые узкие континентальные *стеносинклинали* особого характера для пермского времени, в противоположность широким, происходящим из первых, *эйрисинклиналям*. В то время как при первой форме не наблюдается никаких настоящих геантиклиналей, крылья вторых могут превращаться в геантиклинали. Степень опускания геосинклиналей Скупин обозначает так называемым *углом опускания* $= S$ (Senkungwinkel), подсчитать и вычислить который нельзя. Наибольшая величина опускания обозначается им через T (Trochwinkel); эта величина характеризует отклонение всей поверхности впадины от первоначальной горизонтальной плоскости. В среднем первый из этих углов (Senkungwinkel) у эйрисинклиналей выражается лишь несколькими минутами или секундами, причем в средней части опускания этот угол наименьший и увеличивается к краям. Рост бассейнов отложения определяется увеличением угла опускания S. На примере различия геосинклиналей разных геологических периодов Западной Европы Скупин рассматривает их эволюцию и на основании ее — ход эпейрогенических движений.

Не излагая здесь всех различных взглядов на геосинклинали, отметим, что вероятно последовательность процесса обратная, чем обычно принимается, т. е. заполнение есть функция опускания.

Подвижные полосы земной коры, находясь в течение долгих периодов в состоянии медленного опускания, являются поэтому и зонами сильнейшего накопления отложений неглубокого моря. За последнее говорит грубообломочный характер их. Он же требует допущения близости поднимающейся суши и гор, размыв которых мог бы давать обломочный материал. Мощные осадочные свиты можно поэтому рассматривать как зафиксированные в земной коре зоны опускания ее, называя их *геосинклиналями*. Учение о геосинклиналях в настоящее время является господствующим в геологии и детально разбирается в руководствах по палеогеографии и исторической геологии. Наиболее постоянной и важной геосинклиналью являлась Тетис, или средиземноморская (евразийская), протягивавшаяся от Гибралтара до Суматры с палеозоя до третичного времени, которую представляют себе в виде ряда бассейнов различной глубины, местами и временами разобщавшихся между собой. После заполнения геосинклинали и выпучивания ее дна при сближении краев на ее месте возникали складчатые цепи, обнаруживающие колоссальную мощность осадков (до 19 000 *м* в Новозеландской геосинклинали); складчатые цепи являются, так сказать, зрелыми геосинклиналями (рис. 561). К процессу формирования морских геосинклиналей приравнивается и заполнение отложениями опускающихся континентальных впадин, имеющее громадное значение особенно в пустынных областях,

[1] Процесс уплотнения отложений в общем заключается в уменьшении пористости их и увеличении плотности, однако без обязательного уменьшения объема; уменьшение пористости происходит двумя путями: или сжатием или заполнением пор новообразованиями, цементацией.

Факторами уплотнения являются: вес, давление вышележащих масс, статическое, и давление кинетическое начавшегося и продолжающегося тектогенеза.

замкнутых котловинах и предгорьях хребтов, из которых выносятся большие массы рыхлого материала. Примером таких современных континентальных геосинклиналей могут служить Фергана, Кашгария, Закавказская низменность, Северо-индийская низменность рек Инда и Ганга, дельта Янтцзяна, Большой бассейн Северной Америки, в верхнепалеозойское же время — геосинклиналь Средней Европы.

В основании учения о геосинклиналях лежит представление, что периоды трансгрессии (наступания моря) на континентальных платформах ознаменовывались регрессиями (отступаниями моря) в самих геосинклиналях и обратно, или, вернее, представление о больших медленных колебаниях геосинклиналей, опусканиях их дна, прерывавшихся временными вспучиваниями его, вызывавшими затопление краев материков эпиконтинентальными морями и обмеление геосинклиналей. Для возможности накопления больших толщ отложений необходимо наличие трех условий: 1) выступающей над уровнем воды суши, подвергающейся денудации, сносу

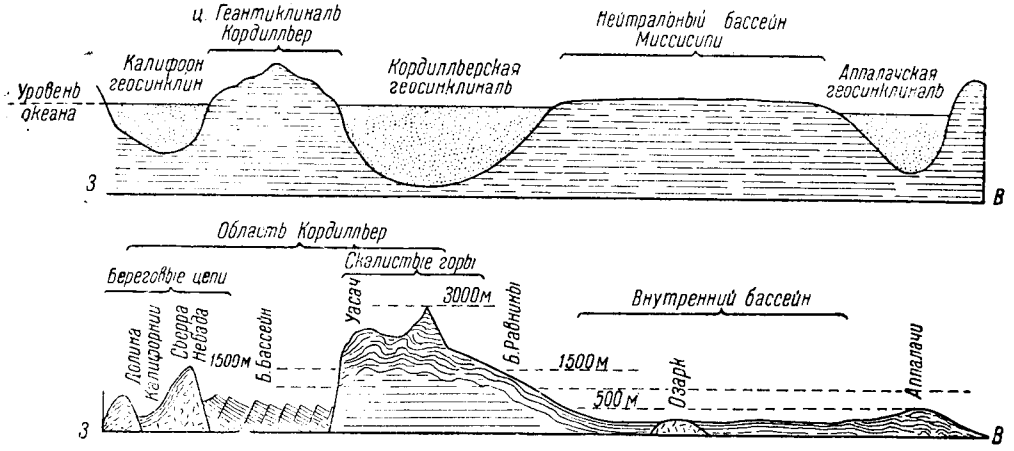


Рис. 562. Эволюция геосинклиналей Сев. Америки, по Шухерту.

в течение долгого периода или нескольких следующих друг за другом, вследствие продолжающегося ее поднятия в несколько приемов, тектонических фаз; 2) близости этой суши с районом накопления, т. е. наличия берегов у геосинклинали; 3) опускания района отложения как начального, так и последующего, для поддержания способности к дальнейшему восприятию все нового и нового поступающего в него материала.

Иначе говоря, необходимо наличие активной зоны поднятия, окружающей или окаймляющей активную же зону опускания, для постепенного перемещения материала с первой во вторую; само это перемещение при этом постепенно из следствия противоположных радиальных перемещений двух соседних полос литосферы переходит если не в причину, то в фактор, содействующий опусканию. Таким образом перед каждой растущей вверх орогенической цепью следует допустить наличие *зоны отложения, загружения, опускания — фронтальной впадины* (Vortiefe — немецких геологов), стратиграфия осадков которой находится в полной связи и зависимости от процесса возникновения данного складчатого хребта; перерывы и несогласия внутри этих толщ хорошо отображают периоды тектонического покоя и движения хребта. Мы знаем целый ряд таких фронтальных и краевых зон опускания, уже изученных в этом смысле особенно хорошо, вдоль северной окраины альпийской складчатости Средиземноморья и Сев. Америки (рис. 562), а также в других частях пояса альпийских третичных складок

(северная Индия — вдоль края Гималаев, западная Аргентина — вдоль восточного края Анд и др.). Отложения этих зон обычно грубообломочные и носят разные местные названия: *адырных* в Фергане, *молассы* перед Альпами, *сиваликских* в Индии и пр.

Края зон опускания, в которых можно видеть современные геосинклинали (см. рис. 561), являются наиболее тектонически активными (и сейсмичными поэтому), в общем флексурного строения. Благодаря значительным напряжениям, здесь возникающим, образуются разрывы и различные нарушения, с обычным надвиганием горных окраин на котловины. В силу этого здесь часто наблюдаются ненормальные залегания свит более древних на младших, ошибочно иногда принимаемые за большие перекрытия.

В отличие от последних амплитуда таких окраинных надвигов не велика, а направление движения не однородно, так как определяется только положением зоны опускания; например по южной окраине Ферганы такие надвиги направлены на С, а по северной — на Ю, т. е. в обоих случаях на опускающуюся ферганскую котловину. То же явление и по краям впадин: таримской, баварской, закавказской и ряда много меньших внутригорных.

Все развитие геосинклинали можно представить себе в виде трех главных процессов: 1) ее эволюции, состоящей в медленном опускании, — или фазы геосинклинальной в тесном смысле; 2) ее революции, фазы орогеновой, заключающей три последовательных момента: а) поднятия отдельных частей содержимого геосинклинали; б) поднятия, вздымания всего содержимого в целом, сопровождаемого всевозможными его дислокациями, и в) распадения выжатой и поднятой массы на два крыла (веера орогена) и дальнейшего надвигания их, во взаимно противоположных направлениях, сопровождаемого горизонтальным удалением друг от друга, на прилежащие края не захваченных процессом частей литосферы; последним упрощенно присваивается понятие *рамы* (краев, сжимающих орогеновую полосу), *фронтальной области* (Vorland — немецких авторов) спереди надвигающегося складчатого комплекса и *тыловой области* (Hinterland) сзади него; это надвигание на края таких рам, или вернее платформ, вызывает загружение и следовательно опускание, подмятие их растущей складчатостью, перекрытие молодых отложений последней предшествующей фазы краевой зоны смятыми более древними массами хребта и погружение вторых в первые (например перекрытие и погружение передних частей альпийских покровов в толщу флиша); 3) поднятия в целом и процесса распада образовавшейся складчатости, который начинается немедленно вслед за первой ее фазой, в дальнейшем сопровождая их все.

Окончательное построение складчатой зоны с характерными для нее краевыми шарнажами и надвиганиями обыкновенно предшествуется или менее интенсивными или более локализованными складкообразованиями, захватывающими ограниченные пространства. Последние дают менее значительные складчатые элементы. В более сильную фазу эти первоначальные незначительные складки смещаются, сдвигаются к фронтальной, передовой области, которая приобретает вместе с тем большую жесткость, реагируя на дальнейшее давление преимущественно колебательными движениями. В то же время в тыловой части, сзади передовых складок, деформации продолжаются, создавая новую зону интенсивных складок, которые в следующую интенсивную фазу дадут начало большим шарнажам, надвигающимся на передовые более старые складки. Таким образом все большие складчатые зоны, возникшие обычно из больших геосинклинальных впадин, представляются соединением серии более мелких морщин, несинхроничных, возникавших последовательно в различные времена. [1]

[1] Для всех процессов движения и формирования земной коры Хаарманом (1926) был предложен термин *тектогенез*, более удобный чем *орогенез* (горообразование).

Совокупность и место действия всех трех описанных процессов можно называть *орогеном*, или *оросинклиналью* (Кобер) [4].

Принимая такую последовательность процессов, естественно допустить, что отложения, заполняющие геосинклиналь, еще рыхлые и влажные, деформировались, давая начало последующим большим тектоническим структурам, являясь их эмбрионами и их в известной мере предопределяя. Эти деформации происходили непрерывно и задолго до орогенического, революционного пароксизма, прекратившего существование самой геосинклинали. С этой точки зрения генетически весьма интересными являются исследования деформаций и структур современных рыхлых отложений до уплотнения их в горные породы.

Незнание геологии и особенно тектоники океанов все же лишает нас вполне твердых суждений, невольно заставляя делать все геотектонические выводы и умозаключения на основании исследования лишь суши, т. е. $^1/_3$ поверхности земли, а на самом деле еще меньшей ее части, так как геологически, а особенно тектонически, исследовано не более 20% суши, или $^1/_{15}$ поверхности земли.

Материки можно рассматривать с точек зрения *физико-географической*, *морфологической* и *структурной*.

Во всех материках мы усматриваем *две главных морфологических категории форм* — положительные и отрицательные, *возвышенности и впадины, по своему происхождению разбивающиеся на следующие четыре структурные группы:*

1. *Древние площади* (*щиты, темя, плиты, платформы* и пр.) — *антарктическая, русская* или *финно-сарматская, сибирская* или *ангарская* и *канадская* или *лаврентьевская* — обширные пространства с незначительной средней высотой (кроме Антарктики). Они являются внутренними, основными массами более старой конструкции соответствующих материков; на смятых и сглаженных древнейших породах лежат горизонтально или с очень незначительными нарушениями позднейшие отложения. Состояние относительного временного равновесия и устойчивости этих платформ является их общей отличительной чертой, которую однако они смогут утратить, перейдя в противоположный следующий тип (рис. 561).

2. *Складчатые сооружения — орогены* различного возраста, опоясывающие или пересекающие сравнительно узкими полосами материки; поднятые затем складчатые полосы создают самые возвышенные их точки — горные хребты и цепи. Однако не следует отождествлять понятия горных цепей и складчатых зон, равным образом неправильно отождествлять складкообразование с горообразованием и вообще смешивать понятия физико-географические с геологическими.

3. *Глыбовые нагорья* — разбитые части земной коры, перемещавшиеся преимущественно радиально. По большей части это куски древних складчатых цепей, выровненные и поднятые в последующие горообразовательные фазы; эта выровненность является их характерной чертой. Если теми же процессами поднимаются части горизонтально-слоистого сложения, то возникают глыбовые плоскогорья — столовые нагорья, по внутреннему строению следовательно сильно отличающиеся от первых.

4. *Вулканические горы* играют в строении земли незначительную роль. Самостоятельный характер имеют лишь вулканические цепи внутренней (восточной) Африки, насаженные вдоль большого пояса разлома, т. е. обусловленные тектоникой. Интрузивные вулканические образования лишь в редких случаях проявляются в рельефе (см. лакколиты, рис. 274—279).

Для познания устройства земной поверхности наибольшее количество геологических данных мы находим в складчатых полосах ее. Поэтому и геотектоническое районирование лучше всего проводится на основании рассмотрения указанных выше элементов.

Тщательное стратиграфическое изучение взаимных отношений пластов (§ 48) и целых свит, особенно в разрезах больших гор, параллельно с изучением их дислокационных форм, приводит к убеждению в многократной повторяемости тектонических процессов, в частности складкообразования. Еще раз подчеркнем, что не следует говорить о периодичности этих процессов, но лишь о повторяемости их, так как во времени они распределены весьма неравномерно, и никаких правильной протяженности периодов как действия процессов, так и промежуточных между ними пока не удалось установить,[1] так же как нет правильности повторения и сейсмических ударов. Это невозможно уже по той же причине чрезвычайно малой геологической исследованности, о которой была речь выше, и особенно по полной неизвестности истории формирования тех громадных частей земной коры, которые сейчас заняты океанами. Каждое новое тектоническое исследование ежедневно вносит изменения в созданные схемы, и поэтому лучше еще не гнаться за их чрезмерной жесткостью и не преувеличивать их значения, тем более что большинство схем разработано на данных изучения Западной Европы или США (причем и они между собой не вполне совпадают), и необязательна их повсеместная полная применимость. Однако некоторые наиболее крупные этапы *геотектогенеза* протекали довольно универсально по всей земле. Эти немногие мы называем *периодами складчатости;* они в свою очередь делятся уже на менее универсальные *фазы* и *подфазы.*

Приводим краткую таблицу важнейших периодов и фаз складчатости.

Таблица 79

	Периоды	Фазы	Геологическое время
Древние	Протерозойские Каледонский	Древняя — таконская Молодая или собственно каледонская	Между нижним и верхним силуром Между верхним силуром и нижним девоном
	Варисцийский или герцинский	Древняя	Между нижним и верхним карбоном
		Молодая	Между пермью и триасом
Молодые	Киммерийский	Древняя	Между триасом и лейасом
		Молодая	Между юрой и нижним мелом
	Альпийский	Древняя, или ларамийская	Между мелом и третичным периодом
		Средняя, или пиренейская	Между нижним и верхним третичным временем
		Молодая — валлахская	Верхнетретичное

Примечание. Вместо названий „древняя", „молодая" можно применять также „нижняя" и „верхняя".

[1] Несмотря на увлекательные попытки Джоли и Хольмса (см. гл. X).

Подробно этими вопросами и сопоставлением тектонических фаз во всех частях света занимается *сравнительная тектоника* [5]. Наконец,

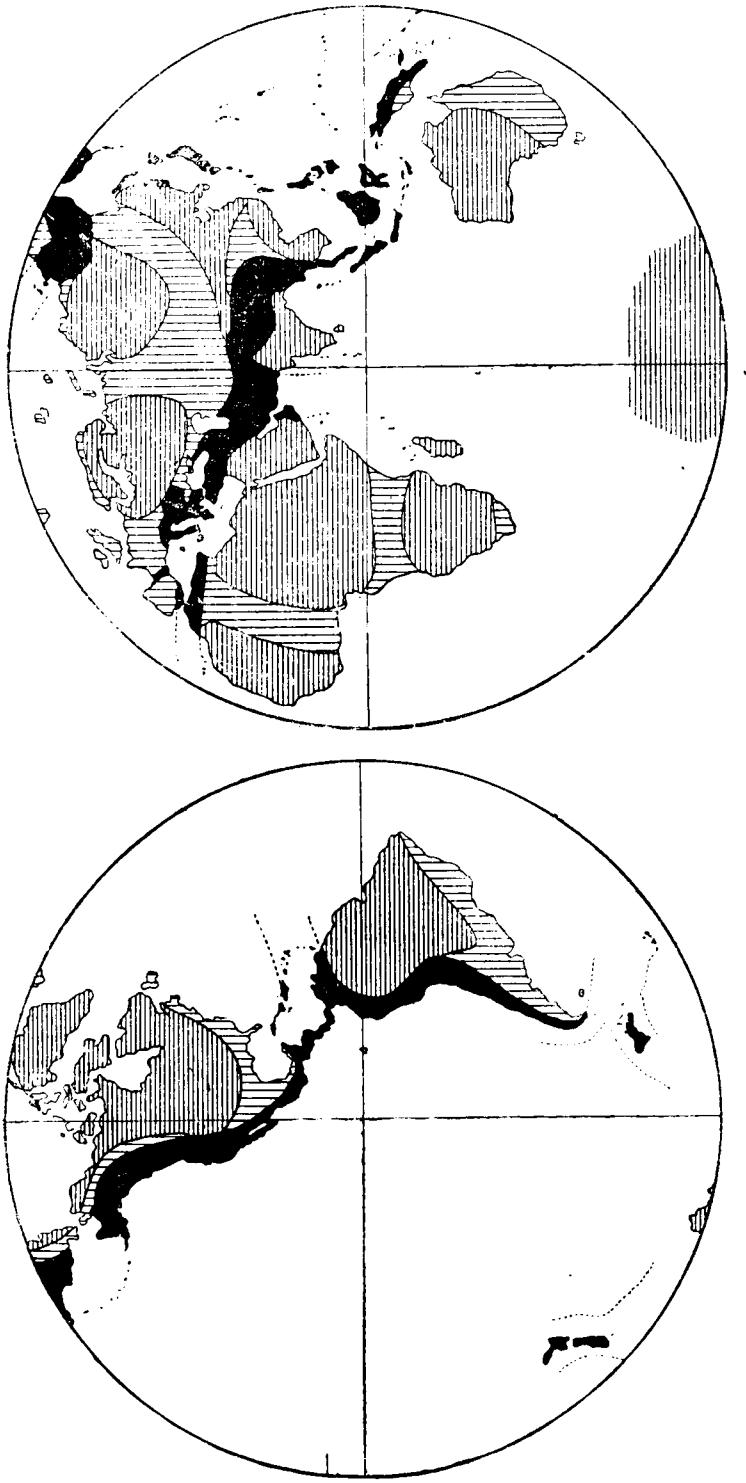


Рис. 363. Тектоническая карта Земли по Коберу. 1928 г.
Горизонтальная штриховка — архейды; вертикальная штриховка — палеиды; черное — альпиды.

обобщая все складчатости еще более, говорят о *молодых* и *древних складчатых системах*, которые совершенно схематически мы и рассмотрим.

Повторяемость, эпизодичность, кратковременность *складкообразовательных процессов,* разделенных долгими периодами покоя, или медленных вертикальных колебаний больших участков земной коры, представляет весьма большое значение. К этому положению присоединяется еще известная *одновременность проявления* по всему земному шару некоторых главных *складкообразовательных эпизодов,* говорящая и за общность основных процессов и причин, их вызывающих (рис. 563).

Анализируя характер расположения различных складчатых цепей, можно притти к выводу, что их направление и форма для каждого периода определяются преимущественно двумя факторами: положением подвижных областей, с одной стороны, и платформ и устойчивых масс, с другой.

Основные элементы общего плана строения земли были впервые в отчетливой форме изложены, хотя и весьма кратко, Эд. Зюссом в небольшой статье в 1898 г. [*6*]. В ней он указал следующие главные линии северного полушария:

1. Система уралидов от полуострова Канина, Тимана, Новой Земли и Вайгача до Мугоджар с вероятным схождением ее на юге с средне-азиатскими складками. В Западной Сибири параллельно этой уральской системе проходят складки, названные им *киргизскими.*

2. Далее на севере Сибири им были намечены: Таймырская и Верхоянская дуги, по существу установленные лишь в самые последние годы, т. е. через 30 лет после указаний Эд. Зюсса.

3. В пределах Восточной Сибири им намечен важнейший прибайкальский центр обрастания складками различных периодов.

4. Область складчатых островных гирлянд западной части Тихого океана.

В пределах Средней Азии им подробно была намечена грандиозная складчатая система Тянь-шаня и ее взаимоотношения с Гималаями и Гиндукушем.

Наиболее существенным выводом из всего построения Эд. Зюсса для евразийских складчатых зон является признание сохранения на протяжении многих периодов складчатости единого плана, который наметился впервые еще в докембрийское время. Этот древний план проявляется и до самых новых геологических эпох, хотя и различными, на первый взгляд чуждыми друг другу, структурами.

Эта идея Эд. Зюсса, несмотря на все многочисленные изменения и дополнения, по существу остается в силе и до настоящего времени. Точно так же, как и для Евразии, Эд. Зюссом были указаны основные черты строения обеих Америк: наличие внутри каждой из них древних, ранее сложившихся, более устойчивых масс — лаврентьевской или канадской в Северной Америке и бразильской в Южной Америке и основные отличия их от евразийских. Равным образом и для Северной Америки им было указано единство и постоянство плана, по которому происходило нарастание складчатых зон в течение различных геологических периодов. Но вместе с тем Зюсс отметил противоречие, как бы существующее в расположении складчатых зон Нового света и Старого света в отношении океанов. Это различие по его мнению легло в основу и различных теоретических представлений европейских и северо-американских геотектоников. Вторые развили представление об образовании складчатых зон вследствие опускания океанов, именно по той причине, что в Америке к такому выводу приводит расположение складчатых систем. Этот же взгляд северо-американских первых тектоников (Дэна, Леконт, Детон) привел путем логического развития к учению об изостазии, и до настоящего времени пользующемуся особым признанием именно в Северной Америке.

5. Эд. Зюссом было указано на то, что северная часть Атлантического океана моложе окружающих его материков и складчатых зон этих матери-

ков. Вместе с тем он же отметил и различный возраст и происхождение Атлантического и Тихого океанов — идея, которая и в дальнейшем продолжала все больше развиваться и углубляться и приобретала весьма различное освещение в разных тектонических гипотезах.

6. Им было отмечено чрезвычайное противоречие и различие между строением северного и южного полушарий, на которое также указывают целый ряд авторов последнего времени.

7. Идеи о деформациях земного шара вследствие его сплющивания от вращения изменения положения полюсов также были отмечены Эд. Зюссом, причем он считал довольно существенными в то время впервые высказанные (Рейером) предположения о значении силы тяжести в тектонике и о процессах скольжения масс от более поднятых частей к опущенным. В последнее время эта идея была значительно подробнее разработана Хаарманом. Эд. Зюсс по поводу этого выражался таким образом, что когда нам удается окинуть взором, т. е. исследовать вообще всю поверхность земли и выяснить вероятные области стока масс, т. е. поднятий эпейрогенических, и обратные области — понижения, куда эти массы могли устремляться (идея *геотуморов* Хаармана, см. главу X), или, иначе говоря, когда выявится закономерность и причинность развития основных колебательных движений земной поверхности, то вся проблема геотектоники может быть получит надлежащее освещение.

8. Сравнивая материковую часть северного полушария с океанами, Э. Зюсс отмечал чрезвычайное различие между ними, заключающееся в том, что именно в течение геологических эпох перемещения материи на материках и направления, по которым они происходили, выраженные в расположении складчатых зон, происходили по определенному, всегда одному и тому же плану; с другой стороны, в океанах такого постоянства и последовательности строения он не находил и, наоборот, указывал на изменчивость их очертаний: трансгрессии, образование новых океанов и т. д. Таким образом, говорил он, очертания материков и морей меняются на протяжении геологической истории, несмотря на постоянство плана тектонических линий.

Эта *идея о постоянстве нарастания складчатых зон, с одной стороны, и нарушении их последующими разломами с преимущественным обрушением, с другой — проходит красной нитью через весь синтез Эд. Зюсса;* впервые же она была высказана в небольшом докладе в Венской Академии наук 9 декабря 1886 г. [7].

В значительной мере в соответствии с идеями Зюсса и Наумана, также чрезвычайно давно — в 1888 г. — А. П. Карпинским были высказаны соображения «О правильности в очертании, распределении и строении континентов» [8].

Все эти более старые геотектонические представления, как мы в дальнейшем увидим, обыкновенно базировались главным образом на орографических, топографических понятиях. Этим объясняется известная неудовлетворительность тектонической терминологии, удержавшаяся по традиции до настоящих дней, как например два основных термина — «орогения» и «эпейрогения». Орогения или горообразование — неудачный термин потому, что, как уже довольно давно известно, горы (так называемые положительные элементы земного рельефа) или поднятия — вовсе не обязательно образуются именно теми тектоническими процессами, которые называются орогеническими, а наоборот, преимущественно поднятиями в целом, колебательными движениями, которые по существу относятся к процессам, называемым эпейрогеническими; с другой стороны, эпейрогенические процессы, т. е. колебательные движения больших частей земной коры, захватывают и создают вовсе не только те части, которые в настоящее время представляют собою сушу, но в такой же совершенно мере вероятно воздействуют и на части, занятые

морями. Неудовлетворительность этой терминологии давно уже чувствовалась различными авторами, и совершенно правильно было предложено Хаарманом (1926 г.) вместо термина «орогенез» или «горообразование» употреблять термин *тектогенез*, как процесс, образующий структуру данной части земной коры (Gefügebildung).[1] По *теории двустороннего орогена* Кобера (1914 г.), ороген состоит из двух симметричных ветвей, расходящихся от центральной зоны так называемой *срединной массы* (Zwischengebirge) и надвинутых на прилежащие платформы. Таким образом всякий ороген сопровождается двумя платформами, причем при широтном простирании его северной ветви наблюдается опрокидывание и надвигание на северную платформу, в южной ветви — на южную. Сравнительно недавно (1932 г.) Кобер предложил более дробное деление орогена на зоны, основываясь главным образом на изучении строения Альп. В этой области уже давно выделен ряд зон, ряд покровов, характеризующихся каждый своими особенностями. По мнению Кобера, деление Альп может быть распространено и на весь средиземноморский ороген и мало того — вообще на все альпийские орогены. Поскольку это деление таким образом носит не местный характер, а имеет более широкое значение и превращается уже в своего рода теорию

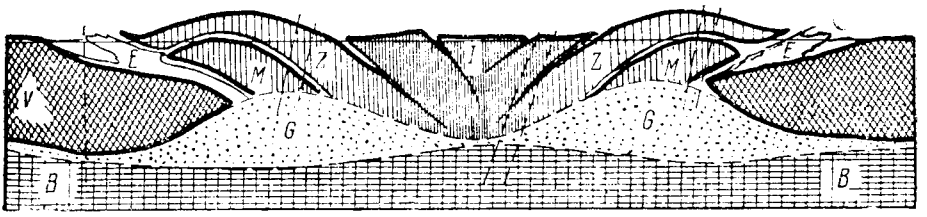


Рис. 564. Схематический разрез орогена, по Коберу. 1930 г.

V — форланд; *E* — экстериды; *M* — метаморфиды; *Z* — централиды; *I* — интериды; *G* — гранитовая зона; *B* — базальтовая.

строения орогена, удобнее заменять местные географические названия отдельных альпийских зон более общими терминами. Предложенная Кобером новая схема орогена следующая (рис. 564):

а) краевая часть орогена, отделяющаяся от форланда фронтальной впадиной — *V* (Vortiefe), называется *экстернидами* (*E*),

b) следующая зона — *метаморфиды* (*M*), которые иногда совершенно перекрываются третьей зоной

c) *централидами* (Z),

d) наконец срединную часть орогена занимают *интериды* (*I*).

Двигаясь дальше вкрест простирания, встречаем в обратном порядке те же зоны другой ветви орогена. Каждую из этих зон характеризуют свои специфические тектонические формы и присущий им литологический состав пород.

В качестве одной из характеризующих альпийскую складчатую зону особенностей еще Эд. Зюсс указал на зеленые основные изверженные породы. В дальнейшем их значение было особенно оценено и отмечено Штейнманом, назвавшим их *офиолитами*, и Штаубом, который их характеризует как *спутников тектонических движений, захватывавших глубинные части*. Эти зеленокаменные породы — *офиолиты* или *геосинклинальные породы* — обыкновенно представлены габбро, перидотитами, диабазами, змеевиками.

Эд. Зюсс писал о них:

«Зеленые горные породы являются жильными породами дислоцированных районов, которые местами переслаивают осадочные отложения, ме-

[1] „Tektogenese" oder „Gefügebildung" statt „Orogenese" oder „Gebirgsbildung".

стами же заполняют промежутки между поверхностями дислокационных движений. *Эти породы являются*, может быть, *наиболее надежными генеральными линиями средиземноморской складчатой зоны*». Помимо этой важной заслуги Эд. Зюсса, отметившего руководящее значение офиолитов, ему принадлежит несомненно важная роль пионера, вложившего структурное содержание в орографические представления. В настоящее время принято считать это скорее виной Эд. Зюсса, причем его упрекают, что он подменил тектонические представления орографическими. По существу же конечно это не так. Естественно, что по состоянию знаний того времени, при полной почти неисследованности всей Азии и Африки, почти всей Южной Америки и Австралии, большего содержания, чем это было сделано Эд. Зюссом, он вложить и не мог.

Третьей заслугой синтеза Эд. Зюсса, в частности в отношении Средиземного моря, является то, что в данных им тектонических схемах он сознательно оставил, так сказать, свободными концы тектонических линий, не замыкая их обязательно между собой. В этом отношении его схемы быть может представляют бо́льшую правильность, чем значительно более поздние и подробные Стилле и Кобера, стремящиеся обязательно к замкнутым фигурам. Исходя из основного представления о процессе складкообразования, эти замкнутые фигуры по существу являются конечно искусственными. Новейшие авторы (Штауб [*9*], Зейдлиц [*10*], Арган [*11*] и другие) сплошь и рядом примыкают в этом отношении более к представлениям Эд. Зюсса. Во всех попытках реконструкции складчатой зоны, подобной средиземноморской, необходимо представлять себе, что *расположение складчатых цепей определяется бывшими очертаниями, планом данной геосинклинали, со всеми ее боковыми ответвлениями и вне ее находящимися, однако исторически своим возникновением связанными, мульдами, а также внутренними массивами более древнего происхождения, лежавшими среди геосинклиналей*. Только этим путем можно представить себе как различный характер фаций и складкообразования в разных частях главной геосинклинали, так и различные изгибы и отклонения вокруг находившихся среди нее древних массивов, так, наконец, и возникновение по бокам (кулисообразно по отношению к главной геосинклинали) боковых мульд или *орогенов второго порядка* (по терминологии Стилле и Вильзера).

§ 51. МОЛОДЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

На пространстве Западной Европы можно выделить несколько различных по возрасту структурных зон. Южную часть Европы занимает самая молодая складчатая зона — *альпийская*. Севернее ее располагается, протягиваясь от Англии через Германию, Карпаты и Венгрию, верхнепалеозойская или *варисцийская* складчатая зона (зона варисцид). Еще севернее — через Скандинавию, Данию, Польшу и до Дуная (у Вены) проходит зона древнепалеозойских образований — *каледонид*. Еще старше *бонды*, протягивающиеся почти меридионально из южной Швеции до Богемского массива и далее в Венгрию, затем *скифиды* — уже докембрийское образование, предположительно пересекающее Русскую плиту от Финляндии до Дона. Наконец древнейшим структурным элементом Европы намечаются *галло-ботниды*, распространяющиеся из Финляндии на запад через южную Швецию и оттуда меридионально пересекающие Францию (рис. 565 и 566).

История средиземноморской геосинклинали рисует ее нам в палеозойское время как южную часть большого геосинклинального пространства Европы, к которому принадлежали также Германия и Англия. В этой геосинклинали отложились мощные палеозойские толщи, которые встречаются также и в Испании, Атласе и в Альпах. Но в то время как эта палеозойская геосинклиналь замерла в своем структурном развитии в Германии,

Франции и Англии полностью, в Испании в значительной степени. Альпийская область после верхнепалеозойской орогении вновь испытала значительное погружение, дав в мезозойское время начало новой, меньшей, геосинклинали, в которой, так же как и в палеозойское время, отлагались опять-таки геосинклинальные осадки с характерными *средиземноморскими* породами и фаунами. В этот период времени возникли те мощные альпийские известняковые массы, которые мы видим в так называемых Известковых Альпах, и те своеобразные фауны, которые встречаются только в этой области (например гальштадтская фауна триаса, которая никогда не встречается во внеальпийских зонах). Уже на ничтожных даже расстояниях за пределами Альп мы не встречаем этих характерных для них фаун, тогда как в альпийской зоне мы можем проследить присутствие их на громадных расстояниях от собственно Альп до Гималаев и Зондского архипелага. Таким образом средиземноморская геосинклиналь или Тетис представляется стратиграфически и фаунистически определенной грандиозной едини-

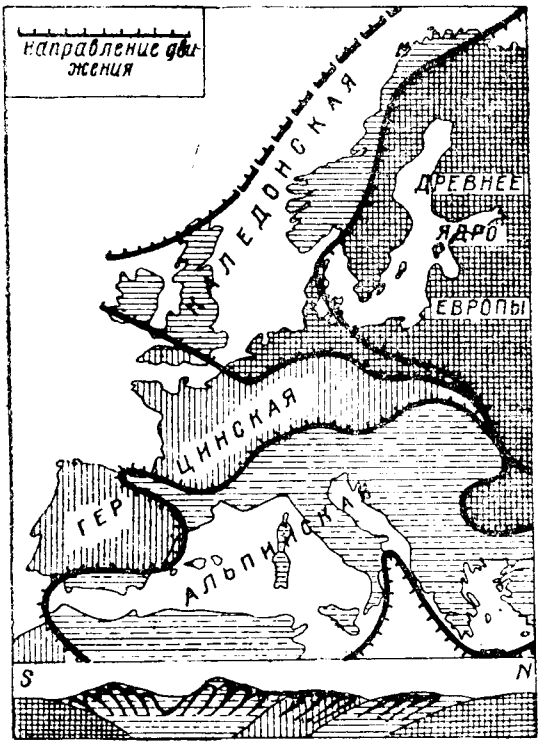


Рис. 565. Складчатые системы Западной Европы, по Стилле.

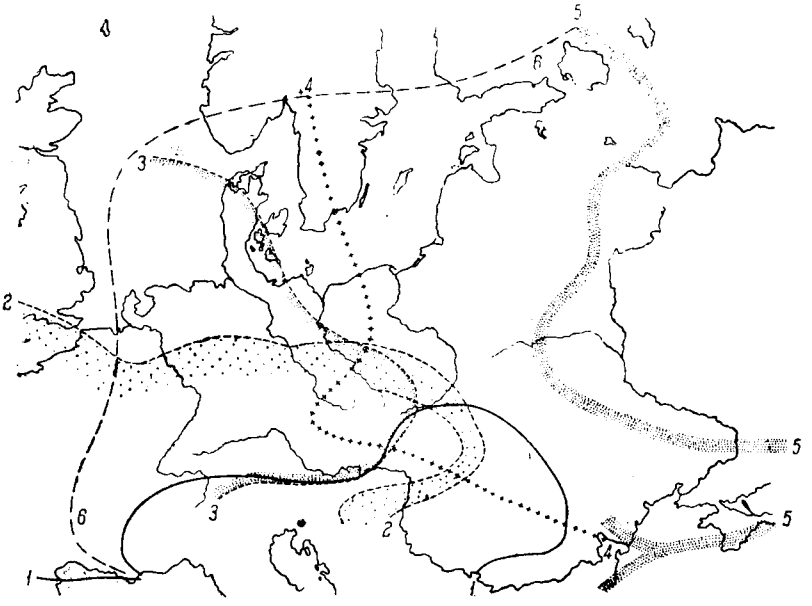


Рис. 566. Складчатые системы Западной Европы, по Лимановскому.

1—альпиды; *2*—варисциды; *3*—каледониды; *4*—боиды; *5*—скифиды; *6*—галло-ботниды.

цей, сохранявшей свое значение в палеозойское, мезозойское, частью и в кенозойское время; можно думать, что остатком ее является современное Средиземное море. Начиная с мелового времени, в течение всего кенозоя и до настоящего времени продолжалось образование альпийской складчатой зоны. Главная фаза этого образования относится к среднему мелу (догозауская), затем оно продолжалось в эоцене, в олигоцене и плиоцене (см. таблицу 79 на стр. 729).

Евразийский складчатый альпийский пояс начинается около Гибралтара в Марокко (Атласом) и на Иберийском полуострове (Испания) — Пиренеями и Сьеррой-Невадой. По Коберу [*12*] здесь же начинается и раздваивание орогенической зоны, таким образом, что Атласом начинается южная ее ветвь, продолжающаяся затем в Апеннины, Динариды, Геллениды, Тавриды и Иранские цепи: при этом у всех направление движения складок — на Ю, тогда как испанские цепи (Бетская, Пиренейская) начинают собой северную ветвь, везде надвинутую на С и заключающую далее на восток — Альпы, Карпаты, Балканы и Кавказ. По Зюссу же Атлас и Апеннины относятся также к Альпидам. Однако отсутствие связи Атласа с Бетской цепью и наоборот большая однородность его с Апеннинами, причем обе цепи надвинуты на Ю, а также все более выясняющаяся антагоничность Динарид и Альп заставляют признать схему Кобера более удачной.

Таким образом все складчатые системы области Средиземного моря разделяются на две — Альпийскую и Динарскую, причем каждая из них представляет собой односторонне построенную систему, направленную: первая — на С, на Среднюю Европу, а вторая — на Ю, на Африканскую платформу.

Расстояние между Альпийской и Динарской ветвями *средиземноморского орогена* везде близко к 1 000 *км*, так:

Гвадалквивир — южный склон Атласа	700 *км*
Устье Роны — южный склон Атласа	1 000 „
Карпаты — Адрия	900 „
Балканы — Крит	900 „
Крым — Кипр	1 100 „
Владикавказ — Сирия	800 „

В местах близкого схождения обеих ветвей, наибольшего сдавливания, мы имеем (по Коберу) область корней и рубцов (Narbentypus — Гибралтар, Ломбардия), в местах же расхождения их — расширенный тип орогена с зонами промежуточных нагорий (Zwischengebirgtypus): Тирренское море, венгерская низменность, средняя часть Балканского полуострова и Малой Азии. Рубцовые, корневые области характеризуются вертикальным и веерным расположением свит, большим количеством вулканических интрузий и избытком силы тяжести, тогда как обеим ветвям орогена присущ дефект силы тяжести и сложное покровное строение. Зюссом было указано, что при общей дугообразности большинства складчатых цепей (кроме немногих — Пиренеи, Кавказ, Апеннины) выходы вулканических пород приурочены всегда к внутренней стороне дуг — вогнутой, опущенной (Innenland), тогда как внешняя, выпуклая представляет собой наиболее интенсивную складчатую зону, наклонную и надвинутую на лежащую впереди область (Vorland). Этот взгляд полностью сочетается и с гипотезой орогена Кобера. Самая причина дугообразности складчатых систем лежит, по мнению Зюсса [*13*], в отклоняющем на них влиянии лежащих впереди древних твердых массивов (рис. 567); по мнению Гейма [*14*] — является при ослабевании интенсивности складчатости, и по мнению Лоренца [*15*] — объясняется влиянием интерференции последующего складкообразования на первое, при действии под косыми углами; наконец возможно предполагать возникновение дуг вследствие извилистости береговых очертаний геосинклинали, породившей складчатую систему. С последней точки зрения весьма интересно стремление

многих авторов к параллелизации наличных законченных складчатых систем (как Альпы) с формирующимися на наших глазах в виде восточно-азиатских островных гирлянд (Молукки и пр.) [*16—19*].

Упомянутые уже выше тихоокеанские глубокие впадины располагаются по большей части впереди и вдоль внешних выпуклых частей складчатых дуг, кроме берегов Южной Америки, и очевидно так или иначе связаны с их образованием. Мы предполагаем возможность таких условий и в прошлые эпохи: так к северу от Швейцарских Альп в третичную эпоху проходила впадина, в которой отложились молассовые конгломераты в несколько тысяч метров мощностью, а вдоль южного края Гималаев — еще более мощные сиваликские конгломераты. Более древней эпохе принадлежит образование длинной впадины (трога-корыта) вдоль варисцийской цепи (см. выше, стр. 686), в которой отложились мощные каменноугольные месторождения Верхней Силезии, Вестфалии, Бельгии и Англии [*20*]. Отклоняющее и задерживающее влияние на движущиеся в горизонтальном направлении складчатые цепи жесткие древние массивы повидимому действительно оказывали. Так Альпы в своем стремлении на С были задержаны массивом Центрального французского плато, гранитами и гнейсами Вогез и Шварцвальда и Богемским массивом; в особенности последний сдавливает сильно альпийские складки между меридианами городов Линца и Вены. Наиболее отчетливо проявляется эта картина в передовой цепи Альп—Юрской (см. рис. 568), сдавленной Вогезами и Шварцвальдом и свободно протискивающейся на С между ними по направлению широкого Рейнского грабена, как в широкие ворота. Подобно древним массивам действуют на продвижение молодых складок ранее образовавшиеся складчатые системы, заставляя их изгибаться и как бы спаиваться с собой (по терминологии Зюсса — Schaarung) или сдавливая твердой рамой опускающиеся при этом площади, как в северо-западной Германии (Rahmenfaltung по Стилле) [*21*] (о виргациях см. в главе VI § 22).

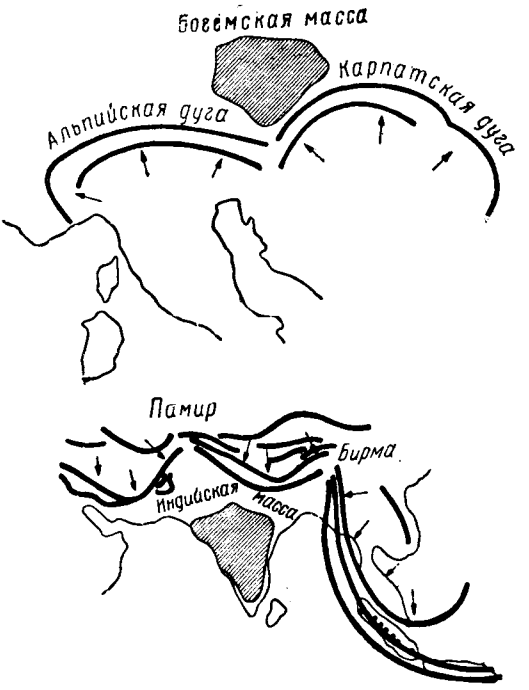


Рис. 567. Схема отношения складчатых альпийских дуг Европы и Азии к устойчивым массивам, по Хоббсу.

Жирные линии — складчатые альпийские дуги; ***косая штриховка*** — устойчивые массивы; ***черные точки*** — современные вулканы; ***стрелки*** показывают направление движения масс.

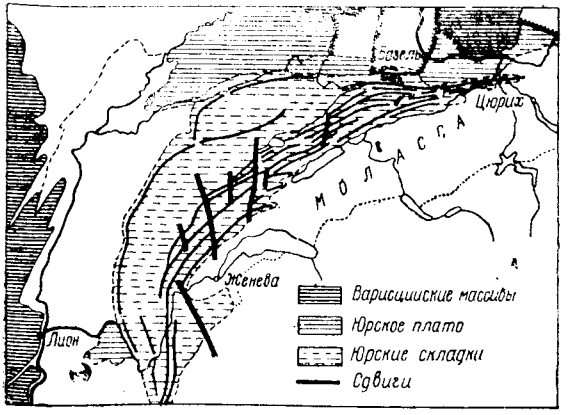


Рис. 568. Тектоническая схема Юры, по Гейму.

Из всего комплекса средиземноморской складчатости (орогена) рассмотрим подробнее лишь одну его часть — собственно Альпы, так как из всех складчатых систем земли эта последняя изучена наиболее полно и является наилучшим примером молодого хребта сложного строения,[1] складчато-покровного, и на нем основаны как наиболее старые, распространенные тектонические гипотезы, так и новейшие. Важна однако, независимо от тех или иных гипотетических воззрений, фактическая сторона, накопленная здесь несколькими поколениями многочисленных геологов швейцарских, немецких, французских, австрийских и итальянских (оба Гейма — отец и сын, Шардт, Арган, Люжон, М. Бертран, Ог, Штейнман, К. Шмидт, Килиан, Кобер, Саломон, Арбенц, Термье, Ампферер, Штауб, Хериг, С. Бубнов и множество других).

В то время как весьма недавно еще (до начала XX века) Альпы представлялись симметрично построенным складчатым хребтом, ныне окончательно утверждены две основных черты их строения: во-первых, все тектонические движения, испытанные Альпами, всегда шли с юга на север и, во-вторых, большая часть хребта состоит из чуждых современному их местонахождению, перемещенных издалека масс, доставленных с юга мощными горизонтальными смещениями (надвигами, перекрытиями, шариажами, см. гл. VI, стр. 275—313), согласно *теории шариажа, представляющей* ныне, по словам Гейма, уже не гипотезу, не теорию, а самую *очевидную действительность*.

Можно без преувеличения сказать, что главный успех тектонической геологии нашего века заключается именно в этой теории покровов, имевшей громадное значение также для петрографии, морфологии и в особенности учения о фациях. Правда, имеются еще геологи, которые, несмотря на все многочисленные факты и доводы, накопившиеся в Западных Альпах (Эшер ф. дер Линт — 1850 г., Э. Зюсс — 1875 г., М. Бертран — 1884 г.), в Шотландии (Николь, Хори и Питч), в Норвегии (Тернебом — 1884 г.), продолжают недоверчиво относиться к возможности больших горизонтальных перемещений. Точно формулировано и провозглашено это учение было собственно в период с 1893 по 1903 г. (Шардтом, Ротплецом и особенно определенно Люжоном, для Швейцарских Альп). С этого времени (1903—1907 гг.) начинается особенно пышный расцвет учения, благодаря работам ряда выдающихся геологов, профессоров, создавших многочисленную ныне школу учеников (Ог, Термье, Гейм, Шмидт, Штейнман [22], Э. Зюсс, Улиг), особенно во Франции и Швейцарии, в меньшей степени в Германии и Австрии. В других странах, особенно в Америке и Англии, успех был гораздо меньше. Арган выдвинул представление о большей глубине складчатости и более отчетливо о механизме и односторонности движения покровов, а Кобер наконец, идя по тому же пути, пришел к *теории орогена*, согласно которой горные массы выдавливаются из орогенового корыта и, веерообразно выпячиваясь, растекаются в противоположных направлениях по краям сминающих *орогеновую геосинклинальную пассивную зону кратогеновых активных материковых масс*.

В сжатии орогена и проявляется стяжение земной коры. *Теория орогена является дальнейшим развитием теории геосинклиналей.*

Строение Альп. Альпы — типичное молодое складчатое сооружение. Уже давно, в 50-х годах XIX века, А. Эшер понял грандиозное складчатое строение Альп, понял, что центральные массивы Альп обязаны их современной формой молодой складчатости и что изверженные массы Альп, смятые пассивно, увлечены теми же складкообразовательными процессами. Наоборот современник Эшера Штудер, в соответствии с господствовавшей тогда вулка-

[1] Строение Альп наиболее сложное, вероятно вследствие сильнейшего смятия орогена на этих долготах, и поэтому является скорее исключением чем основным общим правилом.

ической теорией поднятия, был того мнения, что изверженные массы центральных массивов играли активную роль в поднятии Альп. В 1875 г. Эд. Зюсс, независимо от исследований швейцарских геологов, указал на пассивность альпийских изверженных пород при молодой складчатости, а также указал на одностороннее строение Альп. Позднее, в 1878 г. А. Гейм в своем труде «Механизм горообразования» [14] подробно описал строение центральных массивов, а также громадные лежачие складки (знаменитую *двойную* Гларнерскую складку). В 1883 г. М. Бертран объяснил эту *двойную* складку как единую, испытавшую надвигание с Ю на С. Этим было положено начало и основание теории перекрытия или шарнажа. Очень долго однако открытие Бертрана оставалось без внимания, причем даже он сам со временем отказался от этой мысли. В начале 90-х годов Шардту удалось доказать, что так называемые *экзотические скалы* («клиппен») центральной Швейцарии, лежащие без корней более древние свиты на более молодых, представляют остатки определенной зоны, располагающиеся вообще без корней в передовых Альпах — Шаблэ. Благодаря этому открытию Шардта правильность теории шарнажа была окончательно доказана и получила общее признание. Шардт нарисовал первый альпийский профиль, на котором была представлена целая громадная складчатая зона, лежащая без корней на более молодых образованиях. В 1901 г. Люжон, первоначально опровергавший построения Шардта, воспринял и в значительной степени развил их, а также распространил на все Западные Альпы, после чего большое количество геологов перешло на эту точку зрения. В 1903 г. Термье определил характер тектонических *окон* Нижнего Энгадина и Тауэри, проглядывающих из-под верхних покровных масс, после чего Ог, Люжон и Термье установили взгляд на массы известковых Альп как на мощный покров чуждого происхождения. Вскоре затем на эту же точку зрения встал и Эд. Зюсс. В 1903 г. к теории шарнажа примкнул и ветеран альпийской геологии А. Гейм, в дальнейшем сделавшийся горячим ее приверженцем и защитником. В 1910 г. появился последний том сочинений Эд. Зюсса — Лик Земли, содержащий описание Альп, которое составлено также с точки зрения покровного строения не только Западных, но и Восточных Альп. В 1911 г. появилась монография Улига, озаглавленная — Покровное строение Восточных Альп, и Кобер начинает заниматься вопросами восточно-альпийской тектоники, становясь все более ревностным проводником идеи покровного строения их, аналогично швейцарским геологам. В восточной Швейцарии главные работы за это время принадлежали Корнелиусу и Р. Штаубу. Три больших монографии, посвященные тектонике Альп, принадлежат Дженни (1924 г.), Херичу и Штаубу. Наконец последний синтез дан снова Кобером (1933 г.).

Корнелиус установил в Западных Альпах чрезвычайно важный факт последовательности или консеквентности альпийских движений с варисцийскими, а также неправильность представления о жесткой *раме*. Основание Альпийской геосинклинали по существу было сложено так же, как окружавшие ее пространства, т. е. варисцийскими структурами. Таким образом вопрос заключается не столько в различии предшествовавших альпийской орогении других складчатых зон, сколько в последующей послеварисцийской судьбе их в течение мезо-кенозойских орогений.

Первоначально Альпы имели вероятно нормальное складчатое симметричное строение; но постоянно возобновлявшееся на них давление с юга вызвало постепенное смещение кусков складок к С, с перекрытием надвигавшимися южными частями северных. Таким путем в течение миоценового времени возникла целая система пологих, чешуйчато надвинутых друг на друга складчатых покровов, в ненормальном залегании перекрывающих более молодые отложения, лишенных корней и происходящих из южных областей, местами удаленных более чем на 100 *км* от их современного месторасположения. Ближе всего расположены более древние из этих покровов, тогда как

позднейшие увлечены далее на С. Теперь в средней части Альп различают следующие четыре главные зоны (рис. 569 и 570).

1. *Зона аутохтонных центральных массивов* (т. е. имеющих корни веерного сложения): массивы Аарский, Сен-Готтардский, Монблана, смятых еще в каменноугольное время и несогласно перекрытых позднейшими отложениями. Эта зона образует как бы прочный, жесткий порог, через который перекинулись покровы второй и четвертой зон, тогда как третья им была задержана.

2. *Гельветская группа покровов (экстерниды)*, происходящая с южного края Аарского массива, корни которой лежат между Мартиньи и Хуром. К ней относятся Швейцарские и восточная часть Савойских Альп.

3. *Пеннинские покровы (метаморфиды)*, слагающие южную часть центральных массивов, с большими пологими гнейсовыми складками, с зонами блестящих сланцев (Schistes lustrés, Bündnerschiefer): Граубюнден, Тессин, Валлис южнее Роны, Бриансоннэ.

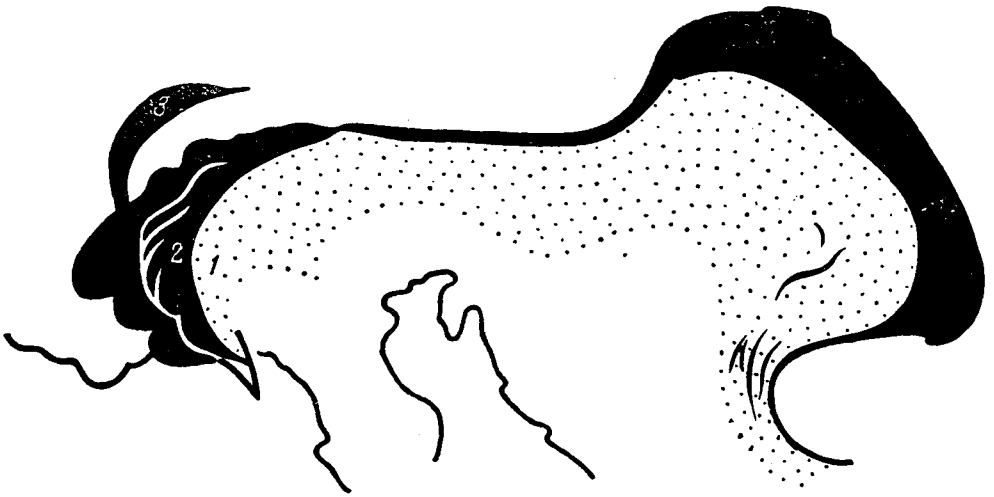


Рис. 569. Альпийско-карпатская дуга, по Аргану.

1—внутренние зоны Альп; *2*—внутриальпийские впрогации; *3*—юра.

4. *Восточно-альпийские покровы (централиды)*, характеризующиеся другой (восточно-альпийской) фацией триаса, протягиваются вдоль южного края Центральных Альп, а восточнее Рейна достигают и северного. Они по преимуществу слагают Верхние Альпы, в которых группы 2, 3 и 4 проявляются лишь в сильно сжатом виде по северной окраине или выглядывают из-под 5-й лишь на глубине, в силу интенсивного размыва.

Южная часть Верхних Альп представляет собой уже чуждую им *область Динарид* с направлением опускания и сдвижения небольших покровов в обратную сторону, на Ю, характеризующуюся более спокойным залеганием и рядом ступенчатых сбросов и флексур; она занимает все пространство на В от Лаго-Маджиоре и южнее широты долины Дравы. Вопрос о взаимоотношениях Альп и Динарид — один из наиболее сложных и важных в альпийской геологии и имеет громадную литературу.

В общих чертах альпийские зоны можно разбить на:

1) аутохтонные, 2) области покровов и 3) области корней.

Все перечисленные альпийские покровы характеризуются, каждый в отдельности, совершенно определенными петрографическими и палеонтологическими признаками, т. е. различаются своими *фациями* (рис. 571), располо-

женными однако не в горизонтальной последовательности одна за другой, а в вертикальном разнообразном чередовании вследствие больших тектонических смещений. Каждый большой покров разделяется фациально еще на це-

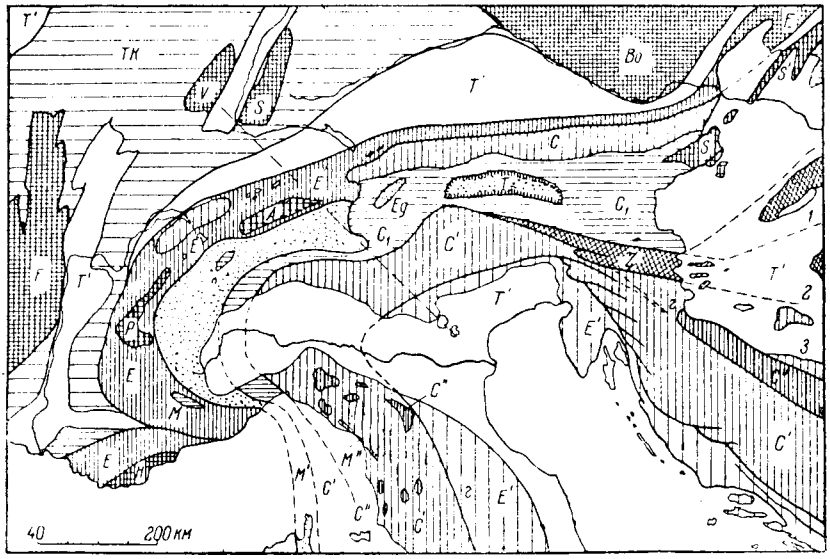


Рис. 570. Тектонограмма Альп, по Коберу. 1930 г.

Гороты (сложенные варисцидами) показаны перекрещивающейся штриховкой; *F*—Центральное плато Франции; *V* — Вогезы; *S* — Шварцвальд; *Bo* — Богемская масса. Платформы: *Tk*—мезозойская (*горизонтальная редкая штриховка*); *T*—третичная. Альпы: *E*—экстерниды (*штриховка вертикальная частая*); *H*—Иерский массив; *M*—Меркантур; *P*—Пельву; *A*—Аарский и *C*—Готтардский массивы (это все вутохтовные гельветские массивы); *M'*—зона метаморфид (пеннид) в Альпах и на Корсике (показана точками); *Eg*—„окно" Энгадина; *T*—„окно" Тауэрн. Централиды (или восточно-альпийская зона) *показаны средней вертикальной штриховкой*; *C*—зона известняковая; C_1—зона граувакковая с мезозоем; S—зона Земмеринга (татриды); *Z*—Карнийская главная цепь—срединная зона, разветвляющаяся в Венгрии на: *1*—зону баковскую; *2*—зону Фюнфкирхен; *3*—Савское нагорье. Динариды: *E'*—экотерниды (*штриховка вертикальная редкая*); *C'* и *C"*—централиды—„боснийская роговиковая зона". Апеннины: *E'*—экстерниды (*штриховка вертикальная редкая*) (Абруццы); *M"*—метаморфиды (каррарское „окно"); *C"*—централиды (тосканиды); *C"'*—централиды (лигириды). Обратите внимание на связь зон разных районов.

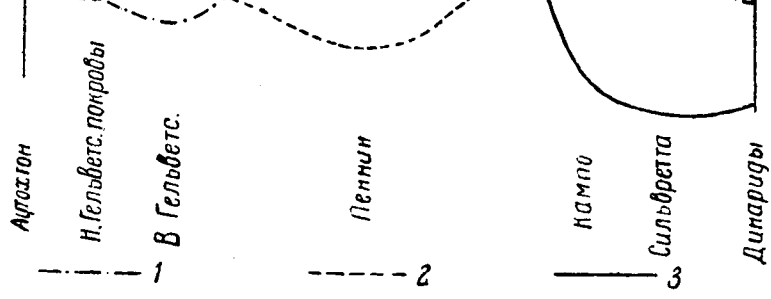


Рис. 571. Диаграммы фаций альпийских покровов.

1—нижняя граница мела; *2*—нижняя граница юры; *3*—нижняя граница триаса.

лый ряд второстепенных, изучение которых доведено уже до большого совершенства. От некоторых покровов, вследствие разрушения, местами остались лишь незначительные куски, *экзотические скалы* (см. рис. 203), как бы пла-

вающие на чуждой им более молодой подстилке, и наоборот, нижележащие покровы местами лишь вскрыты эрозией в виде *окон* (Нижний Энгадин — окно, в котором из-под восточно-альпийских покровов выходят пеннинские).

Описанное покровное строение Альп усложнено однако весьма сильно вторичной послемиоценовой складчатостью, смявшей еще более все элементы покровов, складок и корней, поднявшей центральные массивы и погрузившей лобовые части покровов в область молассы северно-швейцарского предгорья.

В Альпах наиболее тщательно также разобран вопрос о направлении движения складок, покровов или вообще горизонтально действовавших, сминавших поверхность сил. Из рассмотрения тектоники в главе VI, из опытов и из представления всей сложности возникающих при движении столь значительных масс процессов вытекает с очевидностью, что не только возможны,

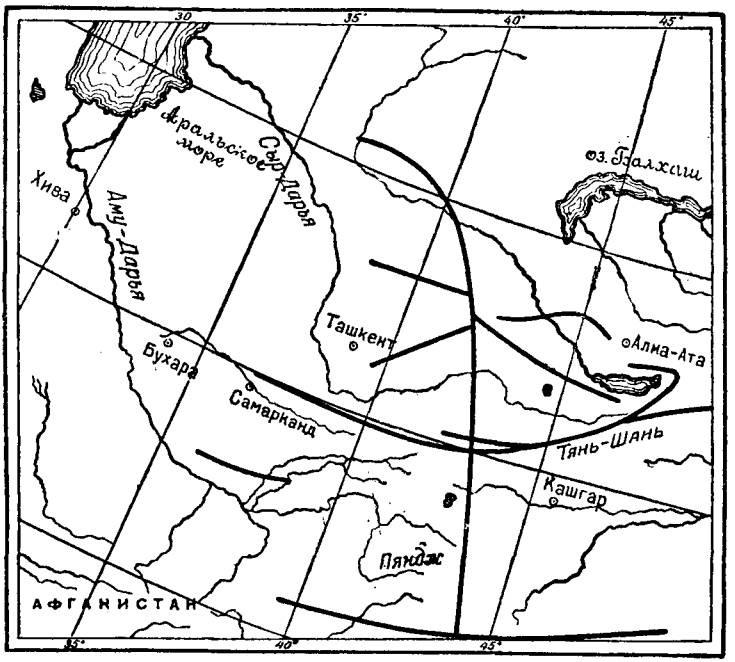


Рис. 572*а*. Схема тектоники Средней Азии, по Гумбольдту. 1844 г.

но и обязательны всевозможные мелкие местные искривления, скручивания, отклонения различными препятствиями надвигающихся складок и покровов и поэтому иногда даже перпендикулярное к основному простирание свит (как например на Гарце, у Ташкента, в Фергане и на Алтае) [*23*], которые ничего не меняют в общем плане данной системы; нельзя судить об общей тектонике области лишь на основании данных небольшого района, подчиненного различным случайным факторам. Первоначальные представления о двух системах взаимно пересекающихся складчатостей постепенно, на основе дальнейших исследований, сменяются другими схемами, в которых пересечения уступают место коленообразным изгибам — горизонтальным флексурам — сигмоидам: примерами могут служить Алтай и Средняя Азия (см. рис. 572 *а*, *b* и *с*). Пересечение направлений поднятия признают только старые исследователи, — говорит В. Обручев [*23*], разбирая тектонику Алтая: «современная геология уже не допускает, чтобы участок земной коры ..., подвергшийся интенсивной складчатой дислокации одного направления, мог под влиянием давления другого направления ... изменить свою первоначальную

складчатость... Сильно дислоцированные складчатые участки земной коры являются столь же неподатливыми для складчатой дислокации, как и крупные массивы изверженных пород; они могут быть разломаны и раздавлены по известным линиям, перемещены целиком или частями, приподняты, опущены, но не могут изменить свою первую складчатость на новый лад. А. Гейм [14] дает общие указания относительно установления направления давления в складках. Не говоря о неизбежности всевозможных местных уклонений простирания, все увеличивающихся с возрастом складчатой системы, когда последующие перемещения каждый раз ищут себе путь наименьшего сопротивления, следует думать, что как в направлении давления, так и вкрест его может возникать не только смятие, но также вытягивание и разрыв как вкрест, так и вдоль главного движения.

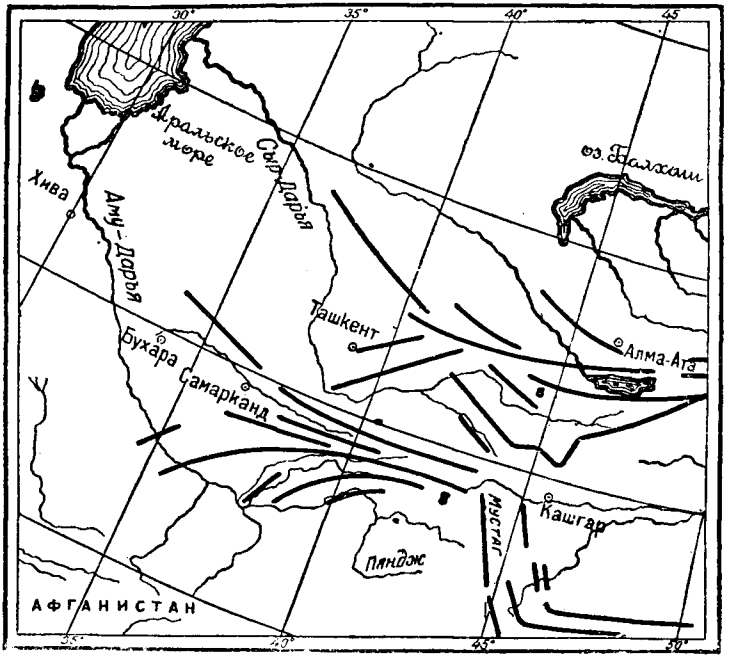


Рис. 572*b*. Схема тектоники Средней Азии, по И. Мушкетову и Э. Зюссу. 1880—1890 гг.

Основное направление движения масс данного места расположено:

1. Приблизительно перпендикулярно простиранию смятых свит в средних частях складчатых цепей, меняясь к концам их.

2. Приблизительно перпендикулярно простиранию складок в их средних частях, перегибам их седел и мульд.

3. Приблизительно совпадает с разно падающими поперечными трещинами в однородных массивных породах.

4. Приблизительно поперечно простиранию сланцеватости — кливажу.

5. Приблизительно совпадает с рубцами, штрихами скольжения покровных надвинутых масс и вытягиванием их (Laminationsreibung).

6. Приблизительно поперечно мелкой второстепенной складчатости, сопровождающей явления надвигов.

Не только азимут, но и характер движения (т. е. с С на Ю или обратно) дают указания на:

7. Преобладающее направление наклона и опрокидывания косых складок (за исключением обратных опрокидывающихся назад складок).

8. Происхождение увлеченных, оторванных покровом от своей подстилки и перемещенных отторжений (Schürflinge).

9. Направление изогнутия складчатой дуги — признак довольно надежный. Заслуживает внимания предложенный *статистический метод* установления главных тектонических направлений, основанный на выражении всех наблюденных данных в виде диаграмм — роз с 16 направлениями.

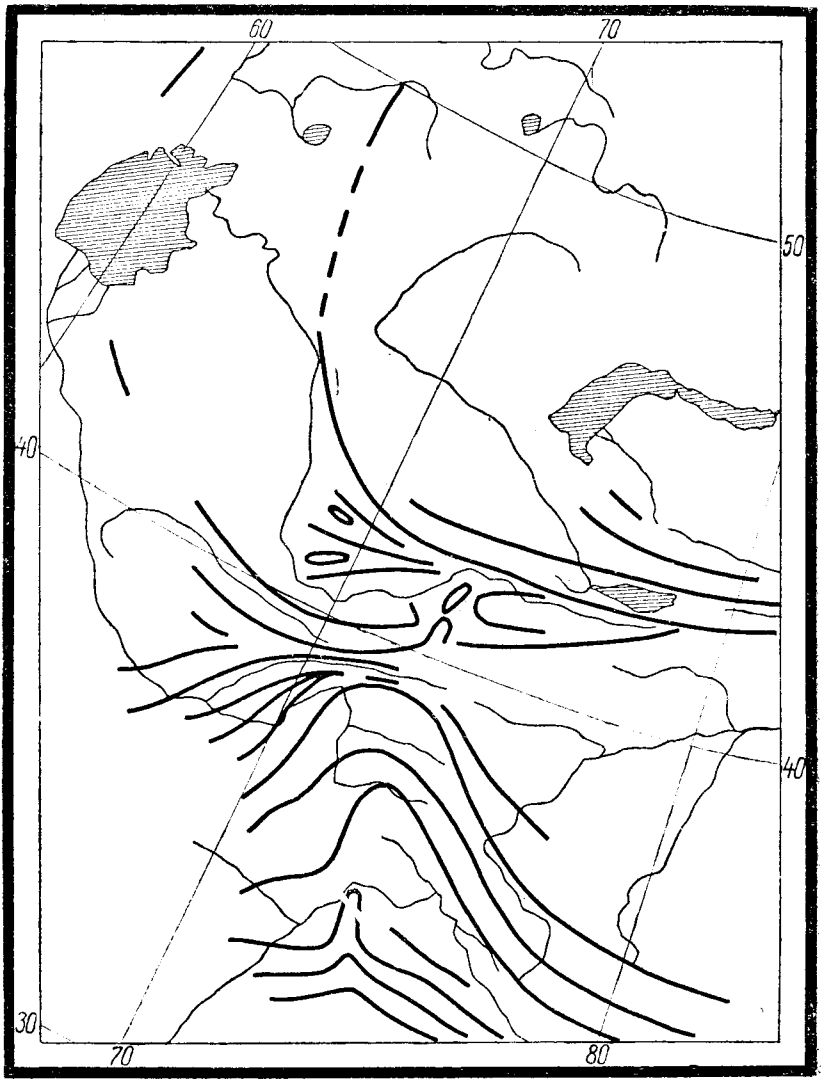


Рис. 572*c*. Схема тектоники Средней Азии, по Д. Мушкетову. 1910—1935 гг.

В Центральных Альпах — Ротплетц, а в Восточных — Шпиц — первые пришли к убеждению, что, помимо общего движения масс с Ю на С, альпийская тектоника выявляет и следы движения с В на З. Этот вопрос разбирался впоследствии рядом авторов. В частности Ампферер, отрицая возможность складкообразования раз смятой свиты в поперечном направлении, считает однако вероятным смятие ее в каких-либо косых направлениях; в особенности же с его точки зрения возможны разного рода пересечения направлений при изгибании всей складчатой зоны в целом. При этих изгибах,

образовании горизонтальных флексур, *сигмоид*, петель и т. д. (столь характерных для средиземноморской альпийской зоны) большое значение — не только пассивное, как это полагал Эд. Зюсс, но вернее всего и активное, имеют как краевые, так и внутренние жесткие более древние массы. Таким образом обратно — по различным изгибам складчатых зон можно восстановить те смещения в горизонтальном направлении, которые испытали большие жесткие глыбы. Из этого получается вывод, что для определения генезиса какой-нибудь складчатой области нельзя ограничиваться лишь изучением тектоники внутренней ее части, но необходимо одновременное изучение и окружающих районов, к этой складчатой зоне прилегающих. Изучение непосредственно прилегающих к складчатым зонам областей однако в большинстве случаев крайне затруднено, потому что они покрыты или громадными толщами продуктов распада поднимавшегося складчатого хребта (различные молассы и т. п.), или же морем.

Основными, ждущими решения вопросами строения Средиземноморья являются все же следующие:

1. Положение глубинной зоны средиземноморской геосинклинали.

2. Область опускания Ионического моря и скрытые в ней структурные связи Атласа, Динарид и Гелленид.

3. Происхождение и механизм динарской глыбы и вместе с ней всего, так сказать, поперечного кряжа Средиземноморья или адриатической массы, которая (согласно взгляду Дженни и Ноппа) как бы резким упором, тараном выдвигает к С наиболее смятую среднюю часть альпийской системы.

4. Продолжение альпийской средиземноморской складчатой зоны на З и на В, в частности вопрос о том, существовало ли или нет продолжение этой зоны в области современного Тихого океана — вопрос громадной важности с точки зрения учения о постоянстве или непостоянстве океанов и континентов. Равным образом чрезвычайно интересны произведенные рядом авторов, преимущественно голландских, сопоставления альпийской и средиземноморской систем с Малайским и Вест-Индским архипелагами.

Теория покровов, установленная впервые в Альпах, была распространена постепенно и на ряд других горных цепей, в направлении, так сказать, с З на В. При помощи ее уже освещено строение Апеннин [*24*], Карпат, островов — Балеарских, Эльбы, Корсики, Сицилии, южно-иранских цепей, Тимора [*25*] и других мест, однако с гораздо меньшей полнотой, чем Альп. Для внутренней Азии пока в этом направлении пожалуй мало данных, кроме района Прибайкалья, о чем мы скажем ниже.

После этих общих соображений продолжим начатое нами рассмотрение средиземноморской орогеновой полосы, двигаясь далее на В, в восточную Европу и затем в пределы Азии.

Кавказский хребет, продолжающийся восточнее Каспийского моря в Красноводские горы, Большие и Малые Балханы и хребет Копет-даг, одну из западных ветвей больших азиатских хребтов, образован многократными орогеиическими фазами, начиная с палеозойского времени и продолжая современным периодом, о чем свидетельствуют частые тектонические землетрясения.

История тектонического развития Кавказа все еще не может считаться выясненной (рис. 573). До 1903 г. существовало предположение, что тектонический план Кавказа после нижнего палеозоя был таким же как в настоящее время. Эта схема лежит в основе всех имеющихся обзоров тектоники Кавказа (Богачева, Вильзера, Ренгартена и других). Взгляды А. Варданянца [*26*] в значительной мере отходят от этого представления. Основываясь на том, что Закавказье, часть северо-западного Кавказа и Крым обнаруживают очень большое сходство, он полагает, что эти области жили одинаковой геологической жизнью и должны принадлежать к одной и той же тектонической зоне, располагающейся однако вкрест к современным (например к Рионо-куринской плите). По схеме А. Варданянца история тектонического развития Кавказа рисуется следующими этапами:

1. Допермская история почти неизвестна.

2. Во время нижней перми новидимому весь Кавказ был покрыт морем.

3. Во время верхней перми на Кавказе проявляются очень сильные орогенические движения и создаются горные страны. Дальнейшие движения намечаются в триасе и на границе триаса и юры. В это время, по мнению А. Варданянца, Кавказ разделялся на две части линией, проходившей от Ейска к Краснодару, Баталпашинску, Тифлису и Гандже, причем к СВ от этой линии существовала область преобладания континентального режима, а к СЗ — морского; последняя область соединялась с Крымом в одну сторону и озером Гокча и Ираном в другую.

4. Перед верхней юрой намечается изменение тектонического плана Кавказа, причем область интенсивных дислокаций располагается уже на ЮЗ.

5. Во время андийской фазы (киммеридж — титон) область крупных поднятий остается примерно там же, где она была во время келловейской фазы. Наиболее интенсивные поднятия намечаются в области северной Грузии и Абхазии (по данным Мефферта, Кузнецова и Мокринского). И в киммерийскую и в андийскую фазу отчетливо выделяется крымско-иранская зона поднятия. Эти же андийские движения намечаются в пределах дагестанской зоны.

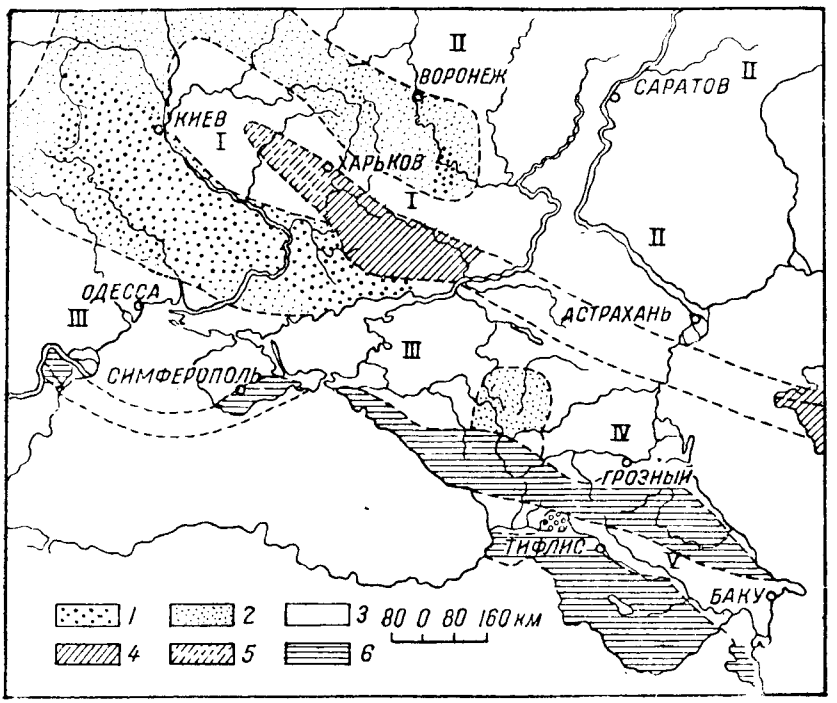


Рис. 573. Структурная карта юга Европейской части СССР, по Архангельскому.

1 и *2*—докембрийские массивы (*1*—где они залегают ближе к поверхности); *3*—впадины: *I*—Днепровско-донецкая; *II*—Восточно-русская; *III*—Причерноморская; *IV*—Терская; *4*—Донбасс и Мангышлак; *5*—продолжение их, скрытое под новейшими породами; *6*—горы Кавказа, Крыма и Добруджи.

6. В следующую меловую орогеническую фазу план тектоники сохраняется приблизительно тот же. В это время существовали новидимому отдельные зоны дислокации — крымско-иранская и дагестанская, разделенные проливом, находившимся в районе Военно-грузинской жел. дор.

7. Та же приблизительно картина сохраняется и в нижнетретичные орогенические фазы.

8. К нижнему миоцену А. Варданянц относит интенсивные размывы по всей линии от Новороссийска до Баталпашинска (по данным Прокопова, Чарноцкого, Губкина, Колесникова и других). Эти интенсивные размывы имели место во всем западном Закавказьи и Абхазии (по Мефферту и Ильину), а также в Армении (Паффенгольц). Надо полагать, что крымско-иранская зона в это время испытала общее поднятие, которое захватило и Дагестан, но в меньшей мере.

9. Чрезвычайную интенсивность имела предмэотическая орогеническая фаза на всем Кавказе. По мнению Варданянца, в это время с ЮЗ проникают в пределы Кавказа

дислокационные зоны Понта и Тавра и пересекают уже всю крымско-иранскую зону, достигая Тифлиса.

10. Во время следующей предакчагыльской орогении этот новый план тектоники получает дальнейшее развитие. Почти полностью оформляются широтные и близкие к ним складки понтической и таврской зон. Рионская депрессия развивается, а понтическая и таврская зоны достигают Шемахинского района.

11. В послеакчагыльское время тектонический план остается тем же, испытывая лишь некоторые детализации.

В современном тектоническом плане Кавказа А. Варданянц выделяет следующие основные элементы:

a) Прежнее направление крымско-иранской зоны дислокации, протягивающееся от Крыма через район Эльбруса, через Грузию и Армению в Иран. К этой зоне относятся сурамская и ахалкалакская дислокации.

b) Новое направление крымско-иранской зоны, протягивающееся от Крыма через районы Эльбруса и Казбека в Дагестан, а отсюда через район низовьев реки Куры в Иран.

c) Понто-таврская зона дислокаций, протягивающаяся с З и ЮЗ по направлению к Тифлису, а дальше к В — по направлению к Шемахе и Красноводску.

d) Ахалкалакско-ленинаканский узел, где прежнее направление крымско-иранской зоны пересекается с понто-таврской зоной.

e) Шемахинский узел, где новое наиболее активное направление крымско-иранской зоны пересекается с широтною ветвью понто-таврской зоны.

Копет-даг, протягиваясь далее на В, продолжается за Аму-дарьей в бухарские цепи, сшивающиеся с северной окраиной Памира и южно-тяньшаньскими, далее идут цепи южнее Цайдамской впадины, круто изгибающиеся у реки Хуанхо к югу в Юнань, вдоль реки Меконг, обрывающиеся в триасовом побережьи Сиама (рис. 574). Здесь кончается северная ветвь средиземноморской орогеновой полосы, переходя, после крутого поворота почти в 180°, в прибрежную тихоокеанскую и может быть продолжаясь затем в хребте Сихотэ-Алинь.

Обращаясь к южной ветви той же полосы, мы видим продолжение цепей Тавра в иранских, уходящих на ЮВ к Персидскому заливу; восточнее у устья Инда появляются они же (или другие — это еще неясно), с меридиональным простиранием, быстро в Белуджистане и Афганистане переходящие снова в широтные, сильно смятые на меридиане Памира, а затем дающие мощную дугу Гималаев; последняя, изгибаясь под острым углом у Брамапутры, переходит в Бирманские цепи, частью размытые океаном, и рядом островов Зондского архипелага достигает Новой Гвинеи. Расстояние между обеими ветвями всей прослеженной полосы следующее:

Балканы — Крит	900 км
Крым — Кипр	1 100 „
Владикавказ — Сирия	800 „
Красноводск — Багдад	1 000 „
Ашхабад — Персидский залив .	1 100 „
Аму-дарья — Индийский океан .	1 300 „
Кашгар — Соляной кряж	800 „
Хотан — предгорья Гималаев . .	800 „
Цайдам — Вихан	1 200 „
Юнань — Ассам	1 000 „

Тавриды, Ираниды, Гималаи и Зондские цепи — все надвинуты на Ю; в южно-туркестанских хребтах — движение на С, а в Юнани доказано существование больших сложных покровов, надвинутых на В, т. е. тоже на внешнюю сторону от цепи.

Во всей этой складчатой полосе встречаются однородные морские отложения одинаковых фаций (тропической для мезозоя), наводящие на мысль об одном морском бассейне — широтной морской геосинклинали, названной Зюссом *Тетис;* но обе стороны этого моря в различные геологические эпохи расстилались субтропические пустыни, отложения которых мы видим в различных (палео- и мезозойских) континентальных свитах Туркестана, *нубий-*

ском песчанике Африки и т. п. Гималайская геосинклиналь существовала очень долго, так как от силура до олигоцена здесь почти без перерыва происходило отложение. Этому длительному процессу опускания должен был соответствовать долгий процесс дифференциации магм на очень большой глубине. Наконец в миоцене произошло грандиозное поднятие салических масс.

Целый ряд признаков, а главное — характер складчатости, говорит за непрерывность данной средиземноморской орогеновой полосы, северную ветвь которой (альпийскую) можно назвать *евразийской*, а южную (динарскую) *африканско-индо-австралийской* или *афразийской;* расстояние между обеими везде около 1 000 *км*, ширина полосы увеличивается с З на В, достигая наибольшей ширины и высоты в Тибете (4 *км*) и снова постепенно спускаясь

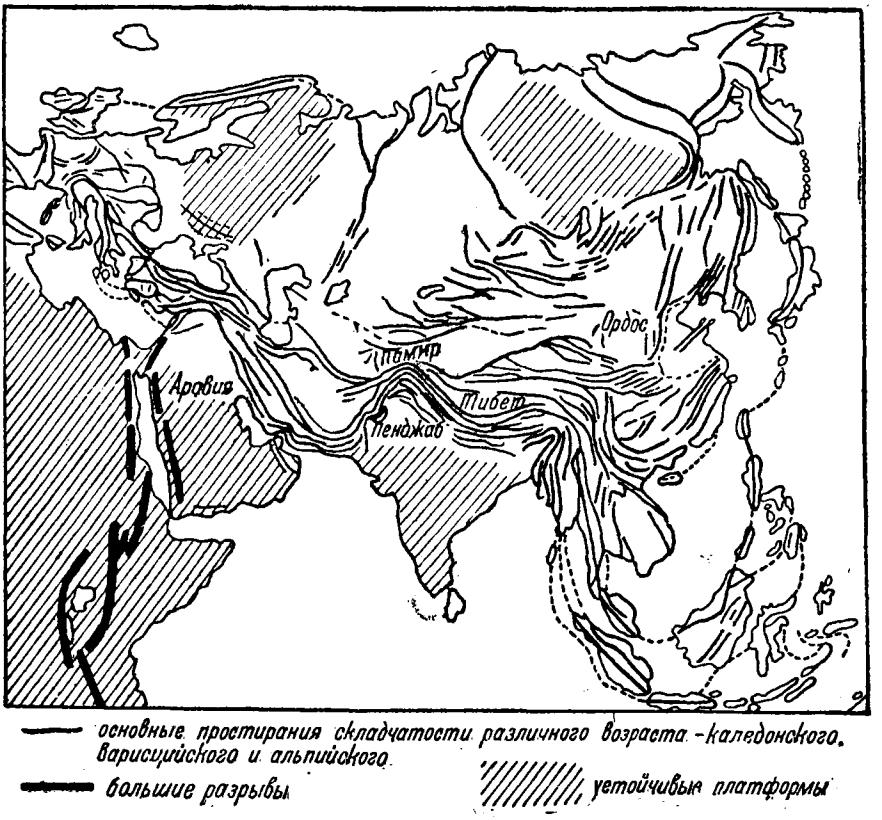


Рис. 574. Упрощенная структурная карта Евразии.

на глубину 4 000 *м* за ним, превращаясь в океаническую подводную цепь; таким образом между Тибетом и Зондским архипелагом орогеновая полоса в целом опускается по простиранию на 8 *км*.

Рассмотрим подробнее из всего ее протяжения лишь одно место, интересное по наиболее интенсивному смятию, на меридиане Памира.

На рис. 572 ясно видно последовательное изменение взглядов на строение этой части Азии со времени Гумбольдта (1844 г.) по настоящее время; взаимоотношения больших хребтов Тянь-шаня, Памиро-Алая, Гиндукуша и Гималаев все более уясняются, и теперь мы представляем их себе таким образом: Алайский хребет соединяется на меридиане 44° с южным Тянь-шанем посредством своеобразной изогнутой перемычки поперечного направления — Ферганского хребта (которому долго стремились приписывать какое-то само-

стоятельное значение), подобно тому как Бетская цепь Испании переходит в Пиренеи или Карпаты в Балканы. Южные части той же ветви слагают среднебухарские цепи и прижимаются к Заалайскому хребту, которым начинается с севера Памир [27]. В Алае — южном продолжении Тянь-шаня — можно подозревать северную окраину Тетиса, на месте же самой геосинклинали располагаются памирские цепи.[1] Памирские же цепи связываются с афганскими на З и Куэнь-лунем на В; все свиты и цепи Памира представляются изогнутыми в своем простирании у меридиана 44° (от Пулкова) с выпуклостью, обращенной к С, совершенно повторяя на той же самой долготе изгиб южного края Гималаев, так резко очерченный аллювиальной площадью Инда и Ганга; на этой же долготе расположена и *ферганская сигмоида* — отголосок большого изгиба-смятия. В северо-западных памирских цепях, в Заалайском хребте доказано наличие надвигов с Ю на С; в Алайском хребте они также имеются.

Пенджабо-памирское смятие орогенической полосы — самое сильное на земле и представляет в тектоническом отношении значительный интерес; влияние его распространяется на 1 000 *км* по меридиану, от реки Джелама до реки Нарын; причина его должна была существовать не только в последние горообразовательные фазы, но и в самые начальные. По обе стороны смятия сжатые на небольшом пространстве пучки складок расходятся веерообразно друг от друга, свободно растекаясь и занимая значительно большее пространство (см. рис. 572*b*). Весьма интересно при этом, что западная часть Индийского океана обнаруживает значительный избыток силы тяжести, тогда как северная окраина Памира обладает наоборот чрезвычайно большими дефектами силы тяжести. Изучение области пенджабо-памиро-ферганского смятия должно дать чрезвычайно важные результаты для развития наших общих тектонических представлений, значительно большие, чем Альпы, если методика, выработанная в последних, будет к ним приложена.

В Монголии констатированы интенсивные тектонические движения после конца третичного времени с общим давлением с Ю. Это южное давление выразилось в создании молодых складок широтного простирания, усилении старых элементов ВСВ простирания и в образовании молодых широтных разрывов (как например грандиозная трещина в 400 *км* длиной, возникшая при сильном землетрясении 1905 г.). Такие же разрывы с значительными по ним перемещениями происходили в историческую эпоху неоднократно, как свидетельствуют нарушения древних оросительных каналов. Нивеллировка одного из них доказала вертикальное перемещение в 40 *м*. Варисцийское складкообразование проявлялось в Монголии созданием элементов СЗ направления, проявившегося слабо в пределах древней кембрийской платформы, молодые же движения на ней отразились сильнее. Быть может здесь, при чередовании или вращении тектонических направлений (подобно тому как это намечено для Западной Европы Филиппом и Бубновым), каждый раз резонировали и подчеркивались более древние структуры однородного простирания с новым, выявлялись невидимые докембрийские тектонические линии, поддаваясь новым напряжениям по направлениям вкрест простирания, и сопротивляясь тем, им параллельным.

Первые попытки анализа и синтеза тектоники Азии основывались преимущественно на орографических элементах. Так были созданы схемы Риттера, Рихтгофена, Эд. Зюсса и Делонэ. Впервые Арган [*11*] обратил главное внимание на структуру Азии, наметив на ее протяжении несколько основных сегментов, различающихся характером тектонических движений. Центральный сегмент Азии в представлении Аргана охватывает всю среднюю, наиболее возвышенную часть материка вместе с сибирским щитом и Индией.

[1] Памир — вовсе не плоскогорье или массив, а типично складчатая альпийская область интенсивного смятия и четвертичного поднятия.

С точки зрения Аргана, именно сближение этих двух щитов, собравшее в складки разделявшую их геосинклинальную область, явилось частью той «дуэли» между Евразией и Гондваной, которая началась еще с кембрийского времени и является основным процессом геотектогенеза Азии. В схеме Аргана геосинклинальную область между сибирским и индостанским щитами на В разделяет обширный китайский щит, к З от которого намечается ряд более мелких щитов или масс (таримский или серидия, бактрийский и другие). Эти второстепенные массы, располагающиеся в широтном направлении, разделяли по схеме Аргана азиатскую геосинклиналь на две самостоятельные части: северную — между сибирским щитом и Китаем и южную — между китайским, серидским и другими и Индостаном (рис. 575).

Основной идеей тектогенеза по Аргану является оживление движения потерявших пластичность старых массивов в более спокойных наиболее крупных *глубинных складках*, при этом покрывающие эти массивы осадочные толщи, в результате изгибов и трещин их основания, также коробятся и морщатся, образуя поверхностные складки, которые можно было бы называть эпидермальными. Таким образом основой идеи Аргана является объединение деформаций более древних масс, деформаций колебательного порядка, выражающихся в поднятиях и опусканиях, которые обыкновенно принято называть эпейрогеническими движениями, с более мелкой складчатостью, называемой орогеническими движениями. Например в течение альпийского цикла о распределении глубинных складок должны свидетельствовать изменяющаяся энергия последовательных мезозойских и меняющаяся энергия последовательных мезозойских и кенозойских морских трансгрессий. Предполагается также, что например обмеление кембрийского и нижнесилурийского моря на сибирском щите явилось результатом не эпейрогенических движений, а каледонской глубинной складчатости и т. д.



Рис. 575. Тектоническая схема восточного полушария, по Коссмату.

Пунктир — южные материки; *жирные линии* — меридиональные системы разломов южных материков; *тонкие изгибающиеся линии* — складчатые системы: *р* — палеозойские; *к* — третичные.

Горообразование в обычном смысле этого слова, т. е. складчатость геосинклиналей, по идее Аргана, требует применения гораздо меньшей энергии, чем деформации более прочных платформ. Однако внешнее проявление первых деформаций с образованием больших надвигов и шарнажей представляется более грандиозным явлением на поверхности. Все объединяемые таким образом общностью процесса деформации земной коры наиболее сильно проявляются в Азии или вернее в строении Индо-Африки, слабее в Северной Америке и еще слабее в Европе. Все эти деформации целиком исходят по Аргану из горизонтально-тангенциального перемещения больших масс, в частности из надвигания Индо-Африки на Евразию. Движения вертикально-радиальные представляются таким образом лишь функцией тангенциального движения второстепенного порядка.

Гипотеза Аргана целиком базируется на представлениях мобилизма земной коры, смещений отдельных глыб поверхностных ее частей по более пластичному основанию. В этом отношении гипотеза Аргана близко сходится, с одной стороны, с гипотезой Вегенера, с другой стороны — с построением Штауба, которые можно противопоставить всем построениям, основанным на идее фиксизма, т. е. неподвижности континентальных массивов. Не разбирая здесь теоретических оснований гипотезы Аргана (см. гл. X), укажем лишь, что для Азии, которая являлась основным объектом этой гипотезы, существенным является объединение в одну общую схему движений масс, лежащих как внутри геосинклинали, так и вне ее, но которые играют не меньшую роль в строении Азии, чем геосинклинальные.

Этим путем разрешаются бывшие неясными молодые движения в древних складчатых областях и известная складчатость самих древних платформ.

Для восточной окраины Азии, равным образом как и для тихоокеанского побережья обеих Америк, представляется интересным установление различия между краевыми цепями тихоокеанского типа и складкообразованием геосинклинали.

Для Европы в построении Аргана наиболее оригинальным является объяснение распределения сложных изгибов южно-европейских альпийских цепей после первого синтеза их, сделанного Эд. Зюссом. Важным шагом вперед явилось объяснение их двойственного строения — опрокинутости северных и южных цепей в противоположные стороны, разработанное затем уже в виде теории орогена преимущественно Кобером.

Однако вопрос о чрезвычайно сложном изгибании всех этих двойных цепей, в особенности в западной части Средиземного моря, остается и в схеме Кобера неясным. Аргана делает, правда, одну из самых смелых попыток разрешить этот вопрос.

Мы видим, что совершенно по другому пути этот вопрос разрешается после Аргана Зейдлицем, а в самое последнее время — Беммеленом (см. гл. X). По Аргану все причудливые изгибы средиземноморских цепей объясняются, образно говоря, «крутящими движениями водоворота за кормой уплывающей под давлением Африки на С Европы».

Обращаясь к тихоокеанской орогенической полосе (см. рис. 563), мы можем предположительно объединить складчатые зоны западного побережья с Камчаткой, Чукотским носом, Алеутскими островами и Аляской, далее же мы имеем сплошную полосу западного побережья Северной Америки; она заключает *тихоокеанские цепи* — Скалистые горы, Сьерру-Неваду, Калифорнию, Сьерру-Мадре, Уасатч, с значительным развитием вулканизма: в ней можно легко подметить то же двустороннее построение, с движением складок обеих ветвей в противоположных направлениях (по Коберу), с промежуточными возвышенными плоскогорьями. Все западное побережье Южной Америки, наоборот, сложено лишь односторонней андийской складчатостью, надвинутой на В и не имеющей симметричной противоположной ветви (которая, по Коберу, опустилась в океан); к ней приурочена мощная вулканическая зона и самая сильная сейсмичность земли. Андийская цепь представляет большой интерес тем, что только в ней движение складок и покровов шло со стороны океана, а не обратно. Возможным продолжением андийской цепи являются цепи Антарктики, мало еще однако исследованные.

Вертикальные и волнообразные, большой амплитуды движения Анд, в особенности вдоль их восточной окраины, были подвергнуты очень интересному морфологическому анализу В.-Пенком, которому принадлежит несколько капитальных работ в этой области. Благодаря тщательному изучению новейших и современных континентальных отложений в предгорьях Анд, наряду с изучением их морфологии, древних денудационных поверхностей параллельно с тектоническими и вулканическими их элементами, устанавливается полная зависимость экзогенных процессов от эндогенных. Точное изучение и сопоставление новейших обломочных отложений связывается полностью с характером роста андийских цепей. Продолжение роста отдельных андийских цепей, появление новых складок, поднятие старых создают чередование фаций и континентальных отложений. Все это дополняется расхождением вверх по долинам в глубь горных хребтов речных террас и континентальных отложений предгорий Анд, достигающих 10 *км* мощности. С точки зрения методической изучение предгорий Анд очень важно и интересно. Так же, как в Туркестане, в Андах отрицается наличие одного общего пенеплена, что здесь естественно, если принять во внимание непрерывность и многократность тех движений, которые испытывали Анды. Рост подобных горных цепей во всяком случае переживает их складкообразование. В южной части Анд, в Патагонии также протягивается большая полоса подобных молассе отложений, а на Огненной Земле в самых Андах находится верхнемеловой флиш. Здесь свиты смяты, прорваны лакколитами, причем наибольший интерес представляют северные окончания южно-американских Кордильер. На С в пределах республик Колумбия и Венецуэла Анды расщепляются на три главные ветви: западную, центральную и восточную Кордильеры. Между ними находятся большие зоны опускания — депрессии.

Восточные Кордильеры делятся на ветви Венецуэлы и полуострова Гоахира. Между ними заключены нефтяные месторождения Колумбии. Очевидно здесь, как во всех местах виргаций — расхождения ветвей, развита брахитектоника.

Мы видим это явление достаточно отчетливо выраженным также на Кавказе и в Средней Азии.

Шаффер особенно подчеркивает (1924—1934) [*28*] различие строения горных систем меридиональных от широтных, так же как и Вийкерслот (1934) [*29*], первый по наблюдениям в Северо-американских Кордильерах, Японии и Новой Зеландии, а второй в Апеннинах. Главное отличие Апеннин от Альп Шаффер видит в том, что первым присуща *тектоника скольжения*, а вторым *структура смятия*. Это лишь еще одна попытка объяснения различия строения Апеннин от Альп, нарушающего большинство тектонических схем Средиземноморья, и еще одно возражение против распространенной точки зрения об единстве направления давления или движения масс в определенных ветвях орогена. Мы знаем такие возражения прежде всего Ротилетца (см. стр. 748), затем Огильви, Гордона и Амиферера для Альп, заслуживающие большого внимания. Новый анализ Апеннин дан в последнее время Штаубом [*30*].

§ 52. ДРЕВНИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И ОБЛАСТИ

К ним относятся образования различных периодов складчатости дотретичного времени, по большей части утратившие свой первоначальный вид вследствие последующего смыва и разломов. Современный рельеф и очертания в плане таких древних складчатых гор далеко не всегда поэтому зависят от простирания слагающих их свит и складок. Как общее правило, можно считать, что область, собранная однажды в складки определенного направления, в дальнейшем сминается преимущественно по тому же направлению, лишь все более и более интенсивно, так что возникают несогласия между древними и молодыми свитами лишь по углам падения, а не азимутам его. Как исключение указываются лишь случаи изгибания складок одного направления последующими другого, даже перпендикулярного к первому (Верхняя Тюрингия, Гарц, Бретань, Пиренеи); к таким указаниям однако следует всегда относиться весьма критически и осторожно.

Надвиги и перекрытия, как максимальное проявление складкообразования, естественно присущи и древним складчатым системам. Такое же почти покровное строение, как в Альпах, известно нам в палеозойских областях Бельгии (как в каменноугольном ее бассейне, так повидимому и в Арденнах), на восточной окраине Рейнских сланцевых гор, а в еще более крупном масштабе — в северо-западной Шотландии и Норвегии. Большая часть Средней Европы и других частей света сложена древними складчатыми системами. Мы можем разбить эти древние системы в свою очередь на несколько групп по возрасту образования. К древнейшим, доальгонкского времени, относятся большие центральные древние массивы или щиты, мало подвижные в дальнейшие периоды, асейсмические:

1) африканский, с Аравией и Мадагаскаром,
2) бразильский,
3) канадский, с Гренландией,
4) скандинавский, с Шпицбергеном; к нему же быть может относятся гнейсовые массивы Бретани, Центрального французского плато, испанской Мезеты, юга Европейской части СССР и Богемский массив,
5) северовосточно-сибирский,
6) австралийский,
7) антарктический.

Сопоставляя главные простирания структур этих древних областей (см. рис. 563), мы получаем три главных массы: две — в северном полушарии, выпуклые к Ю дугообразно, — европейскую и американскую (и захватывающую быть может Гебриды и Богемию), и третью — в южном полушарии, с однообразным меридиональным простиранием. Таким образом мы еще раз приходим к констатированию различия между бореальной и аустральной частями суши, разделенными широтным поясом разлома земли, поясом подвижным, гибким до настоящего времени, сейсмическим и вулканическим. Это — *пояс разлома* Гохштеттера, *Тетис* Зюсса, *главная геосинклиналь* Ога, *орогеи* Кобера, *двойниковая плоскость земли* Хоббса, *пластическая зона* Коссмата, *мобильный пояс* Бухера и т. п. Впервые Эд. Зюссом, а затем многочисленными исследователями последних десятилетий было установлено, что для целого ряда областей направление складчатых смещений оставалось постоянным на протяжении всех геологических эпох, в чем Кобер склонен видеть доказательство правильности контракционной гипотезы. Согласно Эд. Зюссу, направление это для Европы, еще с конца архейской эпохи, было всегда с Ю на С и в четыре различных периода создало следующие главные складчатые системы:

1. Древнейшая, *допалеозойская* или *гуронская*, крайнего северо-запада Европы — Гебрид, Лофотенских островов и прилежащего побережья Шотландии, — часть вышеуказанной американской половины бореальной древней массы (по Коссмату — и Русская плита).

2. *Каледонская* или *нижнепалеозойская*, заключающая Шотландию, Уэльс, большую часть Ирландии и Норвегию; к ней же повидимому относится слабая складчатость кембрийских и силурийских отложений северо-западной части СССР, а также северной Гренландии и Шпицбергена. Время ее образования лежит между верхним силуром и девоном, а главная фаза относится к первому из них.

3. *Варисцийская* или *герцинская*, верхнекаменноугольного возраста, заключающая две больших складчатых дуги Средней Европы — восточную *варисцийскую* (германскую) и западную *арморикапскую* (французскую), сходящиеся в Центральном французском плато. Первая выгнута к СВ и захватывает Польшу, Чехию, среднюю и южную Германию, а вторая выгнута к СЗ и, слагая Бретань, Девоншайр, юго-западную Ирландию, обрывается, по прежним представлениям, в Атлантический океан, а по взгляду Коссмата [*31*], выгнувшись на 180° в океане, продолжается в цепях испан-

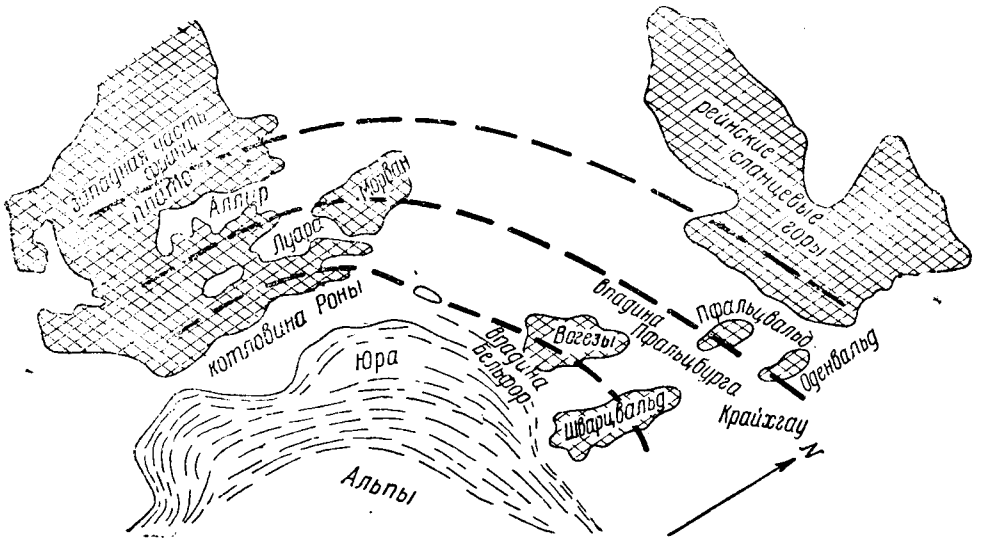


Рис. 576. Схема варисцид Средней Европы и отношение их к Альпам, по С. Бубнову.

ской и марокканской Мезеты. К варисцийской системе относятся дислокации Келецко-Сандомирских гор и может быть отзвуки ее — в Московском бассейне (рис. 565, 566 и 576).

За пределами Зап. Европы герцинской складчатостью образованы Аллеганы, Урал, Донецкий кряж, главные хребты Северной, Средней и Восточной Азии.

Таким образом *наблюдается постепенное передвижение, миграция зон складкообразования Европы на протяжении всей геологической истории с С на Ю, при сохранении движения в них масс в обратном направлении — с Ю на С.*

В Азии это положение сохраняет свою силу, но в южных частях ее движения обратные. Эти вопросы однако еще ждут своего разрешения. Ниже мы рассмотрим еще тектонику Европейской части СССР, но предварительно остановимся на некоторых общих соображениях.

Помимо указанных главных периодов складчатости, констатированы для отдельных мест еще и промежуточные. Так, под именем *саксонской*

складчатости объединяют серию мезозойско-кенозойских складчатых процессов, развившихся в южном Ганновере, Тюрингии, Тевтобургском лесу с конца юрской эпохи; домеловую их фазу, подобную крымской, называют *киммерийской*. Мезозойская складчатость очень распространена в Восточной Азии и вообще вокруг Тихого океана, почему называется еще *тихоокеанской*. Саксонская складчатость вытянута в северо-западном направлении, параллельно краю Русско-балтийской плиты, положившей предел ее распространению [*32*]. Для внеальпийской Европы — средней Германии — идея *саксонской орогении* была разработана Стилле в смысле отраженных альпийских движений во внеальпийском форланде, слегка лишь здесь запоздавших. Данная Стилле схема этой *саксонской орогении* (рис. 577) может рассматриваться именно как сейсмограмма альпийских движений, записанная какой-то отдаленной станцией, куда эти движения приходили с известным опозданием.

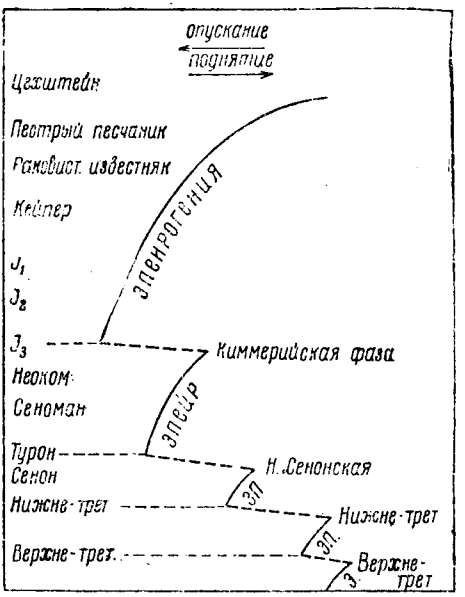


Рис. 577. Диаграмма южно-германской складчатости, по Стилле.

Установление характера, интенсивности и направления движения масс имеет громадное значение для определения основных форм и характера каждой складчатой зоны. В особенности это важно для структур более древних — *варисцийских*, познаваемых с большим трудом, чем альпийские.

Метод детального изучения мелких структур, в особенности большим успехом пользующийся в Америке, имеет громадное значение и предохраняет от целого ряда необоснованных гипотетических тектонических построений. В этом отношении очень интересны произведенные за последнее время работы по изучению внутренней структуры отдельных варисцийских массивов земной поверхности [*33*]. Метод Клооса изучения внутренних структур плутонов, в значительной степени развитый и усовершенствованный, был применен и на осадочных свитах. Основными являются в этих работах весьма тщательные и многочисленные полевые наблюдения и систематизация их. Необходима регистрация всех создаваемых текгогенезом форм, как складчатости, слапцеватость, вытягивание слоев, растрескивание и прочее, а также установление их взаимоотношений и зависимости между ними.

При применении метода такого анализа к рейнским варисцидам получилось как бы двоякое направление движения масс, т. е. на Ю мы имеем движение на ЮВ узкой зоны, затем следует широкая зона преимущественного движения на СЗ вплоть до массива Брабанта, с С опять проходит зона с южным движением, которое наконец у Нейвида заменяется снова движением на С. Эта двойственность взаимно противоположных движений, казалось бы одной и той же полосы варисцид, не может быть конечно объясняема сменой направления движений столь узких полос земной коры. Вернее всего здесь и в других подобных случаях следует различать между общим основным движением всех масс и относительными движениями отдельных частей. При этом движение на С более высоких горизонтов сменяется движением на Ю более глубоких или, как мы часто знаем, перекрытия с движением на С — надвигания — иногда могут объясняться поддвиганиями в направлении на Ю и т. п.

Если с этой точки зрения анализировать рейнский профиль (Шольц) [*33*], то получается, вместо мнимой смены направления движения на С или на Ю — *смена комбательных движений*, т. е. поднимающихся масс или опускающихся, сменяющих друг друга в ряде надвигов, причем однако все эти дифференциальные движения могут быть выведены из общего движения, направленного с Ю на С.

Детальное структурное изучение рейнских варисцид приводит также к основному заключению о *чрезвычайном сходстве движений* и в частности надвигов и покровов *в варисцидах и в Альпах, которые следовательно возникли в результате одних и тех же тектонических процессов.* Различие между ними заключается в большей, так сказать, связанности, меньшей свободе тектонических движений варисцид по сравнению с Альпами. Причинами этой менее свободной тектоники является наличие больших различий

в жесткости масс, наличие большого количества кристаллических массивов,[1] наличие старых тектонических структурных линий, областей опускания и целый ряд других, унаследованных от предыдущих периодов тектогенеза элементов. В результате всего этого комплекса причин *в варисцидах преобладают в настоящее время не горизонтальные движения как в Альпах, а вертикальные*. С другой стороны, нельзя забывать того обстоятельства, что Альпы скорее все-таки представляют собою исключение из складчатых зон земли. Только здесь произошло такое тесное смятие, скучивание складчатых элементов. В эпоху образования европейских варисцид они не испытывали еще такой тесноты, и поэтому отдельные детали строения могли спокойнее развиваться друг около друга, в противоположность Альпам, где вследствие тесноты это развитие шло путем нагромождения друг на друга громадных количеств покровов. Таким образом и обратно— нельзя целиком переносить все альпийские структурные черты на варисциды, не вводя вышеуказанных предпосылок и поправок во избежание излишнего схематизирования.

Останавливаясь кратко на строении Европейской части СССР, можно, согласно первой классической схеме А. П. Карпинского,[2] развитой в дальнейшем С. Бубновым и А. Архангельским, выделить в ней следующие основные структурные элементы: Кавказ, Урал, Балтийский щит, Русская платформа. К последней можно относить также Тиман и Печорский край с известными оговорками, тем более что сама Русская платформа по существу не представляет вполне однообразной тектонической единицы; в ее пределах намечаются некоторые более жесткие участки, а именно: примыкающее к Уралу Уфимское плато, Ставропольское плато, Азовско-подольский горст, Украинская кристаллическая полоса, связывающаяся с Балтийским щитом, Полесским валом, и наконец Воронежская глыба и Донецкий кряж. Между Азовско-подольским горстом и Донецким кряжем с одной стороны и Воронежской глыбой с другой стороны располагается Украинская впадина. По другую сторону Полесского вала располагается Полесско-литовская впадина. Вся восточная часть между Воронежской глыбой, северной частью Полесского вала и переходной от Полесского вала к Балтийскому щиту частью Русской платформы занята Восточно-русской впадиной с глубоко выдающимся на запад Подмосковным бассейном. Подмосковный бассейн, в отличие от Среднего и Низового Поволжья, характеризуется меньшей мощностью осадков и очень слабыми явлениями смятия в виде Вышневолоцкого вала. Восточно-русская впадина характеризуется целым рядом валов и расположенными между ними прогибами. Таков Окско-Цнинский вал с сопровождающими его с востока и запада прогибами; Доно-Медведицкие дислокации, дислокация Саратовского района, Саратовско-Ульяновский прогиб, Жигулевская дислокация, Вятский вал, антиклиналеподобное поднятие пермских слоев под Казанью и др. Такую же впадину, но меньших по сравнению с Восточно-русской размеров, представляет собою Печорская впадина.

Характер колебательных эпейрогенических движений разных эпох намечен А. Карпинским (рис. 578 и 579), а каждой из этих тектонических единиц в течение четвертичного периода рядом различных исследователей и сведен вместе Г. Ф. Мирчинком. К этой работе приложена составленная Г. Ф. Мирчинком карта распространения эпейрогенических колебаний (см. рис. 580).

Основной же план строения СССР лучше всего виден на прилагаемой карте (рис. 581), представляющей собой упрощенную копию карты, составленной в 1933 г. А. Архангельским [*34*].

---

[1] Наименее ясным вопросом альпийской складчатой зоны являются уже упомянутые устойчивые стабильные массы так называемых внутренних древних массивов, несогласных с основной складчатой полосой, но положение которых несомненно влияло на простирание последней, а также на расположение зон разломов и областей опускания и обрушения. В отношении этих образований Арган полагал, что между ними и окружающей альпийской складчатостью тесных связей не имеется.

[2] А. Карпинский. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России — изд. Природа, 1919 г. — дополненное переиздание этой классической работы.

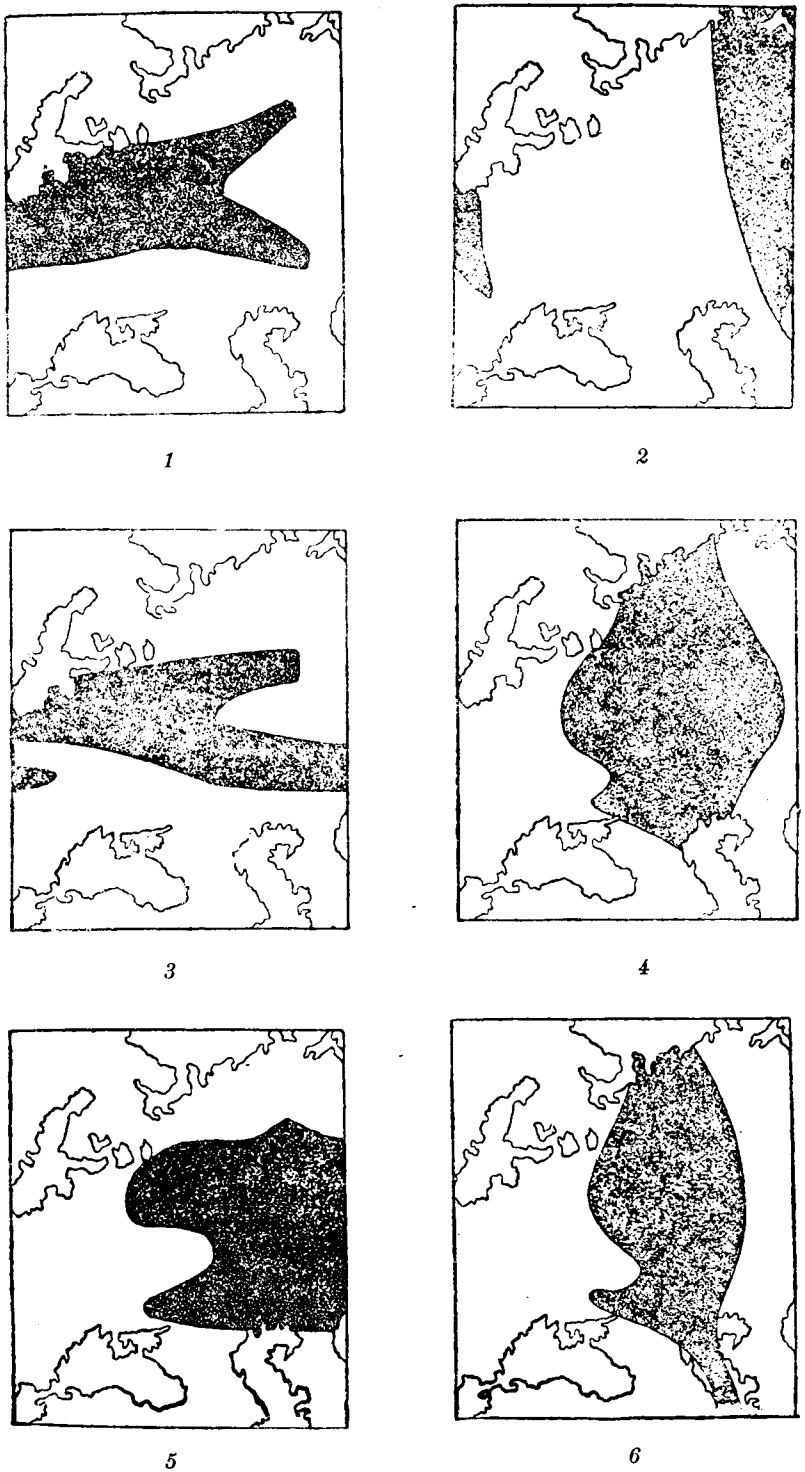
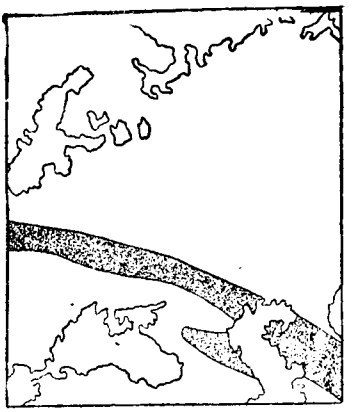


Рис. 578. Распространение моря в Европейской части СССР в различные геологические эпохи, по А. Карпинскому.

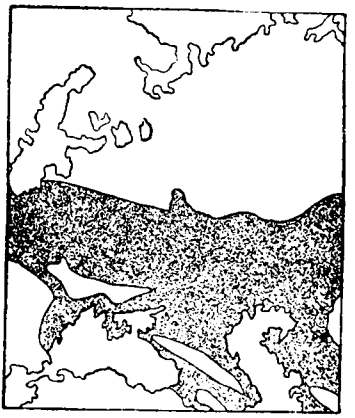
1—нижний силур; *2*—нижний девон; *3*—начало среднего девона; *4*—конец верхнего девона; *5*—нижний карбон; *6*—конец верхнего карбона.



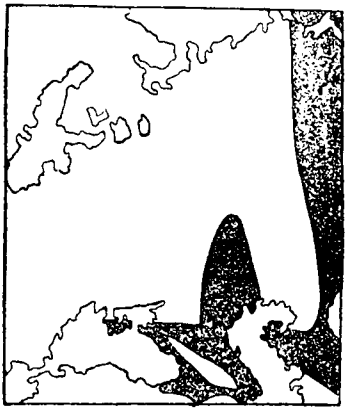
7



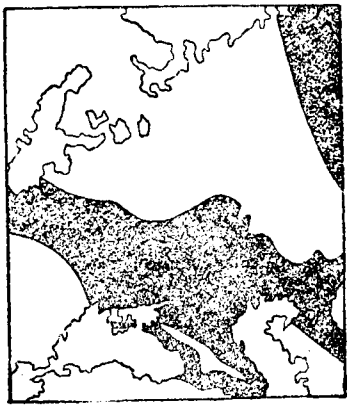
8



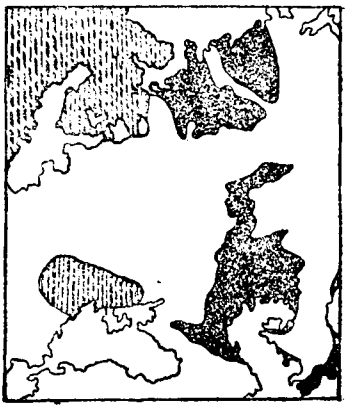
9



10



11



12

Рис. 579. Распространение моря в Европейской части СССР в различные геологические эпóхи, по А. Карпинскому.

7—средняя юра; *8*—нижний мел; *9*—верхний мел; *10*—нижний воцен; *11*—нижний олигоцен; *12*—плейстоцен; вертикальной штриховкой показаны древние материки.

Сопровождающая эту карту статья дает наиболее сжатое современное представление о тектонике СССР. Более подробное освещение его тектоники можно будет получить по подготовляемому большому коллективному изданию «Геология СССР».

При первом взгляде на карты (см. рис. 578 и 579) бросается в глаза последовательное чередование бассейнов широтного и меридионального простирания, причем последние приурочены к восточной части СССР.

Северо-западная площадь оставалась с древнейших времен (с конца девона) сушей, а юго-восточная, наоборот, с того же времени занималась постоянно морем (Нижне-Волжский край). Тогда смена морских бассейнов,

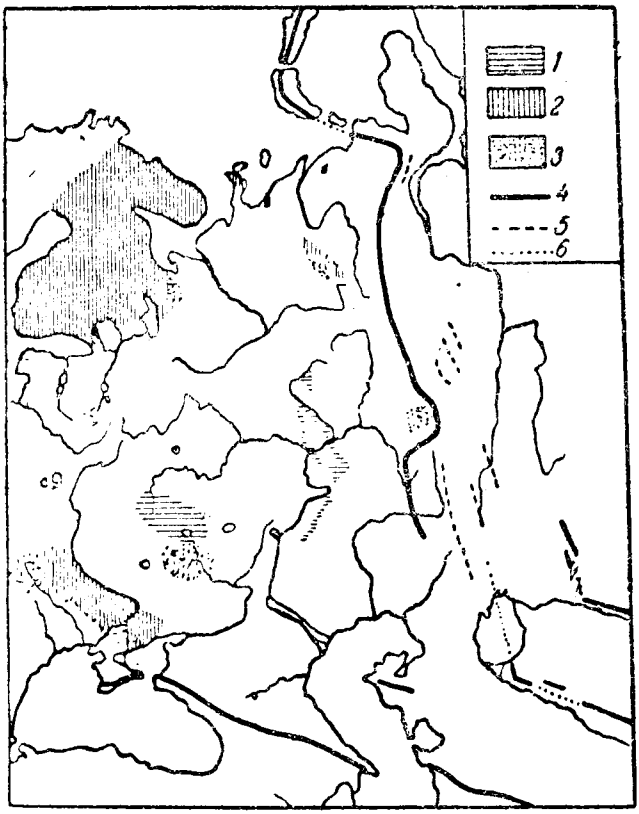


Рис. 580. Схема строения Европейской части СССР, по Карпинскому.
1—пологие антиклинали; *2*—кристаллические горсты; *3*—подземные горсты; *4*—Урал, Крымско-кавказский и некоторые азиатские кряжи; *5*—Мугоджары и часть дислокационных направлений восточного склона Урала; *6*—предполагаемая связь азиатских дислокаций с уральскими.

последовательно заливавших поверхность Русской равнины, объясняется соответственными медленными волнообразными колебаниями этой части земной коры; они не затрагивали лишь СЗ части, где массив из древних кристаллических образований (в виде горста) являлся оплотом, около которого совершались колебания. Самый массив реагировал на них повидимому лишь расколами и трещинами, по которым, вдоль его окраины, возник целый ряд опусканий (Финский залив, Белое море и вероятно Ладожское и Онежское озера).

Направления колебаний совпадали с Уральским и Кавказским кряжами. Образование Урала, впервые заметно проявившееся в среднекаменноугольную эпоху, особенно энергично происходило в пермский период, а последние заметные следы горообразования его относятся к нижнемеловой

эпохе. Отдельные дислокации различного возраста и направлений, которые давно уже были констатированы в Европейской части СССР, показаны на карте (рис. 582) и в сопровождающем ее тексте. Кроме северо-западного в СССР находится южный, так называемый Подольско-азовский горстовый массив (также отмеченный на карте пунктиром); он существовал вероятно еще до возникновения Крымско-Кавказской дислокации и был причиной изгиба, замечаемого при переходе Кавказского кряжа в Крымский, подобно тому как изгибы альпийской системы обусловлены массивами Богемским, Шварцвальда и Вогез (см. рис. 576), причем в свою очередь юго-восточный

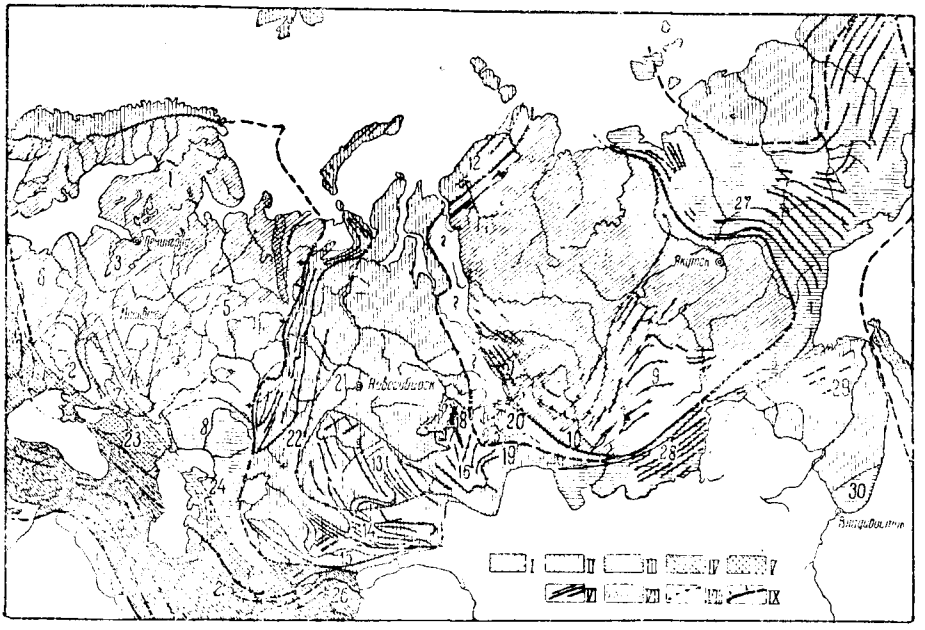


Рис. 581. Тектоническая карта СССР, по А. Д. Архангельскому и Н. Шатскому.

I—докембрийские плиты; *II*—палеозойские плиты, образованные каледонской и варисцийской орогениями; *III*—области мезозойской складчатости; *IV*—области альпийской складчатости; *V*—предгорные впадины альпийских горных сооружений; *VI*—простирания складок; *VII*—валы на восточно-европейской плите; *VIII*—прогибы слабых мезозойских и третичных дислокаций в пределах докембрийских и палеозойских глыб; *IX*—гравипы интенсивной геосинклинальной складчатости различных периодов.

1—Балтийский щит; *2*—Азовско-подольский щит; *3*—подземные склоны Балтийского щита; *4*—Воронежский выступ докембрия; *5*—Восточно-русская впадина; *6*—Польско-германская впадина; *7*—Донецкий бассейн и его продолжение; *8*—Прикаспийская впадина; *9*—Аваба[illegible]ский гнейсовый массив; *10*—подземное продолжение Анабарского массива; *11*—Енисейский кряж; *12*—складки Таймыра и Северной Земли; *13*—складки Казахстана; *14*—Северный Тянь-шань; *15*—Южный Тянь-шань; *16*—Алтай; *17*—Салаир; *18*—Кузнецкий бассейн; *19*—Западный Саян; *20*—Восточный Саян; *21*—Иртышская впадина; *22*—Тургайская впадина; *23*—предгорная впадина Карпат, Крыма и Кавказа; *24*—складки Мангышлака и Туар-кыра; *25*—Копетдаг; *26*—Памир; *27*—Верхоянский хребет; *28*—Восточное Забайкалье; *29*—Амуро-Амгунская область; *30*—область мезозойских и альпийских нарушений Приморья.

конец Азовского горста и сам претерпел разломы и опускания в области современного Азовского моря, а западный испытал сильное надвигание Карпат. В Донецком бассейне, кроме дислокаций докембрийских и вероятно дизъюнктивных в палеозойское время, наблюдалось несогласное залегание триасовых (?) слоев на каменноугольных и пермских и верхнемеловых — на всех более древних.

Складкообразовательный процесс закончился в Донецком кряже ко времени отложения нижнетретичных слоев, залегающих спокойно и несогласно на более древних осадках. Но орогенические колебания происходили и позднее: миоцен налегает трансгрессивно на палеоген, понтические осадки — на более древние третичные слои. П. И. Степановым наибольшая

величина относительного стяжения-сжатия каменноугольных осадков Донецкого бассейна, вследствие их складчатости, определена в 0,851.

В связи с тектоникой Финского побережья находится наклон прибалтийских кембрийских и силурийских осадков на Ю или ЮЮВ, отражающийся и на параллельной дислокации Холмского и Вышневолоцкого районов, возникшей в девонский период; явное отношение к Балтийскому горсту имеют Канинский хребет и его продолжение — Тиман. Тимаи много древнее Урала. Главная фаза его складчатости падает на доверхнесилурийское время. К верхнему силуру серицитовые сланцы и кварциты, слагающие его ядро, не только были смяты в интенсивные складки, с СЗ на ЮВ, но были уже разрушены, и осадки верхнего силура (на крайнем севере Тимана) и верхнего девона лежат на головах этих древнейших пород трансгрессивно. Возраст серицитовых сланцев предположительно докембрийский. Все последующие (послесилурийские) движения на Тимане уже не велики и вызваны повидимому уральской складчатостью.

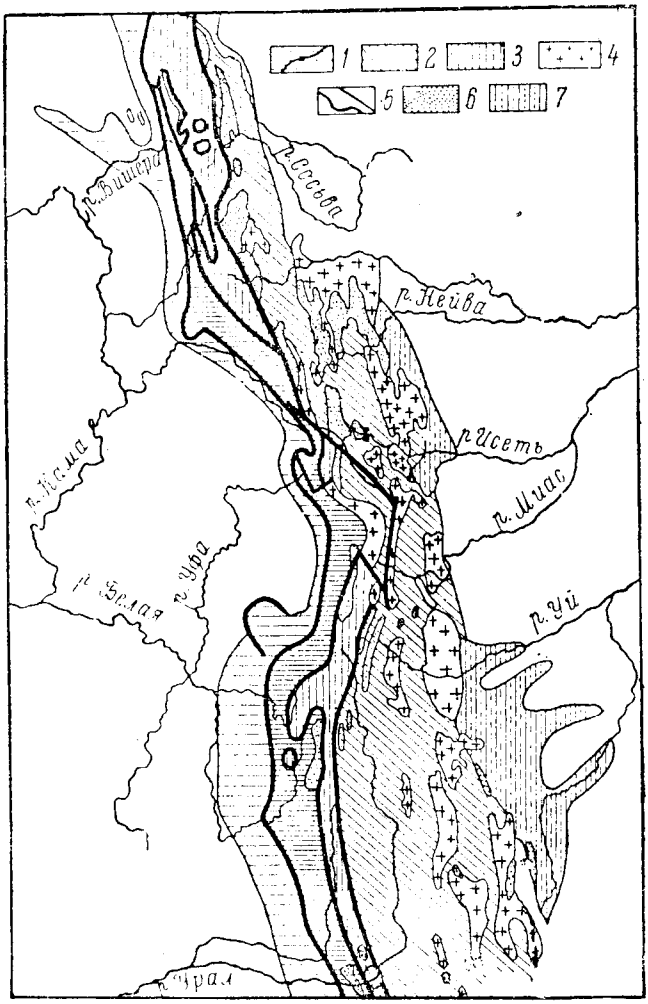


Рис. 582. Тектоническая карта Урала (с карты б. Геологического комитета).

1—палеозойские породы I зоны (густая штриховка—надвинутые, редкая—аутохтонные); *2*—кристаллические сланцы II зоны; *3*—основные породы III зоны; *4*—IV зона; *5*—граниты и гнейсы V зоны; *6*—VI зона; *7*—вероятные надвиги и сбросы.

Чем ближе к Балтийскому горсту находятся дислокационные нарушения, тем более они отражают направление его границ. В южной же половине Европейской части СССР, как уже сказано, наблюдается соответствие дислокаций с направлением Кавказского и Уральского хребтов с теми уклонениями, какие вызываются сопротивлением древнего массива Подольско-азовского горста. Чем южнее положение складчатых дислокаций, тем более они отражают кавказское направление, чем восточнее — направление уральское. Кривые их движений показаны на рис. 583.

Сходясь на юго-востоке Европейской части СССР в остром (65—70°) углу, в относительно тесном районе Прикаспийской низменности, они испытывали особенно частое влияние дислокационных нарушений кавказского и уральского типов. Многократно то перемещаясь, то возникая одновременно, дислокации неизбежно являются сложными, с различным простиранием складок, брахиантиклиналей и сбросов, с образованием впадин (грабенов) и

горстов, часто относительно небольших (Большое и Малое Богдо, Эльтон, Индерское озеро, Илецк и другие).

Складчатая система Урала прослеживается далеко на В за верхнее течение Тобола, по реке Ую, ниже Троицка и пр.; хребет Улу-тау, в 400 *км* к В от Мугоджар, обнаруживает уральское направление складчатости. Целый ряд стратиграфических аналогий подтверждает мысль Зюсса, что Урал представляет периферический азиатский кряж. Особенный интерес представляют врезывающиеся в ЗСЗ направлениях в Приуральскую низменность и там как бы затухающие кряжи, по всем вероятиям одинакового с Уралом возраста: хребты Кара-тау и Нура-тау. От конца последнего к Аму-дарье тянется среди степи ряд или ряды редких возвышенностей, между которыми выделяются Букан-тау и примыкающий к Аму-дарье Султан-уиз-даг; состав и тектоника этих кряжей свидетельствуют по крайней мере о двух фазах их горообразования: между нижнекаменноугольной и юрской эпохами и после последней. В последнем из названных кряжей предполагается непосредственная связь дислокационных направлений азиатского и уральского. По направлению Нура-тау находятся Мангышлакские горы, поперечная дислокация в южной части Ергеней, Донецкий кряж и т. д. до Келецких гор. Нигде в Европейской части СССР южнее указанной линии складчатости уральского направления не наблюдается. Севернее, параллельно Нура-тау, проходит хребет Кара-тау, оканчивающийся в степях почти на одном меридиане с кряжем уральского направления Улу-тау, южное окончание которого находится всего около 300 *км* от северного конца Кара-тау, на продолжении которого лежат южное окончание Мугоджар и ветви южного Урала — Чушка-кульского кряжа. На этих же параллелях (47° и 48° с. ш.) наблюдается и сложная складчатость с куполами, изгибами и поперечными сбросами, преимущественно меридионального направления, в Уральском нефтеносном районе проявляющаяся всегда в местах перехода одного направления в другое. Вопрос об окончательном выяснении взаимоотношений дислокаций Туркестана, Урала и юга Европейской части СССР представляется одной из наиболее важных и интересных задач для советских геологов [*34*].

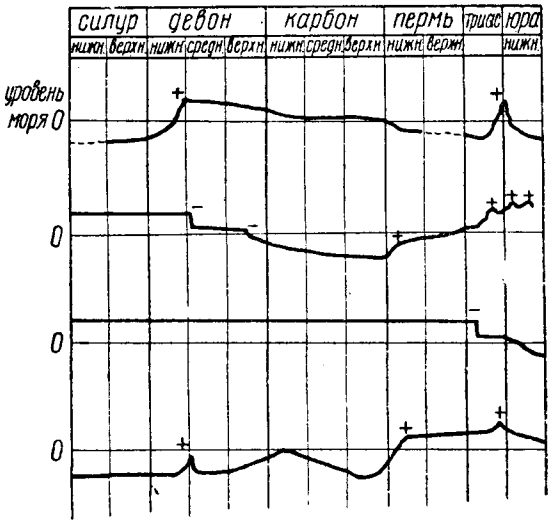


Рис. 583. Кривые тектонических движений Кавказа, Донбасса и Урала, по А. Архангельскому.

Тектонические линии Европейской части СССР (Карпинского), Тянь-шаня, Хингана и Китая все как бы расходятся из области Саян и Байкала. Помимо складчатости эти линии выражены и дизъюнктивно, создавая глыбовую тектонику; ее основным законом повидимому является надвигание более поднятых глыб на пониженные (южной окраины Тянь-шаня — на Таримскую впадину, т. е. на Ю, Саянской дуги — на Иркутск, т. е. на С), и в этом смысле некоторые (Кобер) склонны отрицать единое движение тектонических сил с С на Ю, установленное Зюссом, так же как и представление о неподвижном древнем темени Евразии — Прибайкальском кристаллическом массиве.

По Тетяеву [*35*], Прибайкальский массив в палеозойскую эпоху играл

роль геосинклинали, на месте которой возникла складчатая область с северо-восточным простиранием; принимая забайкальские складки за герцинские, Тетяев определяет иркутские как каледонские; далее им намечаются тангенциальные движения в южной части Прибайкалья и в послеюрское время, выразившиеся в явлении шариажа у истока Ангары, и окончательное поднятие в четвертичное время, в результате чего он вообще подвергает большому сомнению все тектоническое построение Евразии Э. Зюсса, как основанное на ошибочных предпосылках. В. Обручевым [36] однако указывается, что древнее темя, установленное Зюссом, действительно является древнейшим и главным структурным элементом Азии, вокруг которого фор-

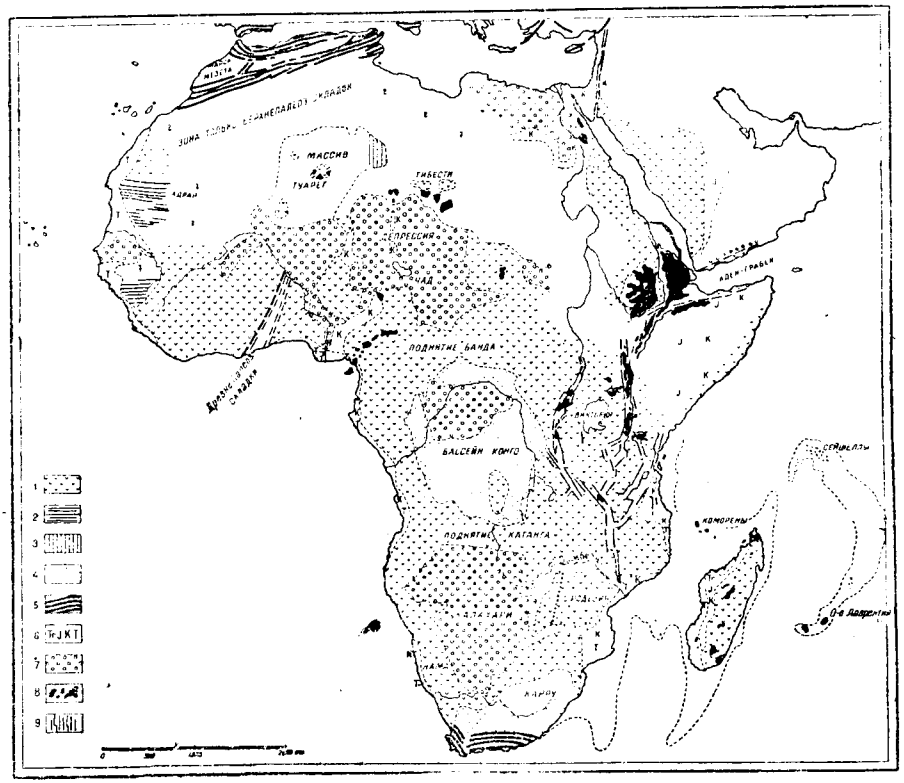


Рис. 584. Структурная карта Африки, по Борну.

1 — докембрий; *2*—горизонтальный нижний палеозой; *3* — каледонская складчатость; *4*—Карру (пермь-лейас); *5*—в Атласе—третичная, на Капе—триасовая складчатость; *6*—триас, юра, мел и третичные отложения побережья платформ Сеьеро-африканской и Сомалийской; *7*—кеновой внутренних областей и аллювий оз. Чад; *8*—молодой вулканизм; *9*—Восточно-африканские разломы.

мировалась постепенно огромная часть этой суши. Это темя в течение долгих геологических периодов подвергалось размыву, понизилось и превратилось почти в равнину (пенеплен), как и гораздо более юные алтаиды. И только омоложение этих древних частей Азии, восстановление их горного рельефа произошло благодаря юным движениям земной коры, но по старым, задолго намеченным линиям. Новые исследования в разных частях в Алтае и Тянь-шане [37] доказывают громадное развитие и значение именно радиальных дислокаций для современного рельефа Азии, достигающих местами 2 000 *м* и на протяжении последних (с конца меловой) геологических эпох постепенно все более и более преобладающих над складчатыми.

Представление о возможности растяжений литосферы, хотя и возникло довольно давно, однако обычно гораздо меньше обращает на себя внимание, чем вопросы смятия, давления и складкообразования. Первым обратившим

внимание на большую роль растяжений, разрывов в региональной тектонике был Черульф, объяснивший весь современный рельеф и структуру Скандинавии сложной системой трещин, появившихся в литосфере (см. § 21, рис. 113), по его мнению, от перемещений нижних слоев, т. е. в результате возникшего таким образом скручивания. Для объяснения тектоники Восточной Азии

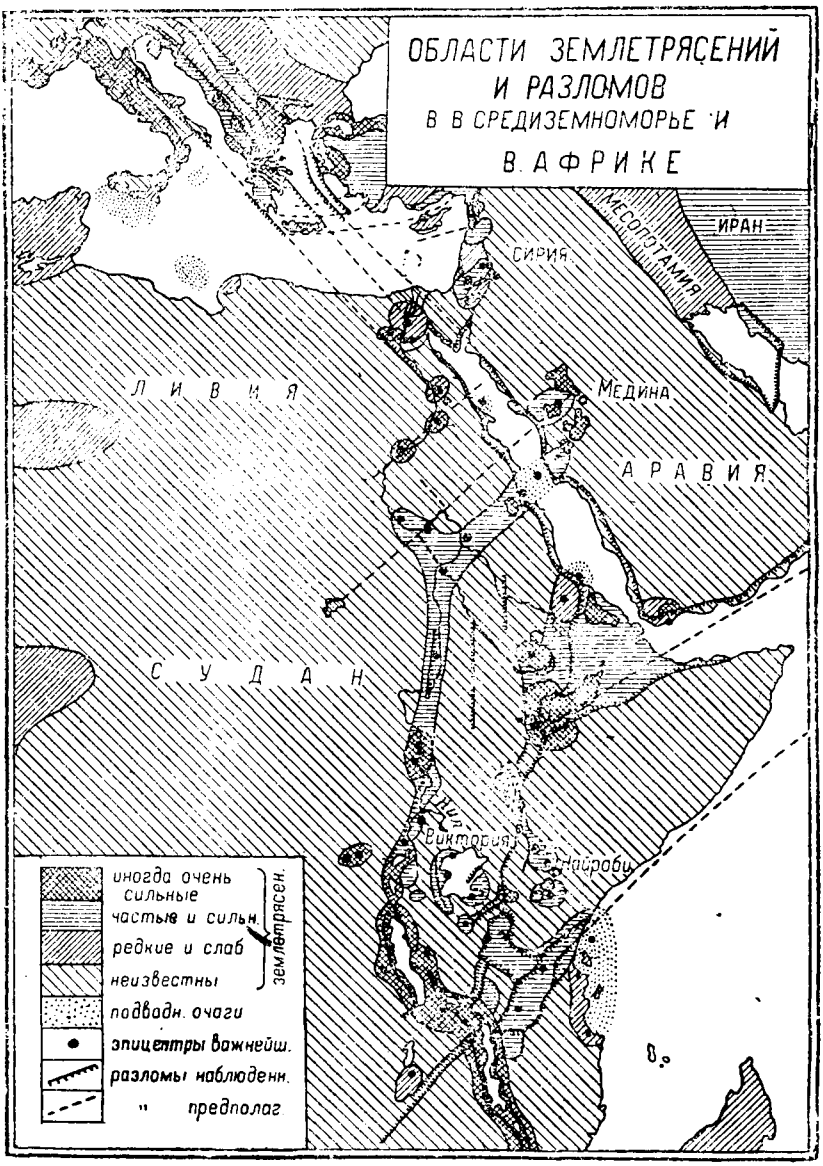


Рис. 585. Сейсмичность области больших разломов восточной Африки, по Зейдлицу.

также довольно давно была высказана Рихтгофеном идея о растяжении, разрывах и наклонах отдельных глыб между этими разрывами. Позднее Эд. Зюсс указал на чрезвычайно интересное происхождение системы великих разрывов и грабенов восточной Африки и их продолжения — грабенов Сирии и Палестины. Однако лишь значительно позже ряд других авторов подробнее осветил генезис этой единственной на земле зоны растяжения

(Кренкель, Грегори, Бейли Виллис и другие). Для происхождения этой зоны разрывов был предложен ряд различных теоретических объяснений, самая же геотектоническая форма эта была названа особым термином *тафрогенез* в противоположность *орогенезу*.[1]

Объяснение генезиса разрывов земной коры в значительной мере является составной частью гипотезы Вегенера, а также всех к ней примыкающих. Из русских авторов этим вопросом занимаются по преимуществу Б. Личков [38] и М. Боголепов [39]. М. Боголеповым разобран целый ряд примеров, показывающих особое значение растяжения в формировании поверхности земли, в частности в районе Малайского архипелага, который, с его точки зрения, испытывал вращение против часовой стрелки, Индии, сдвинувшейся к В, Аравии, повернувшейся к СВ, Ирландии, отошедшей от Великобритании, и т. д. Основной идеей М. Боголепова является то, что лик земли формируется под действием магматической энергии, проявляющейся в виде периодических вихрей в магме. Эти вихри в свою очередь перемещают плавающие на магме верхние слои литосферы.

Не останавливаясь здесь на разборе теоретических оснований идей М. Боголепова (см. гл. X), примыкающих ко всем тем гипотезам, которые исходят из пассивного плавания литосферы на подкоровом активном слое (гипотезы Ампферера, Швиппера и др.), отмечаем здесь лишь эти единственные на русском языке работы по вопросу о растяжении земной коры, с этой точки зрения представляющие несомненный интерес.

Для объяснения происхождения восточно-африканской рифтовой системы предложены две гипотезы:[2]

1. *Гипотеза Грегори*, которую можно назвать *гипотезой растяжения*, предложенная им в 1896 г., основывается на следующих положениях:

а) Одновременно с громадными излияниями лавы, образовавшими траппы Декана (Индия) (и в силу вероятно тех же внутренних причин), в конце меловой эпохи подобные же явления происходили по другую сторону Индийского океана в восточной Африке.

б) В это время здесь началось поднятие пологого вздутия с меридиональной осью, до того сохранявшей очень долго свою неподвижность. Это поднятие сопровождалось растяжением и растрескиванием поверхности, сетью разломов, как меридиональных, так и широтных; в местах пересечения этих разломов происходили эффузии, заливавшие своими лавами большие площади.

в) Вместе с тем эти большие излияния нарушили равновесие в верхних частях земной коры, создав пустоты внутри последней и наоборот перегрузив ее наверху излившимися массами, что вместе могло вызвать движения коры, направленные к восстановлению утраченного равновесия.

г) Эти движения выразились в опускании боковых частей меридионального вздутия и сопровождались оживлением вулканизма.

Гипотеза Грегори в дальнейшем была изменена самим же автором, главным образом в смысле отказа от приписывания главной роли во всех процессах вулканизму. Грегори сам склоняется к тому, чтобы считать его не первопричинным процессом, а лишь сопровождающим явлением.

2. Вторая гипотеза была предложена Вейландом в 1921 г. Она называется *гипотезой сжатия*. Эта гипотеза исходит из следующего. Вследствие гигантского опускания Гондваны должно было возникнуть сильное боковое давление со стороны опускающейся массы, т. е. современного Индийского океана, с надвиганием с ЮВ на СЗ. Это давление должно было вызвать поднятие большой полосы восточной Африки, включая Кению, Уганду, Конго (что Вейланд называет *геодом*). Вся эта гигантская выпуклость в свою очередь разделилась на две части, с промежуточной между ними депрессией, в которой начали собираться воды, давшие начало озеру Виктория. В дальнейшем эти обе меридиональные волны стали разламываться продольными разломами, плоскости которых падали от средней части в противоположные стороны под углом около 45°, т. е. боковые части постепенно начали надвигаться навстречу друг другу на средние полосы, которые вследствие этого должны были опускаться. Таким образом в результате общего сжатия возникли обе системы опустившихся полос, или рифтовых долин. В некоторых местах вместо опускания средины могли выжиматься отдельные клинья вверх, чем объясняется внутри западной рифтовой полосы нахождение большого горного массива Рувензори. Чрез-

[1] *Тафрогенез* в переводе значит *образование рвов, впадин*, в противоположность горообразованию. В данном случае конечно эти термины в значительной мере отражают орографический принцип, а не генетический.

[2] Вопрос о происхождении Большого африканского рифта был поставлен на специальное обсуждение на XV Международном геологическом конгрессе в Претории. В трудах этого конгресса, опубликованных в 1930 г., имеется несколько чрезвычайно ценных работ, посвященных этому вопросу. Наиболее важной является работа Вейланда, рассматривающая детально происхождение рифтов в пределах экваториальной Африки, в пределах Кении и Уганды. Эта работа в значительной мере дополняет и уточняет основные труды по этому вопросу — Э. Зюсса, Грегори и Кренкеля.

вычайно интересно, что подробное изучение западного рифта доказало, что бока его представляют ненормальные сбросы, а именно пологие надвиги, которые только в местах выхода их поверхностей на дневную поверхность имеют более крутые уклоны. Этот механизм надвигов на опускающиеся между ними полосы изучен в последнее время и по окраинам Красного моря и Сирии (рис. 586) Б. Виллисом, который предложил для этого явления термин — *рамп*, вместо *рифт*, так как с последним термином обычно связывается представление о нормальных вертикальных или близких к ним сбросах.

За последние годы были произведены геологические исследования восточно-африканского побережья Кении и здесь также были установлены многочисленные надвиги такого же направления, т. е. обязанные давлению с ЮВ. В пределах южной Уганды точно так же геологические исследования последнего времени установили, что здесь, начиная уже с докембрия, давление шло с ЮВ и вызывало растрескивание этой части по трем системам линий, двум, лежащим, как обычно, под углом 45°, и третьей, к ним перпенди-

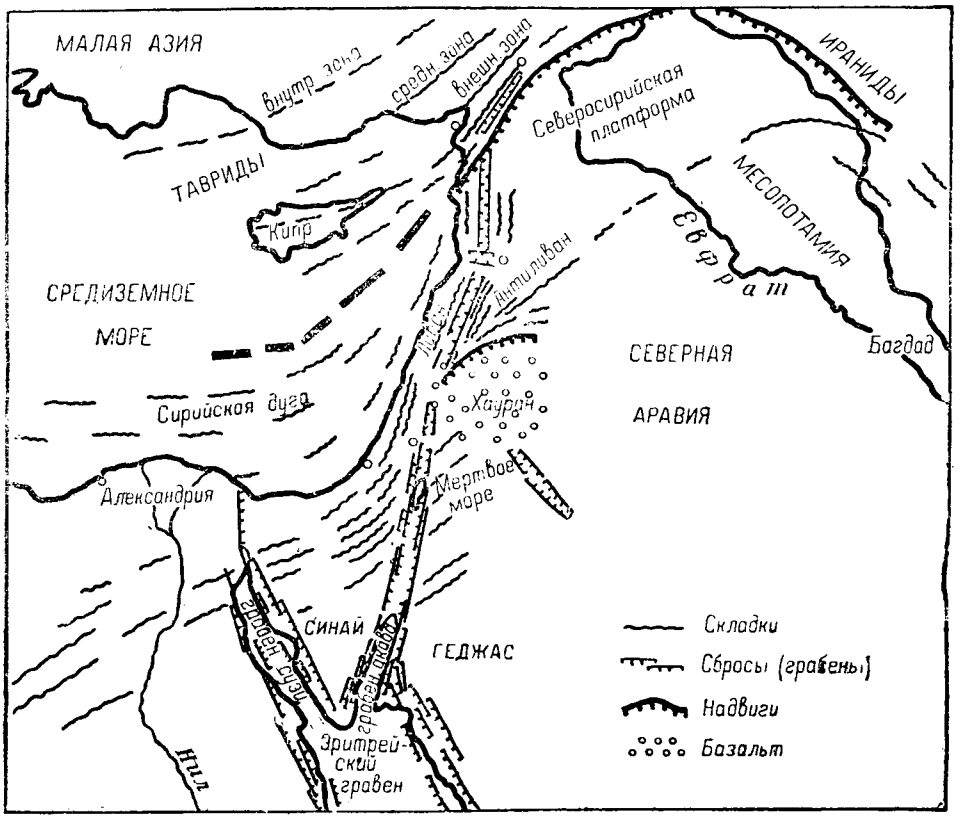


Рис. 586. Тектоническая схема восточной части Средиземноморья с сирийской дугой, по Кренкелю.

кулярной, т. е. по направлениям — меридиональному, широтному и СВ—ЮЗ. Все дальнейшие дислокации мелового и третичного времени таким образом лишь повторили старые, по унаследованным от них направлениям. Таким образом и самое последнее давление, образовавшее рифтовые полосы, очевидно приноровлялось к тем же направлениям. Весьма важным фактом последних исследований является также установление в пределах Уганды остатков Великой африканской почти-равнины, известной в других частях Африки, и даже двух ее ярусов. Возраст выработки этого пенеплена устанавливается определенно старше образования рифтовых долин, а также озера Виктория. Таким образом вся геологическая история здесь в основном делится на два периода — до выработки пенеплена и после нее. Второй период нарушил длительное однообразие условий, в течение которых вырабатывалась почти-равнина, и создал современную морфологию экваториальной Африки, с громадными вулканическими конусами, грабенами, покровами лавы, глубокими рифтовыми долинами и экваториальными озерами. Интересно, что омоложение древних разломов наблюдается и на Мадагаскаре, причем расположение их параллельно рифтам восточной Африки, а происхождение относится к третичному времени. Таким

образом новейшая тектоническая история западной части Индийского океана повидимому развивалась однообразно. Основное поднятие экваториальной Африки, происходившее в послеменепленовое время, имело свою кульминацию в пределах Кении. Исходя из гипотезы Грегори можно принять, что оно было вызвано вертикальными силами, исходя из гипотезы сжатия — горизонтальными. Но независимо от того или иного объяснения, вертикальная слагающая должна была быть и рано или поздно она должна была вызвать все-таки растяжение поверхности, именно в месте наибольшего поднятия, что и доказывается массовыми вулканическими излияниями Кении. Вейланд считает, что основной причиной поднятия было все-таки сжатие на глубине. Начавшись в конце мелового времени, этот грандиозный, но однообразный тектонический процесс экваториальной Африки очевидно продолжается и сейчас, судя по сейсмическим явлениям. Они особенно часты

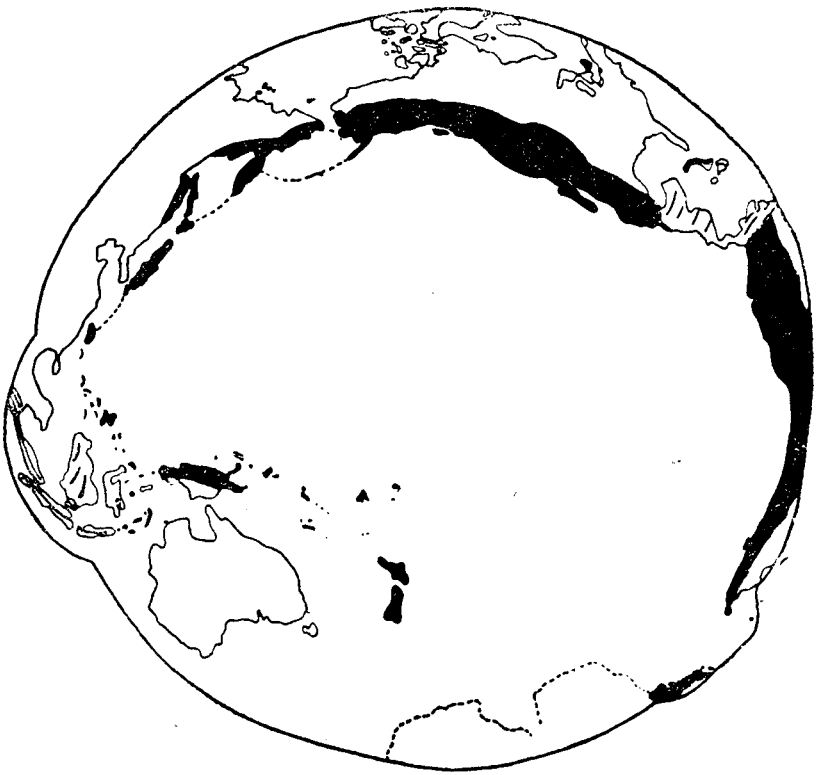


Рис. 587. Тихоокеанский тип берегов.

Черным показаны части альпийской складчатой зоны, поднимающейся над уровнем океана и простирающейся параллельно его берегам.

в пределах Уганды, т. е. в западной ветви рифта, но наблюдаются и в восточной части, т. е. в Кении. Так например в 1928 г. при одном довольно сильном землетрясении в Кении возникла трещина в 25 *км* длиной, с вертикальным перемещением по ней в 3 *м*. Равным образом не затихает до настоящего времени и вулканизм, например наблюдавшееся довольно сильное извержение в пределах озера Киву в 1912 г. Гора Муфумбуро в Конго остается активной. Почти по всей длине рифтовой зоны выходят многочисленные разнообразные горячие ключи, иногда выделяются пары.

Конфигурация западных рифтов Альберта, а именно падение плоскостей разрыва от средины рифтовой долины в разные стороны, крутой выход надвигов боковых частей, небольшие второстепенные купола, вздутия на дне долин, — все говорит в пользу их происхождения сжатием.

—

Явления радиальных дислокаций присущи и океаническим впадинам. Так, на дне Атлантического океана имеется узкий ров, вероятно грабен, в 1 400 *км* длиной и 6 *км* глубиной, с крутыми боками и плоским дном, неровным по длине и наиболее глубокими местами по краям (в Антиллах — *впадина Бартлет*). Начало его образования относится к плиоцену, но форми-

рование продолжается и теперь, судя по землетрясениям (как и многих других подобных впадин в Тихом океане). Окружающие его острова существуют уже со времени дотретичного периода (см. рис. 594).

Граница между сушей и морем представляет временную линию, непрерывно изменяющуюся. Даже самые незначительные вертикальные движения вызывают при соответствующих условиях очень большие горизонтальные перемещения моря, хорошо известные каждому геологу *трансгрессии* и *регрессии* (см. § 48). Однако (см. § 15) все же в структурном отношении мы можем наметить четыре основных типа морских берегов:

1. *Тихоокеанский тип* (рис. 587), характеризующийся тем, что очертания океана совпадают или параллельны со складчатыми цепями и связанными с ними рядами вулканов.

С этим типом берегов связано также расположение узких глубоких донных впадин, образующих самые глубокие отрицательные элементы рельефа земной поверхности обыкновенно впереди краевых складчатых цепей Тихого океана.

Тихоокеанский тип присущ не только самому Тихому океану, но продолжается из него вдоль Зондской дуги и в восточную часть Индийского океана, а также свойствен Антильскому морю среднего Атлантика.

2. *Средиземноморский тип* в настоящее время развит на земле незначительно, ограничиваясь почти только современным Средиземным морем и некоторыми другими подобными впадинами. В предыдущие геологические эпохи, в особенности в палеозое и мезозое, этот тип однако был весьма распространен, и к нему относились вероятно гораздо большие по площади моря, порядка океанов. Характерной особенностью средиземноморского типа является не только то, что его окаймляют складчатые цепи, но что часто и пересекают его, местами неправильно, нарушая однообразие морской впадины и разбивая ее на ряд отдельных бассейнов, чем обусловливаются прихотливые очертания берегов, полуостровов и островов. Современное Средиземное море представляет вы-

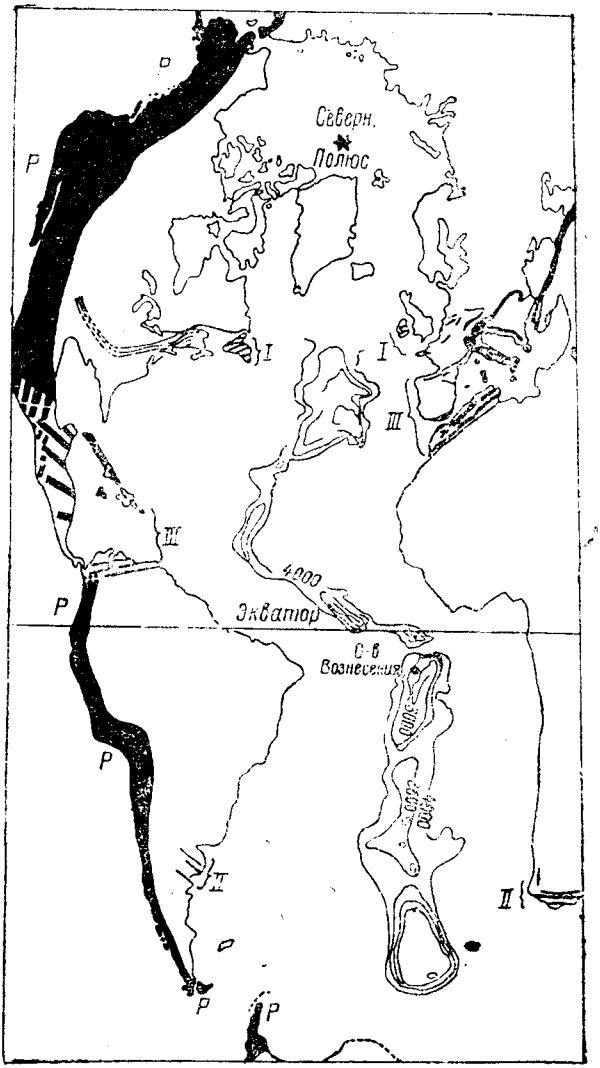


Рис. 588. Структурная карта Атлантического океана и его берегов.

Подводный средний хребет показан изогипсами в метрах; *P*—тихоокеанский складчатый пояс; *I*—линии простирания варисцийско-аппалачской складчатой системы северного полушария; *II*—то же (но более молодой) в южном полушарии; *III*—альпийская система (средиземноморская и ореднеамериканская).

тянутую прихотливыми очертаниями, весьма разнообразную подводным рельефом впадину между двумя большими материковыми массивами — Евразией и Африкой.

Во времена своего наибольшего развития Средиземное море представляло длинный рукав Тихого океана, который постепенно, по мере своего развития, заполнялся формировавшимися в нем складчатыми горными цепями.

3. *Атлантический тип* (рис. 588), к которому относится и главная часть Индийского океана. Он характеризуется тем, что его берега представляют остатки различных складчатых зон и структур, отсеченные, оборванные совершенно несогласно позднейшими разломами. В особенности характерно это для обоих берегов южного Атлантика. Часто отсутствующий в тихоокеанском и средиземноморском типе шельф в Атлантическом океане развит широко и часто прорезывается бороздами подводных затопленных долин (см. § 47).

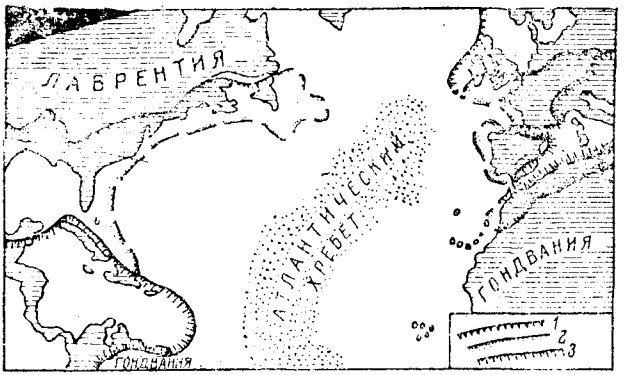


Рис. 589. Структура берегов среднего Атлантика, по Стилле.

1—край каледонской зоны складчатости; *2*—край варисцийской складчатости; *3*—край альпийской складчатости.

4. *Арктический тип.* Атлантический океан продолжается без видимой границы в *Арктический бассейн*, который можно до известной степени рассматривать как четвертый тип. Характерной чертой его является то, что как с американской, так и с сибирской стороны море внедряется неравномерно в древний затопленный материковый рельеф, что вызывает появление многочисленных прихотливых полуостровов и островов. В особенности характерен в этом отношении Арктический архипелаг Северной Америки.

Сопоставляя между собой все 4 типа океанов и морей, мы видим, что *для тихоокеанского и средиземноморского типов основным оформляющим их процессом является складчатость, в то время как Атлантический и Арктический океаны ограничиваются оборванными и затопленными остатками более древних структур.*

Объединяя наши тектонические представления о материках и океанах вместе, можно высказать предположение, что *для всего южного полушария*, в особенности той части, которая была занята Гондваной, *наиболее характерными процессами являются разломы, разрушения и обрушения материковых масс, создавших в итоге Индийский океан. Противоположный характер*, обусловленный вздыманием, поднятием колоссальных частей земной коры, *имеет вся Евразия и в особенности ее среднеазиатский сегмент, противолежащий главной части Индийского океана.*

Совершенно другую картину представляет Тихий океан с его многочисленными цепями островов, мелких и крупных, объединенных однако общим планом строения складчатых зон и глубоководными вытянутыми впадинами. Гравиметрическое изучение этих частей (см. § 60) дало возможность провести еще более близкую аналогию между формирующимися молодыми структурными элементами западной части Тихого океана и уже созданными складчатыми зонами Средиземного моря. *Всю западную часть Тихого океана мы можем объединить в нашем представлении как грандиозную молодую складчатую зону*, которая отличается от евразийской—

ипротной — только тем, что лежит на несколько тысяч метров ниже ее. Индийский и Атлантический океаны с другой стороны представляются в значительной мере генетическими аналогами африканской материковой массе.

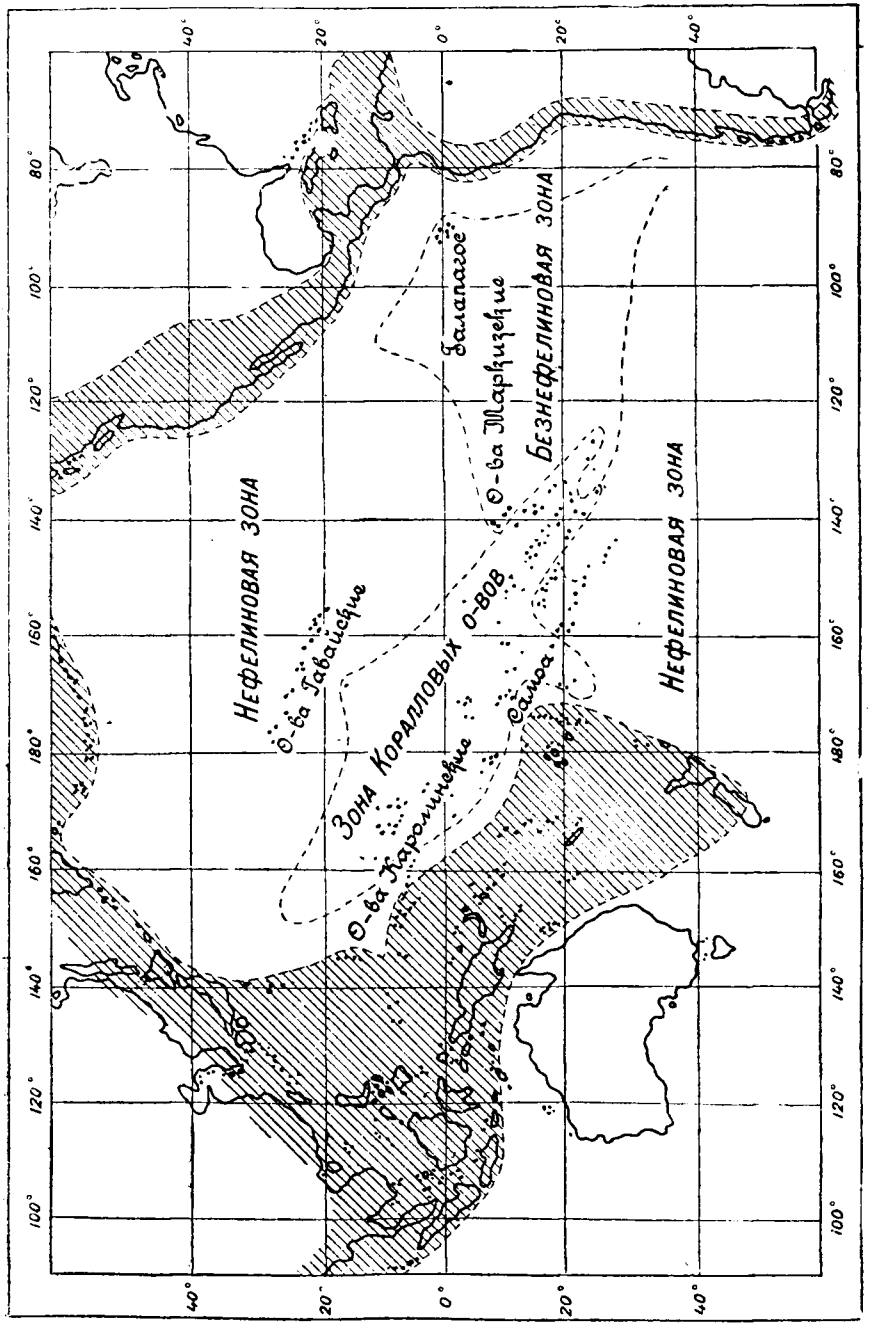


Рис. 590. Структурная карта Тихого океана, по Чеббу.

Изложенные общие наведения и сравнения дают возможность устанавливать единство структурных типов при всем их разнообразии, независимо от современного положения тех или иных частей земной поверхности по отношению к уровню моря. Поэтому трудно присоединяться к тем гипоте-

зам, которые рассматривают дно океана как нечто совершенно иное, чем материки, как обнаженную поверхность подкоровой пластической симати-

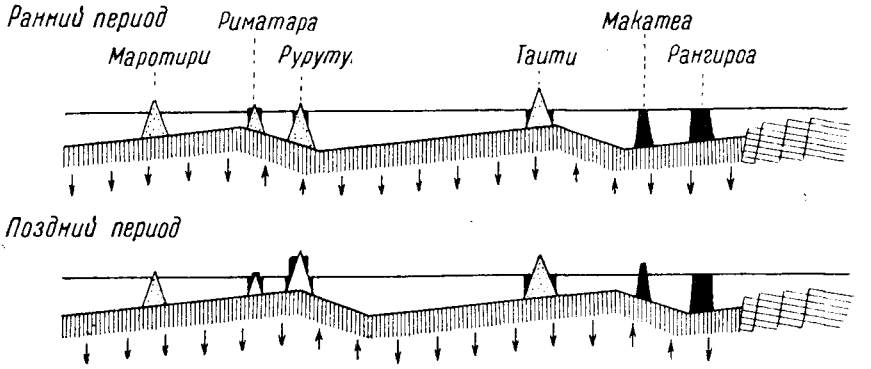


Рис. 591. Колебания дна Тихого океана, по Чеббу.

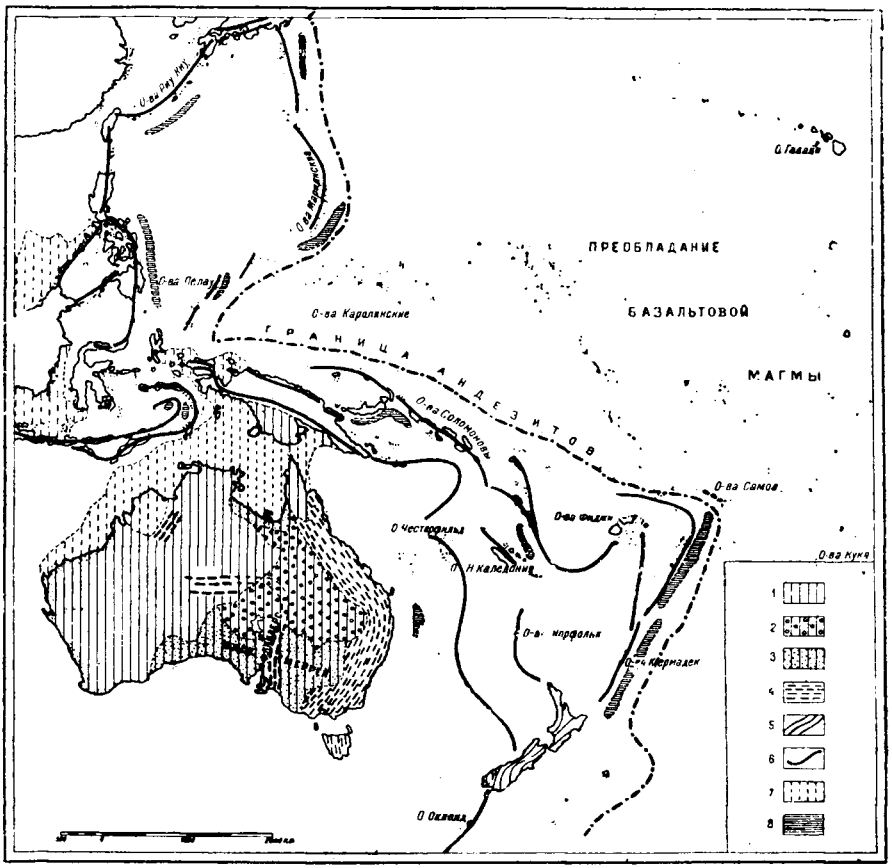


Рис. 592. Тектоническая карта юго-восточной части Тихого океана и Австралии, по Борну.

1—докембрий с ненарушенным кембрием, силуром и пермокарбоном; *2*—то же, покрытый мелом; *3*—то же, третичными; *4*—палеозойская складчатость: на северо-западе—бретонская, в центре—каледонская, на востоке—разных фаз; *5*—верхнекиммерийские складки Новой Зеландии; *6*—оси новейших поднятий; *7*—северо-австралийский шельф; *8*—глубоководные впадины.

ческой массы. Почти несомненно, что оно тектонически столь же разнообразно, как и современные материки, и так же как они не представляет

собою постоянных элементов земного рельефа. Как из морских глубин поднимались и поднимаются новые складчатые цепи, точно так же ранее образовавшиеся могут обрушаться, опускаясь под уровень океана. Возможно, что в значительной мере эти взаимно противоположные колебательные движения компенсируют друг друга.

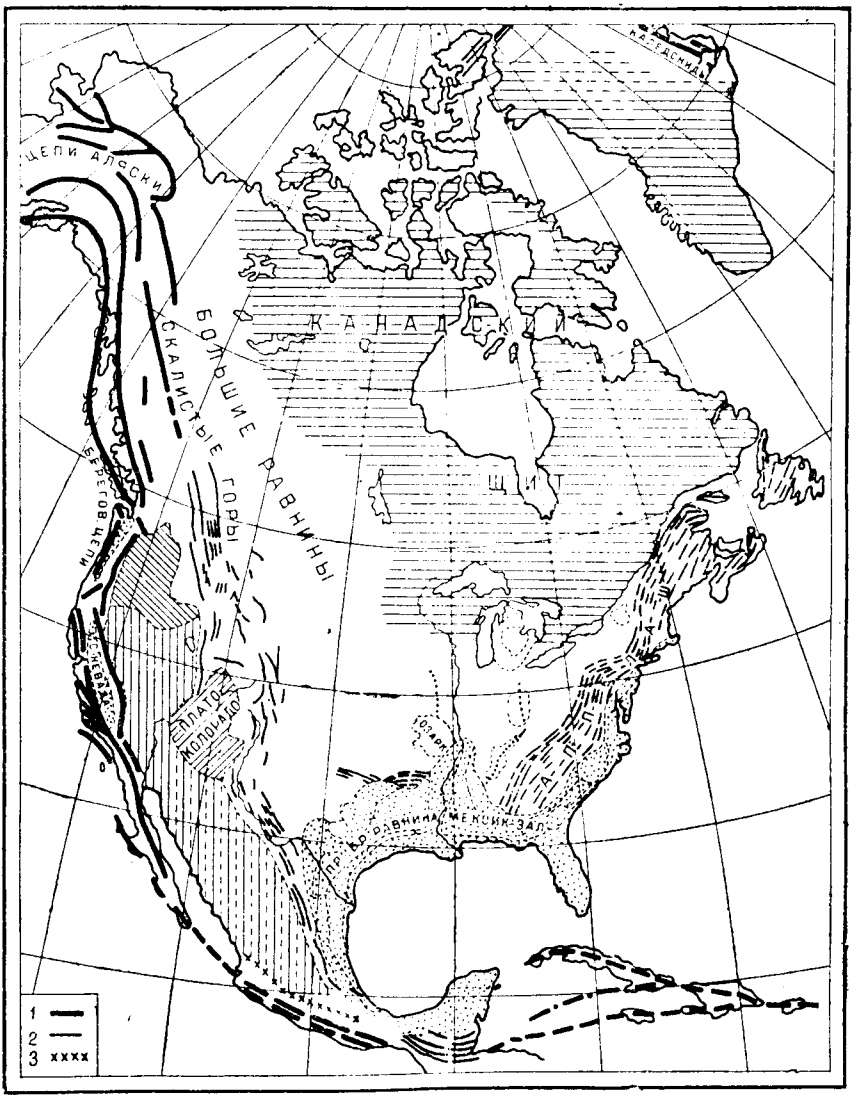


Рис. 593. Структурная карта Северной Америки, по Борну.

1—альпийские складки; *2*—варисцийские складки; *3*—вулканы.
Штриховки: горизонтальная — Канадский щит; *вертикальная* — западные варисциды.
Точками покрыта область прибрежных атлантических равнин, сложенных молодыми свитами, мало нарушенными (меловыми и третичными).

Учение *о постоянстве океанов* является по преимуществу американским и наиболее определенно было сформулировано еще Дэна. «Что было однажды континентом, всегда оставалось континентом, а что было океаническим бассейном, продолжало быть бассейном» — писал он. Главных защитников это учение вместе с тем насчитывает среди приверженцев теории изостазии, также кстати сказать наиболее утвердившейся в США. Оба

учения, помимо многих других возражений, встречают наибольшее отрицание со стороны сторонников гипотез о различных глубинных массовых перемещениях под литосферой или, согласно термину А. Пенка, в *геоплазматической зоне*.[1] Вопрос в значительной мере сводится к истории происхождения Атлантического океана, характер берегов которого, поперечный, давно Э. Зюссом противопоставлен продольному или тихоокеанскому. В новейшее время этот же вопрос заострился несколько в другой форме в связи с дилеммой — продолжается ли Тетис или средиземноморский широтный орогеи поперек Атлантика от Гибралтара к Антильским островам (как полагал Кобер) или же замыкается у Гибралтара. Окончательно ответить на этот вопрос еще трудно, хотя после новых исследований французских ученых последнее решение для южной части северной ветви орогена и утверждается:

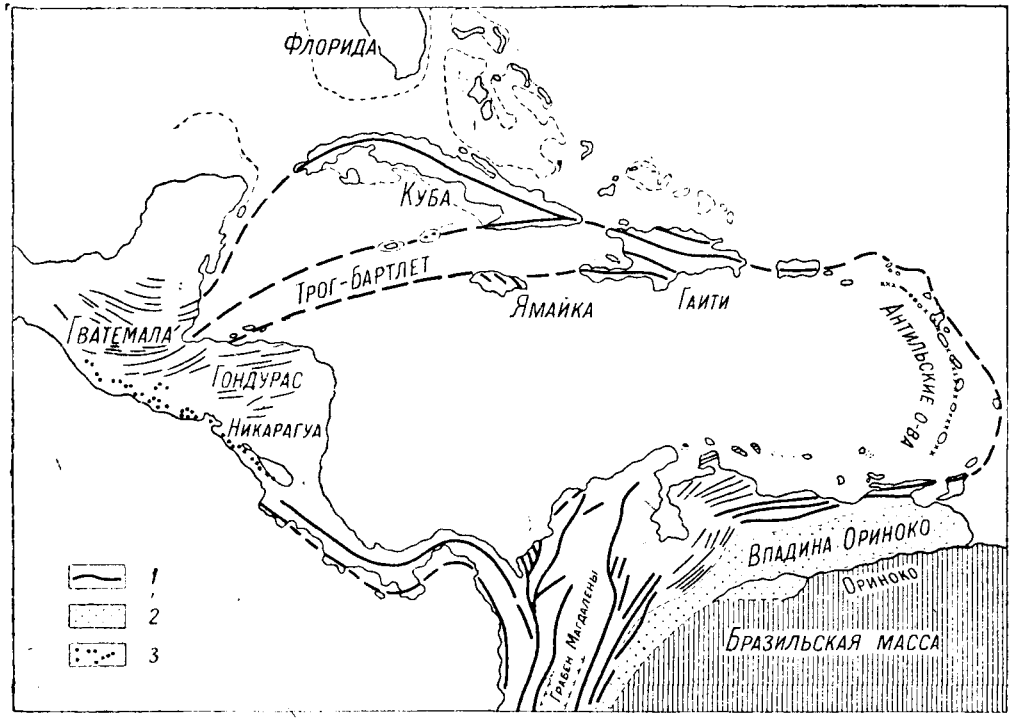


Рис. 594. Структурная карта Средней Америки и Антилл, по А. Борну.
1—основное простирание складчатых систем и разломов; *2*—депрессии; *3*—вулканы.

однако северная обрывается в Атлантик, равно как и Атлас. Тем не менее Стилле [*40*], придерживаясь первого решения и исходя из указанного еще ранее Коссматом замыкания арморикапской ветви варисцид иберийской, приходит к новому построению структурных связей противолежащих берегов Атлантика (рис. 589). В этой его трактовке они собственно перестают быть *атлантическими*, а также становятся параллельными простиранию складчатых зон всех трех эпох. Следует принимать лишь не современные очертания, а контур шельфа или границу больших глубин.

Зона современных и третичных вулканов, окружающая Тихий океан, совпадает в восточной части океана со складчатым молодым поясом обеих Америк. На С же и З она заходит гораздо дальше современных очертаний материков, обнимая многочисленные гирлянды и группы островов. Сравне-

[1] С отрицанием постоянства океанов, как первозданных элементов, отпадает и возможность разделять гипотезу Вегенера в чистом ее виде, что однако не равносильно отрицанию эпейрофореза вообще.

ные карты, показывающей распределение пород, с картой глубин океана показывает, что поверхность дна опущенной части андезитовой зоны весьма неправильна (ср. рис. 51 и 592). Большинство островов вытянуто рядами линейно или дугами, располагаясь на подводных гребнях среди громадных глубин. Очевидно *андезитовая зона* является сильно складчатой материковой зоной, находящейся на В выше уровня океана, а на З преимущественно опу-

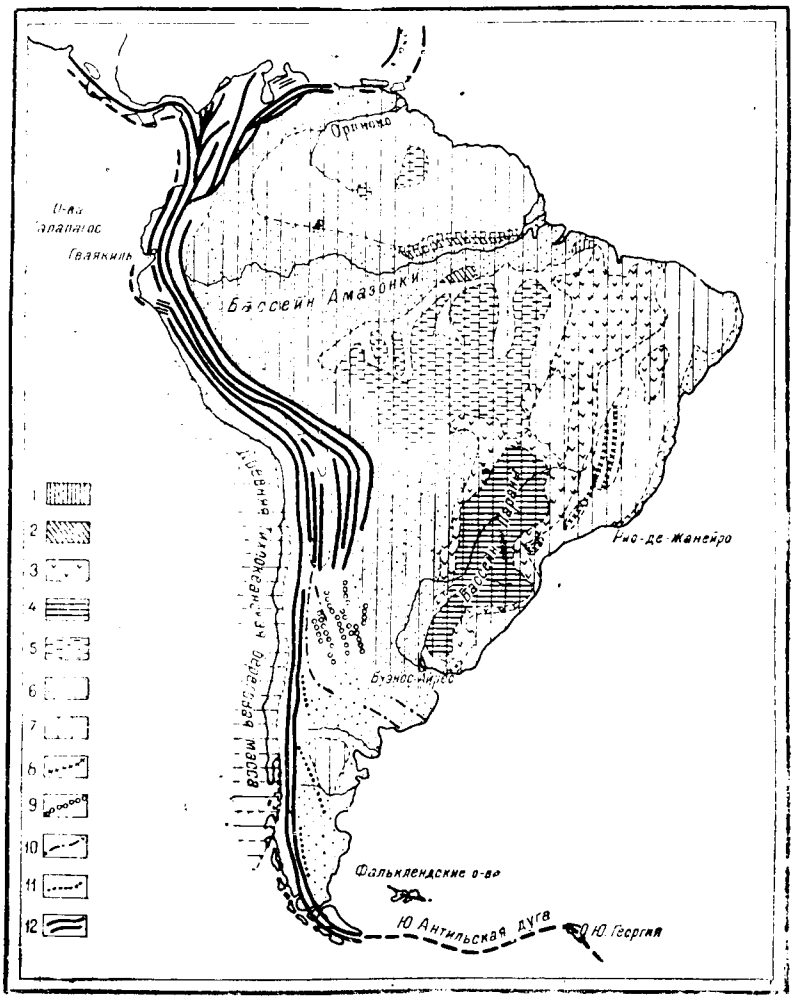


Рис. 595. Структурная карта Южной Америки (по Борну.

1—нижний палеозой; *2*—морской верхний карбон; *3*—серия гондванская; *4*—верхний триас; *5*—континентальный нижний мел; *6*—третичные и четвертичные отложения, а на восточном берегу и мел; *7*—бразильская масса; *8*—каледонские бразилиды; *9*—„пампинские цепи"; *10*—верхнепалеозойская складчатость; *11*—юрская складчатость *12*—андские складки—Кордильеры.

щенной ниже его. Внутренняя окраина ее и считается некоторыми (Чебб) границей океана. Две трети этого бассейна имеют глубину около 5 500 *м*, над которой возвышаются громадные хребты, простирающиеся на СЗ вдоль берегов Северной Америки, на ЗСЗ в центральных частях и широтно в западной окраине; не все из них достигают уровня воды, а лишь некоторые вулканы, вероятно насаженные на трещины разлома тектонического происхождения. В юго-западной части тихоокеанского бассейна имеется большое *плато Альбатрос* с глубинами менее 4 000 *м*, занимающее пространство от Америки до

145° западной долготы. За исключением некоторых атоллов, окружающих вулканические острова, основная масса коралловых островов Тихого океана образует вытянутые рядами и разбросанные группы большого пояса, пересекающего океан с ЗСЗ на ВЮВ (рис. 590) параллельно общему простиранию линий островов и подводных банок. Этот параллелизм тектонического значения, и только теория Дарвина о росте кораллов на опускающихся основаниях может его объяснить. 9 островов за последнее время поднялись (на 10—80 *м*) после недавнего опускания, т. е. как бы намечается смена тектонических волнообразных движений дна (см. в главе X теорию Беммелена).

Вулканические острова Тихого океана можно разбить на две группы — площади распространения нефелиновых пород и безнефелиновых. Первая зона занимает северную часть (Гавайи) океана и южную, разделяясь коралловыми островами, а вторая — восточную. Сопоставляя вертикальные новейшие движения островов, можно наметить зоны поднятия, мигрирующие подобно волнам постепенно на ССВ (рис. 591). По краям этих полос установлены наклоны и вращения, подтверждающие такое волнообразное движение (например на островах Кука по данным Маршала). В безнефелиновой зоне линейного расположения островов и связи их с антиклиналями не замечается. Предполагается, что они расположены на пересечениях разломов СВ и СЗ простираний, обязанных своим происхождением быть может тому же давлению с Ю (острова Маркизовы, Галапагосские и другие). Наблюдающиеся на островах сбросы подтверждают эту идею, из чего вытекает, что вероятно плато Альбатрос, составляющее их основание, представляет более устойчивую, жесткую массу, реагировавшую на ту же орогению разломами, а не складчатостью. Чебб полагает, что магма обеих зона общая и лишь более насытилась кремнеземом в безнефелиновой зоне при прохождении через мощные силикатовые толщи. Из этого получается важный вывод о том, что плато Альбатрос есть опущенная сиалическая масса, а не обнаженная сима. Вегенер и его последователи наоборот предполагали, что дно Тихого океана есть обнаженная сима с рассеянными на ней в виде островов сиалическими обломками. Если плато Альбатрос есть опущенная материковая глыба, то быть может это часть Гондваны, которая в целом представляла собой не южный, как часто думают, а экваториальный материк (между 40° с. ш. и 40° ю. ш.), опоясывавший землю, испытавший выпячивание вследствие приспособления литосферы к изменениям геоида от вращения, а затем распавшийся на обломки, испытавшие частичные опускания. Вопрос о природе плато Альбатрос могли бы осветить гравиметрические и сейсмические наблюдения. Строение других частей света лучше всего видно на прилагаемых структурных картах, составленных А. Борном (рис. 592, 593, 594 и 595).

§ 53. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ

Возвращаясь к общим вопросам тектоники, необходимо отметить *факт постепенного ограничения областей складчатости* на протяжении геологических эпох, ясный уже из всего вышесказанного. Почти повсеместное на земле в древнейшее архейское время складкообразование постепенно сосредоточивается на двух суживающихся зонах, что доказывает очевидно уменьшение общей пластичности земной коры, сохранение ее линь за небольшими полосами и возрастание жестких масс, сдавливающих между собой эти податливые полосы. Однако наряду с этим основным процессом ослабления складчатости наблюдается и известная *периодичность горообразования*. Сначала Арльдт указал на пять циклов основных геологических процессов (горообразование, вулканизм и трансгрессии) — альгонкский, три палеозойских и мезо-кенозойский, определеннее же развил эту идею Стилле [*41*],

на примере нижнесаксонской области доказавший закономерность чередования *эпейрогенических* и *орогенических* движений; при этом интенсивность складчатости была тем значительнее, чем большей мощности достигало предшествовавшее ей отложение.

Эпизодичность, кратковременность орогенических *процессов*, разделенных долгими периодами покоя или медленного вертикального опускания больших участков земной коры, представляет весьма большое значение. К этим двум положениям присоединяется еще известная синхроничность — *одновременность проявления* по всему земному шару орогенических *эпизодов* или иначе говоря их универсальность, говорящая и за общность основных процессов и причин, их вызывающих. Наконец следует еще раз повторить о наличии более подвижных — *мобильных* — зон земли, в отличие от устойчивых — *стабильных*.

В основании учения Ога о *геосинклиналях* (господствовавшего в геологии в первую четверть нашего века) лежит представление, что периоды трансгрессии на континентальных платформах ознаменовывались регрессиями в самих геосинклиналях и обратно, или вернее представление о больших медленных пульсациях геосинклиналей, опусканиях их дна, прерывавшихся временными вспучиваниями его, вызывавшими затопления краев континентов и обмеление геосинклиналей. Эта идея о чередовании медленных вертикальных движений больших участков земной коры с быстрыми и резкими пароксизмами поднятий и сморщиваний их развита различными авторами [*41—43*] в учение о делении всех тектонических процессов на *эпейрогенические* (с греческого, буквально — порождающие материки) и *орогенические* (тоже — порождающие горы).

Эпейрогенические — процессы первого порядка, захватывающие громадные части литосферы, по выражению Стилле [*41*], эволюционные, *ундационные (анти-* и *синеклизы*), большие пологие волны земли, процессы же орогенические, при кажущейся большой интенсивности, — явления второго порядка, по Стилле, революционные, *ундуляционные*, приуроченные к определенным, обычно узким и длинным зонам земли, как мы видели выше, с течением времени все более сокращающимся. И в тех и в других могут происходить всевозможные частные перемещения земной коры со смятиями, изогнутиями и разрывами, но в эпейрогенических преобладают движения вертикальные (радиальные) и пологие изогнутия, выпучивания или опускания, куполо- и ваннообразные, с флексурным строением краев.

Тектоническая геология или геотектоника может быть больше, чем какая-либо другая из естественных наук, вынуждена пользоваться сравнением, различными комбинациями и гипотезами. Одними лишь фактами она не может ограничиться, так как они относятся к слишком малой части земли — пока лишь к одной трети ее поверхности. При этом количество накопленных даже по отношению к этой трети поверхности фактов весьма недостаточно само по себе и чрезвычайно разнообразно по качеству. Даже картографическая изученность земли еще весьма мала (рис. 596) и неравномерна, между тем она является обязательной основой тектонического изучения. Если для одних частей земли мы имеем уже достаточно детальные геологические исследования, то для других эти исследования самые поверхностные. Равным образом чрезвычайно важна и историческая последовательность изучения тех или иных частей земной поверхности. Сплошь и рядом области, исследованные сравнительно давно, в эпохи еще малого развития тектонических представлений, по существу в настоящее время могут дать нам меньше материалов, чем районы, подвергшиеся может быть количественно меньшему числу исследований, но произведенных с более современных точек зрения. Вместе с тем именно в геотектонике наибольшее значение имеет обобщение отдельных данных, проведение связи между ними. Здесь постоянно приходится вспоминать слова Гёте: «Ни один феномен не

может быть объяснен сам по себе; лишь методическое обобщение многих вместе дает нечто годное для теории».

С точки зрения методики обобщения тектонических данных и методики изображения этих данных на картах и схемах также пока нет достаточно удовлетворительно выработанных образцов. Утвердившиеся со времени Эд. Зюсса и фигурирующие почти на всех еще и современных схемах так называемые тектонические линии или линии главных простираний складок по существу являются в значительной мере пережитком. Не говоря о том, что они очень часто различными авторами применяются весьма различно, иногда главным образом исходя из орографических данных, а иногда исключительно из структурных, в них кроется целый ряд других дефектов. Сплошь и рядом трудно при взгляде на тектоническую схему выяснить — какие именно части данной складчатой системы авторы выражают этими

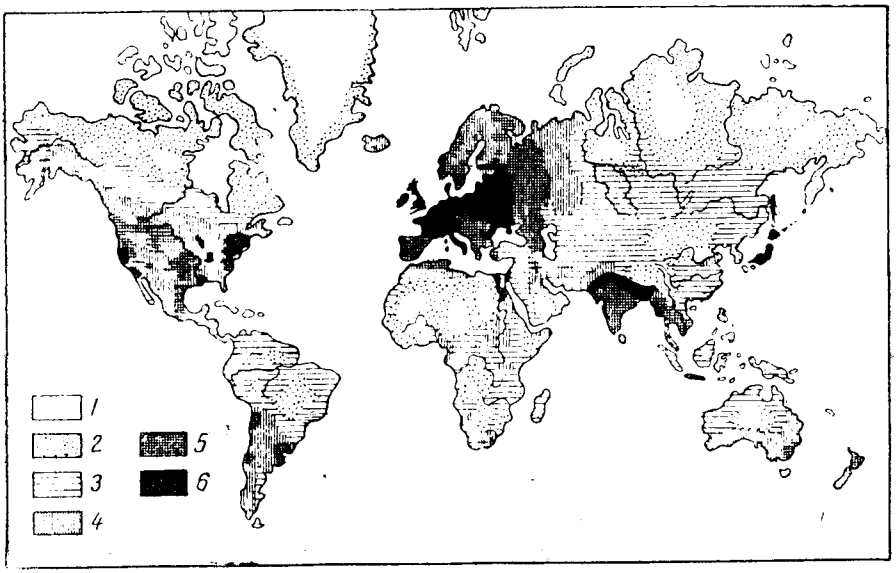


Рис. 596. Карта топографической изученности всей Земли, по Эльверту.

1—области, совершенно не исследованные; *2*—области, исследованные маршрутно; *3*—области, для которых есть общие топографические съемки; *4*—области, для которых есть карты мелких масштабов; *5*—области, для которых есть карты средних масштабов; *6*—области, для которых есть наиболее детальные карты крупных масштабов.

линиями и какие по возрасту части этой системы здесь выражены, потому что нередки смешения весьма разнообразных возрастов складчатости в одних и тех же тектонических линиях; оси складок обычно даже находятся под углом к общей линии системы, которая является лишь интегральным выражением сложного комплекса. Часто эти линии соединяют по существу разобщенные элементы, цепи брахискладок, вытянутые однако однообразно, или кульминации одной зоны, погруженные части которой не видны, но теоретически имеются, иногда останцы какой-либо складчатой системы (как например уцелевшие глыбы варисцид Западной Европы). В стремлении к установлению более точных признаков этих генеральных структурных линий в последнее время предлагаются различные критерии, как например: присутствие радиоляритовых пород и офиолитов, большая мощность осадков (более характерна для срединной части геосинклинали), степень метаморфизации (региональной) и т. п. Некоторые (Шаффер) придают гораздо больше значения линиям, очерчивающим раму, внешние контуры геосинклинальной складчатой зоны, чем срединной линии, указывая, что первые го-

раздо надежнее устанавливаются. При этом однако понятие *рамы* применяется в смысле материковой, поднятой окраины геосинклинального бассейна, доставлявшей ему продукты отложения, а не обязательно рамы тисков, сдавливающих пластичную зону согласно контракционным воззрениям Эли де-Бомона или Кобера и др.

Все эти оговорки необходимо иметь в виду при пользовании тектоническими схематическими картами, находящимися пока в нашем распоряжении. Однако так как более совершенные методы еще или вовсе не применяются, или применяются в более детальных структурных картах для отдельных только, очень ограниченных районов, старыми *тектоническими линиями* все-таки приходится пользоваться.

Идея двустороннего орогена, пришедшая на смену одностороннему смятию складок Эд. Зюсса, была впервые предложена Филлипсоном и Шардтом

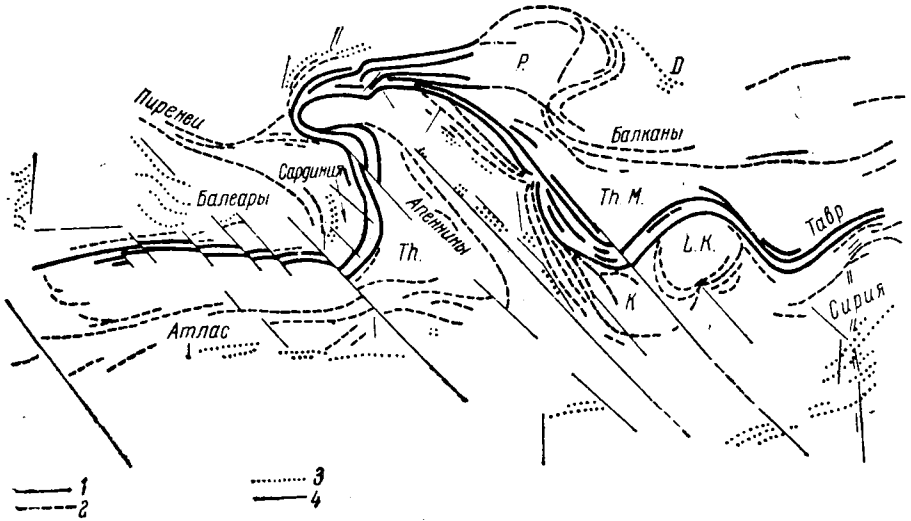


Рис. 597. **Тектоническая карта** Средиземноморья, по Зейдлицу.

1—складки главной геосинклинали; *2*—складки боковых геосинклиналей; *3*—германотипные складки; *4*—разрывы; *K*—Цоклады; *L.K.*—лидийско-карпийская масса; *Th.M.*—фракийская масса; *Th.*—Тиррения; *D*—Добруджа; *P*—паннонская масса.

в 1907 г., а затем разработана в 1914 г. Кобером. Несмотря на ее стройность, следует сказать, что такого полного единообразия в строении орогена, какое предполагается и требуется теорией Кобера, в сущности нет, да и быть, при всем разнообразии геотектогенеза, не может.

Во-вторых, Кобером, в стремлении обобщения зон складчатости по простиранию, в значительной мере упущены движения колебательные в целом, т. е. те, которые принято до сих пор называть эпейрогеническими. Их роль в формировании лика земли несомненно Кобером недооценена, и в этом отношении несомненна заслуга Хаармана, заставившего обратить гораздо большее внимание на вертикальные движения. Наконец третий существенный недостаток коберовского построения заключается также в недооценке разломов, дизъюнктивных дислокаций всякого рода и в особенности тангенциальных горизонтальных смещений отдельных частей, отдельных глыб по поперечным разрывам типа сдвигов или по немецкой номенклатуре—*блаттов*. Эти горизонтальные смещения, скалывающие, сдвигающие напряжения и возникающие около этих сдвигов различные изгибы, смятия, скручивания, деформации складчатых зон, нарушающие их стройность, несомненно имеют в целом ряде областей гораздо большее значение, чем это допускалось большинством тектонистов. На эту сторону и в частности на роль этих деформаций в формировании средиземноморской альпийской

складчатой зоны наибольшее внимание обратил в последнее время Зейдлиц (рис. 597).

В средиземноморской складчатой зоне очень большое значение повидимому имеют так называемые *горизонтальные несогласия* и *поперечная тектоника* (по терминологии Зейдлица). Первые, т. е. явления прилегания по простиранию различных элементов, объясняются именно этой *поперечной тектоникой*, т. е. скалывающими, сдвигающими процессами, о которых мы уже выше говорили. На важную роль этих сдвигов в альпийской системе указывают за последнее время ряд альпийских исследователей, как на основании чисто геологических данных, так и на основании анализа землетрясений и распределения других геофизических элементов — магнитных и силы тяжести (см. § 60).

С вопросом об этих поперечных смещениях тесно связан вопрос о так называемых *горизонтальных* или *поперечных флексурах* (по терминологии Клооса) или *сигмоидах*. В прежних тектонических схемах эти горизонтальные флексуры редко встречались, просто ввиду недостаточной разработанности этого понятия. В последнее время примеры таких горизонтальных флексур или сигмоид накапливаются все в большем количестве. В области западно-европейских варисцид мы имеем целую систему подобных поперечных флексур, например франкская — между Нюренбергом и Карлсбадом, с северо-западным простиранием, по которой произошло смещение всех тектонических элементов приблизительно на 32 *м*.[1]

Вся Шотландия в целом повидимому смещена таким образом в отношении Норвегии, а эта последняя — в отношении Шпицбергена. Черные горы южной Франции повидимому смещены этим способом по отношению Каталонии. В Фенноскандии намечаются также очень значительные смещения на восточной границе шведских магматических гнейсов, у озер Веннер и Веттерн, у Осло и в других местах. Эти сдвиги различных возрастов. К такого же типа горизонтальным флексурам относится и Ферганская сигмоида, описанная Д. Мушкетовым. Еще в гораздо большем масштабе эти идеи прилагаются к вращениям целых материков, как например Азии (по Аргану и Штаубу), или вращательному смещению всей Азии вдоль Гондваны (по Коссмату), или вращению всей глыбы Тихого океана по часовой стрелке согласно Кото, Нагаоке и т. д. Опять-таки следует отметить, что хотя значение горизонтальных флексур в достаточной степени осознано весьма недавно, однако впервые оно было указано также еще Эд. Зюссом. С другой стороны, другим создателем альпийской геологии А. Геймом были также в достаточной мере оценены скручивающие движения при складкообразовании. Он писал, что складчатость, кливажи, линейное простирание и всевозможные изгибы складчатых цепей — все эти явления вместе представляют лишь отображение различной податливости смятых масс, но не первичного давления и не первичного сдвигания их. Поэтому все явления скручивания, поперечных смещений, различных вихревых[2] циклонообразных движений, волочение дуг и прочие всевозможные деформации рассматриваются А. Геймом как результаты взаимодействия движения этих масс и их основания и окружающих их более или менее податливых масс.

Амферер изменил точку зрения Эд. Зюсса в том смысле, что уничтожил разницу между подвижной складчатой зоной и неподвижной рамой, проводя, вообще говоря, идею о течении масс. Еще более отчетливо вопросы течения, пластических деформаций горных масс развиты в последовательном ряде работ Клоосом. Они распадаются на чисто теоретические, подкреплен-

---

[1] Описание этой и других подобных флексур см. в работах Бубнова, Клооса, Хуммеля, Дака, Крауса, Вурма и др.

[2] На значение вихревых движений кроме Боголепова особенно теперь указывают японцы Фудживара, Цуимура, Кусамитсу.

ные экспериментами, и на своеобразный анализ некоторых сравнительно уже хорошо и ранее изученных районов, в частности Калифорнии и района Осло.

Примыкая к этим же идеям и придавая основное значение в тектогенезе именно горизонтальным смещениям больших частей земной коры, т. е. *эпейрофорезу*,[1] Зейдлиц объясняет все изгибы и смятия средиземноморской складчатой полосы, а в частности также и все скучивание складчатых цепей, например в Тунисе, в Тавре, у Железных ворот и др., именно такими смещениями по линии разрывов северо-западного простирания. С этими линиями, с его точки зрения, связаны появления эффузий, как например вулканы западной Сардинии.[2] По Гаммеру и Амфереру весь альпийский комплекс изогнут в виде латинской буквы S, ориентированной в широтном направлении. Японский геолог Фудживара также указывает на спиральное изогнутие альпийской системы. Зейдлиц вместе с Коссматом полагает, что альпийское смятие средиземноморской зоны есть результат не одностороннего движения с Ю (как это принимают Арган и Штауб), но одновременного давления и с С и с Ю. При этом общем смятии Испания и Малая Азия могли играть роль боковых ограничивающих упоров, которые сами испытали движение меньшего порядка, а потому менее дислоцированы. Между ними все остальное пространство не только смято наиболее интенсивным образом, но кроме того и разбито, как мы уже видели, на ряд полос северо-западного простирания, сдвинутых дифференциально одна относительно другой большими разрывами — сдвигами или *парафорами* (по терминологии Бубнова). Места пересечения этих парафор с другими дислокациями — поперечными являются наиболее ослабленными, а потому проявляются наиболее сильной магматической деятельностью[3] и сейсмичностью.

Большую сенсацию вызвали полученные 20 лет тому назад во время постройки одной гидросиловой установки на Верхнем Рейне обнажения. Здесь были обнажены края и ограничивающие отдельные грабены разрывы, которые геологически давно были известны и считались типичными нормальными грабенами, обязанными своим происхождением исключительно вертикальным движениям. Новые обнажения однако показали, что, во-первых, к этим линиям приурочены широкие зоны совершенно перемолотых, растертых пород — брекчий, мощность трения которых указывает на величину движений, происходивших по ним. Эта значительность движения совершенно не находится в соответствии с ничтожными вертикальными передвижениями. Вместе с тем на краях перемещенных глыб были найдены горизонтальные следы скольжения и шрамы, совершенно противоречившие предполагавшемуся характеру тектоники. В то время эти факты не нашли должного объяснения, и лишь в дальнейшем было доказано, что мы имеем здесь подтверждение значительных горизонтальных смещений типа сдвигов в соединении с небольшими вертикальными. В южной Швеции, в провинции Шонен Бубновым недавно сделаны очень интересные наблюдения. Этот полуостров, представляющий собой геологически совершенно чуждую с остальной Швецией часть, состоит из ряда полос северо-западного простирания, сложенных гнейсами, кембро-силуром, юрой и мелом, которые все смещены друг относительно друга, представляя чередования горстов и грабенов, выраженные и морфологически. Поднятия и опускания здесь неправильные, по широтного характера — вращательные, таким образом что две соседние глыбы обыкновенно испытывают противоположные движения (подобные же явления установлены по краю Гарца). В частности, детальная съемка гнейсового района у Дальби показала, что он испытал три различные по времени фазы движения, которые частью были вертикальными, частью же и даже иногда полностью — лишь горизонтальными сдвигами, как в направлении с ЮВ на СЗ, так и в поперечном — с ЮЗ на СВ. Такого рода движения могут быть объяснены простым вращением отдельных глыб и требуют допущения именно горизонтальных, тангенциальных движений.

Изучая целый ряд деталей тектоники кембрия, Бубнов приходит к выводу о наличии общего слабого горизонтального смещения Фенноскандинавского массива к З и к Ю. Установление подобных явлений чрезвычайно интересно и в том отношении, что со времени открытия явлений шарнажа утвердилось мнение, будто горизонтальные дви-

---

[1] Этот термин впервые был предложен Саломоном Кальви и представляет значительные удобства.

[2] Это явление проникновения эффузий по разрывам эпейрофореза, или так сказать по его швам, спайкам, названо было Саломоном Кальви *синафией*.

[3] Быть может здесь играет роль именно расплавление масс *фрикционной теплотой*.

жения связаны исключительно с альпийской тектоникой в тесном смысле этого слова; в отношении же внеальпийских, более древних районов обычно говорилось лишь о вертикальных движениях, как характера дизъюнктивных местных дислокаций, так и общих колебательных движений эпейрогенического типа. Теперь однако мы видим, что и вне альпийской области горизонтальные движения, хотя и более слабые, но может быть более глубоко идущие в смысле эпейрофореза, происходили и происходят. Наконец наличие подобных движений, которые по существу конечно нельзя называть горообразовательными или орогеническими, но которые однако с ними теснейшим образом связаны, и показывает продолжение движений даже в тех районах и в те эпохи, которые считаются как бы не орогеническими, а анорогеновыми или промежуточными между орогеническими фазами. Тем самым вносится значительная поправка в принципиальный спор на тему об эпизодичности или постоянстве тектонических процессов.

Целый ряд мест даже средиземноморской складчатой полосы, в особенности восточных ее частей, представляет еще известную неясность. Так например неясна пассивность Валахии, на которую со всех сторон надвинуты альпийские складчатые элементы; между тем сама она повидимому совсем почти не участвовала в альпийских тектонических движениях. Наиболее интенсивное место движения, основной район вращения, так сказать, и вообще основную проблему тектоники всего Средиземноморья Зейдлиц видит в Кор-Сардинии. Ей именно приписывает он причину сильнейшего генуэзского изгиба. Западное Средиземноморье в значительной мере отличается от восточного именно отсутствием таких резких загибов, хотя сдвиги северо-западного простирания намечаются и здесь, правда лишь в восточной части западного сектора Средиземноморья.

Несмотря на большое количество тектонических схем, предложенных для Средиземноморья, мы не можем признать удовлетворительной ни одну из них. В каждой имеются удачные места, дополняющие предыдущие схемы, разъясняющие бывшие ранее неясными вопросы, но с другой стороны в каждой из них имеются известные пробелы или искусственные допущения. Это в равной мере относится ко всем, включая и самую последнюю — Зейдлица.

Попытки синтеза средиземноморской альпийской складчатой зоны могут служить хорошей иллюстрацией вообще различных геотектонических методов или различного подхода к геотектоническим синтезам. С этой точки зрения их все можно разбить на несколько следующих направлений:

1. Направление *морфологического синтеза*, заложенное Эд. Зюссом и исходившее по преимуществу из современной морфологии.

2. *Палеогеографическое*, наиболее отчетливо представленное Вегенером и Арганом.

3. *Историческое*, в основе которого лежит капитальная работа — Сравнительная тектоника Стилле.

4. *Теоретическое*, в основе которого лежат чисто теоретические концепции о механизме движений земной коры. К ним прежде всего относятся представления Штауба, книга которого так и озаглавлена: Механизм движения земли, Беммелена, Хаармана, Зейдлица и ряда других авторов различных тектонических теорий.

5. *Петрохимическое* направление, основанное на изучении истории и фаций вулканизма, представленное Ниггли, Штейнманом и другими.

6. *Геофизическое*, в особенности развившееся в последнее время, благодаря очень интересным анализам различных геофизических данных. В этом отношении особые заслуги имеет в смысле анализа распределения силы тяжести в альпийской системе Средиземноморья Коссмат.

Синтез и анализ сейсмичности всего Средиземноморья на основе многолетних систематических исследований дан Зибергом, а геологические выводы, вытекающие из этой работы, Зейдлицем. Наконец роль магнитных аномалий в альпийской системе также выяснена работами Коссмата и Швиннера (см. § 60).

Основная причина неудовлетворительности всех синтетических схем и сводок даже для средиземноморской системы заключается в том, что в большинстве случаев они создавались слишком рано, без наличия достаточного для их обоснования материала. Если это положение действительно для такой исключительно изученной части земного шара как Средиземноморье, как альпийская система в тесном смысле этого слова, то само собой разу-

мется, в гораздо большей степени оно относится и ко всем иным частям Земли.

В числе основных геотектонических идей, возникших на основе изучения альпийской системы, необходимо отметить также чрезвычайно важную и тоже, как многие другие, оцененную лишь в самое последнее время, но высказанную впервые уже давно Эд. Зюссом, идею о *поступности* или *последовательности, преемственности, подобии, унаследованности плана всех тектонических движений.*

Для Европы и альпийской системы эта идея унаследованности движений различных эпох, в особенности за последнее время, подчеркнута А. Геймом, Коссматом, Штаубом, Швиннером и другими.

По вопросу об унаследованности тектонического развития Европы Швиннер[1] предлагает ввести известный геоморфологический (Дэвиса) термин *консеквентности.* Под этим он понимает такие тектонические процессы, которые происходят так сказать по старым направлениям, таким образом, что результаты этих процессов совершенно согласно, конкордантно примыкают к результатам более древних тектонических этапов. Термин, предложенный для этих представлений первоначально Э. Зюссом, *поступный,* с точки зрения Швиннера менее удобен, так как указывает лишь на последовательность во времени.

Противоположностью термина *консеквентный* может служить термин, введенный Стилле, — *ренегантный* для определения тектонического процесса, совершающегося поперек несогласно идущей структуры, разрушая ее или скрывая.

Вся тектоника Европы может выводиться из мозаики первоначально поднятых и опущенных глыб. Их расположение влияло на очертания древнейших альгонкских структур, затем на герцинские, варисцийские образования. Элементы других направлений произошли впоследствии, иногда ренегантно, в результате позднейших орогенов. Современная тектоника Европы должна быть расшифрована именно с точки зрения проявления в ней этих старых, навязанных первичным ее строением, направлений. Подобный анализ однако возможен только при условии сочетания геологических исследований с геофизическими анализами аномалий силы тяжести и в особенности распространения сейсмичности.

Изучение регионально-тектоническое, анализ плана различных тектонических районов в его развитии во времени и пространстве производятся весьма еще недавно. При этом важны исследования отнюдь не одних только молодых интенсивно складчатых районов, как мы уже видели. Тщательный анализ хорошо изученной варисцийской части Западной Европы приводит к не менее интересным выводам: в подобных областях и выясняется историческое развитие тектогенеза, результаты последовательного наложения различных его этапов.

Отсюда в последнее время вытекает ряд весьма важных принципиальных выводов (работы Геттингенского, Грейфсвальдского, Кельнского и Парижского университетов).

Приведем опять-таки лишь некоторые примеры. Старый вопрос о двух направлениях разрывов в Средней Европе, рейнского (рис. 598) и герцинского, сначала решался в смысле их разновозрастности, затем в смысле различного механического значения (линий растяжения и сжатия), а теперь разрешается в смысле их генетической однородности. Бубнов полагает (1932 г.), что дугообразный переход *рейнских* линий в *герцинские* есть вообще основной факт в строении всей внеальпийской Европы вплоть до Аральско-Эмбинской области. К системе изогнутых к З элементов он относит и *скифский* вал, и *вал Помпецкого* и др.

[1] Доклад на Международном геологическом конгрессе в Вашингтоне в 1933 г.

В этих позднейших изогнутиях участвовали все когда-либо ранее образовавшиеся структурные элементы, т. е., применяя обычную терминологию, и элементы более старых *рам* и более молодых, заключенных между ними заполнений. Из этого получается ряд важных выводов. Во-первых стирается резкая грань между *жесткими массивами* и молодыми зонами складчатости, в том смысле, что и первые участвуют в общем движении, причем они играют роль не только пассивных упоров, но и активную. Во-вторых волнообразные движения, захватывающие таким образом всю данную площадь в целом и всю ее одинаково деформирующие, очевидно являются движениями характера эпейрогенического. На этот тип движений, обусловивших развитие всей Восточной Европы, давно первый указал А. Карпинский. Эти автономные волнообразные движения по общему плану названы Стилле *ундациями общими* в отличие от *ундаций специальных*, производных, зависящих от старых структур *нижнего этажа* и к ним приспособляющихся. Детально разработанная стратиграфия Западной Европы позволяет произвести точный анализ исторической смены направлений этих ундаций, происходившей против часовой стрелки. Но каждый раз, когда простирание ундаций приближалось к широтному, происходило орогеническое разрешение. Этот вывод (Бубнова) весьма интересен, совершенно противоречит контракционной гипотезе и дает новый подход к объяснению орогенических фаз и вообще эпизодичности орогений. Дело сводится с этой точки зрения не к парокизмам накопившихся напряжений, а к разрешению их при совпадении со старыми структурами, порождающими своими движениями молодые формы в *мобильных впадинах* и усиливающими свои первичные дислокации, т. е. к тому же *консеквентному* развитию.

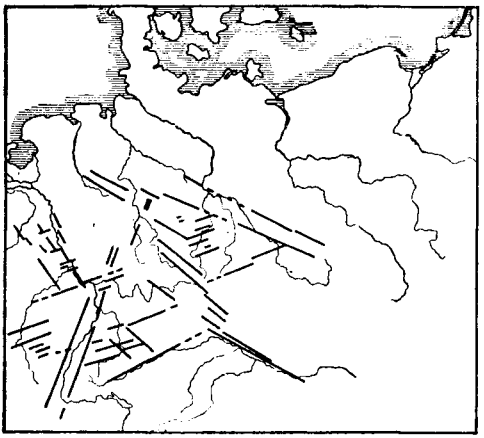


Рис. 598. Система разломов Средней Европы, по Филиппу.

Весьма интересен и детальный структурный анализ, произведенный в южных субальпийских цепях Французских Альп французскими геологами (Термье 1927 г. и Юинг 1930 г.). Первое, как теперь оказалось правильное, но долго не оцененное, определение взаимоотношения пиренейских (более старых и широтных) складок с альпийскими (меридиональными) дал Ог еще в 1895 г. Он указал, что над пиренейскими антиклиналями альпийские складки не распространяются, в синклиналях же они наоборот развивались, втискиваясь выпуклыми в сторону движения волнами (наподобие форм движения ледников). Идея эта легла собственно и в основу представлений Аргана о *вынужденных виргациях* (или *виргациях второго рода* по Эд. Зюссу) в его «Тектонике Азии».

Детальная структурная съемка бассейна реки Дюранс убеждает в полной зависимости расположения всех субальпийских складчатых элементов от реакции предыдущих структур, создающих различные *свободные* и *несвободные* виргации, *дуги опережения, втискивания*, выпуклые в сторону движения, и *дуги отставания*, вогнутые в сторону движения, и обусловливающих закономерность опрокидывания складок. Обратно следовательно лишь анализ новейшей складчатости и особенно всех ее деформаций, виргаций, кажущихся ненормальностей может выявить глубинные, более старые структуры и их план. Этот же анализ приводит к объяснению различных своеобразных пликативных форм, овальных мульд (рис. 599) и куполов, т. е.

брахискладок, характерных именно в местах виргаций (Фергана, Ташкентский район, Приморские Альпы и др.).

Наконец крайней формой среди этих образований являются диапировые купола гипсоносного триаса, которые закономерно проявляются в крайних углах — *бухтах* втискивания альпийских складок и на углах *выступов обтекания* (см. рис. 262 и 263).

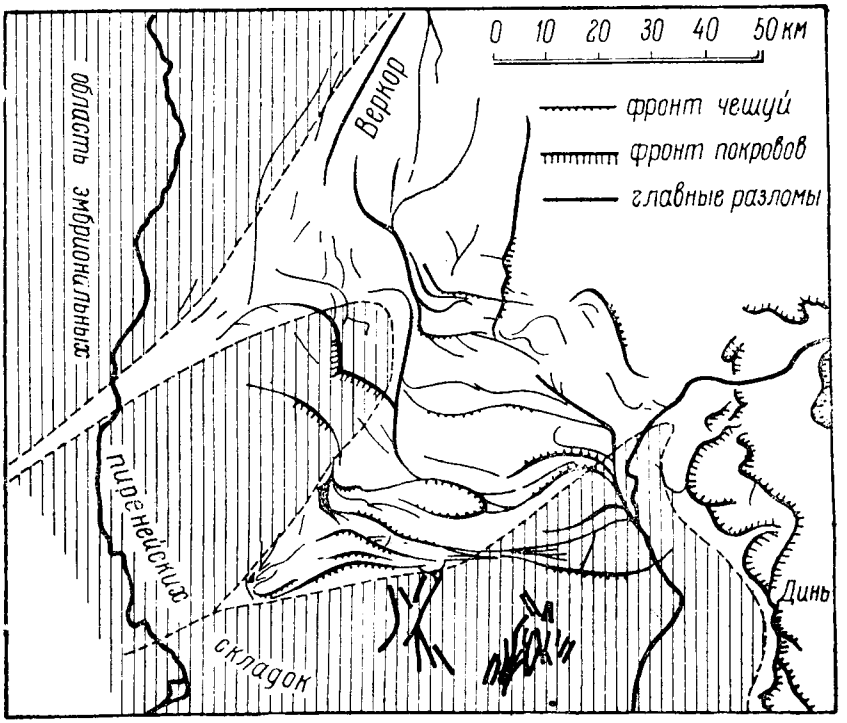


Рис. 599. Виргация субальпийских складок в юго-восточной Франции, по Юнгу.

Это обстоятельство, впервые подмеченное Термье, весьма важно и практически, поскольку дает метод предугадывания мест появления диапиров, представляющих, как известно, тот или иной промышленный интерес (§ 25).

Литература к главе IX

1. Мушкетов, Д. И. Региональная геотектоника. 1935.
2. Hobbs, W. Earth evolution and its facial expression. New York, 1921.
3. Борисяк, А. А. Теория геосинклиналей. Изв. Геол. ком. 1924, XLIII, № 1.
4. Kober, L. Das alpine Europa. 1931.
5. Stille, H. Die vergleichende Tektonik.
6. Suoss, E. Ueber die Assymetrie der nördlichen Halbkugel.
7. Suess, E. Ueber unterbrochene Gebirgsfaltung. 1886.
8. Карпинский, А. П. О правильности в очертании, распределении и строении континентов. Горн. журн. 1888, № 2.
9. Staub, R. Der Bewegungsmechanismus der Erde. 1928.
10. Seidlitz, W. Diskordanz u. Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. 1931.
11. Argand, E. La tectonique de l'Asie. 1924.
12. Kober, L. Der Bau der Erde. 1921.
13. Suess, E. Das Antlitz der Erde. 3 Bände.
14. Heim, A. Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Основное классическое сочинение по тектонике, и его же исчерпывающая работа по Альпам, содержащая массу и теоретических данных общего значения. — Geologie der Schweiz. 2 тома в 3 выпусках 1921—1922 гг. Помимо этих двух капитальных работ большое число отдельных. Работы

Heim'a и Suess'a являются руководящими для всякого геолога, занимающегося тектоникой, и содержат громадное количество фактического материала.
15. Lorenz. Beiträge zur Geologie Ostasiens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1905.
16. Brouwer, H. The Major Tectouic Features of the Dutch East Indies. Journal of the Washington Academie of Sciences. Vol. 12, № 7, 1922 и ряд других статей в Koninkiiika Academie van Wetenschappen te Amsterdam. Proceedings, Vol. XXIV, XXV.
17. Argand, E. Sur l'Arc des Alpes occidentales. Eclog. Geol. Helv, 14, 145. 1916.
18. Stille, H. Alte und junge Saumtiefen. Nachr. d. Ges. Wissensch. Göttingen. 1919. Die angebliche junge Vorwärtsbewegung im Timor-Ceran-Bogen (там же, 1920).
19. Horn. Ueber die geologische Bedeutung der Tiefseegräben. Geol. Rundschau. 1914.
20. Stutzer. O. Zusammenhänge zwischen Bewegungen der Erdkruste und der Bildung von Kohlenlager. K. Lehmann. Das rheinisch-westphalische Steinkohlengebirge als Ergebnis tectonischer Vorgänge in geologischen Trögen. Glückauf, 1920, № 13 и 15.
21. Stille, H. Die Mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3 Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover, 1910.
22. Штейнман. Очерк геологического строения альпийской горной системы. Пер. Ласкарева. Зап. Крымск. горн. клуба, 1910.
23. Обручев, В. Изменение взгляда на рельеф и строение Центральной Азии от А. Гумбольдта до Э. Зюсса. Землеведение. 1915.
Обручев, В. Алтайские этюды. Землеведение, 1915.
24. Steinmann. Alpen und Apennine. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1907.
25. Molengraaf. Arch. Néerl. Sc. exactes et natur. Ser. III, 13, t. IL
26. Варданянц. А. Сейсмотектоника Кавказа. 1935.
27. Мушкетов, Д. П. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Мат. по общ. и прикл. геол. 1919, в. 10 (и др. работы по Фергане. Сводка их в „Тектонике Средней Азии" 1934).
28. Schaffer, F. Der Stratigraphie und Tektonik des Nordappenin. Centralbl. Min. 1934, B. № 9.
Schaffer, F. Das Bewegungsbild der Erdoberfläche. Gedenkbuch R. Schenling. 1924.
29. Wijkerslooth, de, P. Bau und Entwicklung des Apennins. 1934.
30. Staub, R. Zur tektonyschen Analyse des Apennins. Vierteljahreschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 1933.
31. Kossmat, P. Die mediterranen Kettengebirge. Abhandl. Sächs. Acad. Wissen. B. XXXVIII. 1921.
32. Tornquist. Die Tektonik des tiefen Untergrundes. Norddeutschlands. Sitzber. Berl. Academie. 1911. Определение границы *русской плиты*, с данными магнитных наблюдений. Тому же вопросу об отношении Зап. Европы к русской плите, в частности о связующей роли между ними Венгерской низменности, посвящены работы Loczy в Geogr. Zeitschr. B. 20. 1914. Наконец о связи тектоники Азии и Европы трактует Frech в Zusammenhang der asiatischen und europäischen Gebirgsysteme. Peterm. Mitt. 60, 1914.
33. Scholz. Das variszische Bewegungsbild. 1930. Druckschieferung in variszischen Gebirgskörpern. 1930.
34. Архангельский, А. Обзор геологического строения Европейской России. Изд. Геол. ком. 1922.
Архангельский, А. Геологическое строение СССР. 1934.
35. Тетяев, М. К тектонике Восточной Сибири. Геол. вестник. Т. IV. 1921. К геологии Прибайкалья. Геол. вести., т. II. К геологии Западн. Прибайкалья. Матер. по общей и прикладной геологии. Геол. ком., вып. 2, 1916.
36. Обручев, В. Юные движения на древнем темени Азии. Природа, 1922, № 8—9.
Обручев, В. Геология Сибири.
37. Мушкетов, Д. Чиль-устун и Чиль-майрам. Тр. Геол. ком. Н. с., в. 100. 1915 и Восточная Фергана. Тр. Геол. ком., в. 169. 1928.
38. Личков, Б. Движения материков и климаты прошлого земли. Изд. Ак. наук СССР. 1931.
39. Боголепов, М. О некоторых областях растяжения в литосфере. Изв. Асс. НИИ при физ.-мат. фак. I МГУ. , в. 1—2.
Боголепов, М. Происхождение лика земли. Землеведение, 1932, № 1—4.
40. Stille. H. Zur Frage der transatlantischen Faltenverbindungen. Sitzb. Akad. Wiss. Berlin, 1934.
41. Stille, H. Tectonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. 1913 и ряд других статей: Über Hauptformen der Orogenese... в Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1918. Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. Geol. Ges. B. 71. 1919 и др., имеющих весьма важное значение.
42. Born, A. Über jungpaläozoische continentale Geosinklinalen Mitteleuropas. Frankfurt a. M. 1921.
43. Abendanon. Die Grossfalten der Erdrinde. 1914. Реферат В. Теряева в Записках Геол. отд. об-ва ест., антр. и этногр. III. 1915.

Глава X

ПРИЧИНЫ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

§ 54. ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОЦЕССАХ ГЕОТЕКТОГЕНЕЗА

Исходя из основных положений о процессах, непрерывно действующих в Земле и управляющих ее развитием, мы называем *геотектоникой* — науку о развитии структуры Земли в целом, или науку *о геотектогенезе*. Геотектогенез таким образом есть исторический сложный процесс развития и непрерывного изменения всего земного тела. Проявления и результаты геотектогенеза, которые мы рассмотрели, многообразны, но логически тесно связаны между собой. Основной формой его являются различные движения земной коры, быстрые и медленные, вертикальные (радиальные) и горизонтальные (тангенциальные), непосредственно связанные с движениями в самом теле Земли (как действительными перемещениями, гравитационными, так и упругими), распространяющимися волнообразно (*сейсмические явления*). Те же процессы сжатия и расширения, которые нарушают, сминают и ломают (*дислоцируют*) земную кору, преобразовывают и самый материал Земли, выжимая, выбрасывая наружу расплавленные смеси (*магмы*), минерализованные жидкости и газы. Эти огненно-жидкие, насыщенные различными газами, минеральные растворы на пути своем к поверхности Земли застывают частью на различных от нее глубинах, частью на ней самой, на суше и под водой, образуя *изверженные горные породы*, различия сложения и химического состава которых обусловлены также геотектогенезом.

После ознакомления с разнообразными видами движения литосферы и убедившись в чрезвычайно тесной связи, между ними существующей, обусловленной очевидно общностью первопричин и не позволяющей искусственно разграничивать одни виды дислокаций от других, нам необходимо обратиться к выяснению этой общей первопричины, — задаче в высшей степени сложной и все еще туманной, о чем свидетельствует громадное количество взглядов и гипотез.

Древние ученые основывали свои мнения о горообразовании или на каких-либо выдающихся явлениях, так или иначе поражавших их, или же просто на умозрениях.

Так, Эмпедокл Агрегентский (за 450 лет до н. э.) горообразование связывал с землетрясениями и приписывал его центральному огню; Страбон ближайшую причину нагромождения гор усматривал в напоре газов и паров, выделяющихся при вулканических извержениях. Авиценна смотрел на горы, как на остатки, уцелевшие от размытия первоначальной неровной земной коры. Ристори приписывал образование гор астрономическим причинам, и даже преобладание суши на северном полушарии, по его мнению, было следствием наибольшего скопления звезд в северной небесной гемисфере. Не останавливаясь на перечислении всех этих мнений, представляющих только исторический интерес — не более, заметим, что даже еще в средние века они имели важное значение. Учение Аристотеля о пещерах и провалах, порождавших горы, было восстановлено Декартом (1641 г.) и имело таких последователей как Лейбниц, Делюк, Бюффон и др.

Несмотря на многочисленность древних гипотез, ни одна из них не рассматривает характер залегания и возможность изменения этого залегания, т. е. собственно дислокацию пластов. Идея о дислокации явилась только во второй половине XVII века, когда Стенон (1669 г.), основываясь на наблюдении наклонных слоев в северной Италии, впервые указал на возможность изменения горизонтальных пластов в наклонные или даже вертикальные; причину такого изменения он приписывал вулканическим изверженим. Таким образом Стенон может считаться родоначальником учения о дислокации. Итальянские ученые под влиянием постоянной вулканической деятельности в Италии усвоили и распространили учение Стенона, сделавшееся особенно популярным после поднятия новых вулканических островов в группе Санторина в 1707 г.; взгляды Стэнона господствовали до 1770 г., но затем на некоторое время были забыты главным образом вследствие влияния нептунической гипотезы Вернера.

Вернер не признавал ни вулканизма, ни поднятий; изучая только одну Саксонию, он думал, что весь мир построен по образцу ее; кристаллические породы он называл первозданными породами, а наклонные пласты признавал первоначальными, образовавшимися таковыми. Благодаря своему громадному влиянию на современников, он ниспроверг вулканическую гипотезу итальянцев, несмотря на то, что в то же время Соссюр, превосходный наблюдатель, но далеко не теоретик, имел много фактов, противоречивших Вернеру, и сам исповедовал гипотезу обвалов Декарта. Только противники Вернера во главе с Хеттоном снова восстановили вулканическую гипотезу Стенона с той только разницей, что вместо новейших изверженний в доказательство ее они приводили древние извержения гранита и трапна, которые, по их мнению, не только подняли осадочные пласты, но произвели в них складчатость, а в контактах метаморфизовали их. В период ожесточенного спора вулканистов и нептунистов, обильного всякого рода недоразумениями, постоянно смешивали происхождение гор с происхождением составляющих их пород. Это заблуждение целиком досталось в наследие Леопольду фон-Буху, А. фон-Гумбольдту и Эли де-Бомону, которые могут считаться главными защитниками вулканической гипотезы поднятия, сделавшими ее настолько популярною и внушившими к ней такое доверие, что она и до сих пор еще исповедуется некоторыми. Еще Паллас различал в горных кряжах центральное кристаллическое ядро и боковые части, состоящие из осадочных пород.

По гипотезе поднятия Гумбольдта и Буха, это кристаллическое ядро составляло необходимую принадлежность всякого кряжа, уподоблявшегося вулкану, с тем только отличием, что извержение происходило не из круглого, а из трещинообразного кратера. Самые вулканы считались горами поднятия, а не накопления, как мы видели выше (гл. VII). Сознавая недостаточность одних излияний для воспроизведения складчатости с одной стороны, а с другой — встречая хребты без кристаллического ядра, защитники гипотезы поднятия допускали не внезапное, а медленное выступание расплавленных масс в кашеобразном состоянии, которые не только непосредственно поднимали осадочные породы, но напором своим производили боковое давление, обусловившее складчатость. Кряжи без кристаллического ядра считались или недоразвившимися, или, так сказать, отраженными, например Юрский кряж произошел не самостоятельно, а вследствие поднятия Альп.

Уже Брейслак сомневался в возможности образования горных кряжей при помощи одних вулканических излияний, а Прево и Вирле еще в 30-х годах настоящего столетия высказывались, что вулканы и извержения не только не могут быть причиною дислокации, но сами представляют вторичный феномен, являющийся следствием дислокации. Ниспровержение теории кратеров поднятия Буха, более точное изучение современных вулканов и их

отношения к окружающим пластовым породам еще более подорвали доверие к гипотезе поднятия. За последнее время кристаллическим массивам в складчатых цепях придается опять более значительная роль (см. гл. VII); интрузии несомненно тесно связаны с сильными складчатостями, активно или пассивно — на это взгляды еще расходятся.

Несостоятельность теории кратеров поднятия и вообще неудовлетворительность вулканической гипотезы поднятия вызвали, особенно в 60-х годах, целый ряд совершенно иных гипотез, допускавших причинную связь между поднятием и опусканием; некоторые из них рассматривали горы только как следствие неравномерного опускания отдельных частей коры, обусловленного или сокращением земли от охлаждения, или выщелачиванием, или же наконец перекристаллизованием. Нептунические воззрения в этих гипотезах занимали не последнее место; главными представителями их можно назвать Бишофа, Фольгера и Фохта.

Для упрощения нашей задачи мы наметим сначала главные вопросы, разобьем все гипотезы на несколько естественных групп и изложим их более или менее критически. Вместе с тем все сказанное уже в различных частях курса об отдельных вопросах внутренней динамики здесь предполагается конечно известным.

Основным вопросом во всех гипотезах является происхождение энергии, проявляющейся в тектонических процессах. Можно наметить следующие ее источники:

1. *Процессы окисления* и другие экзотермические реакции как во внешней, так и в глубоких частях земли. В этой группе источников энергии участвуют также и внешние силы (солнечные лучи), но в общем она играет совершенно незначительную роль в орогении.

2. *Распад радиоактивных веществ* с выделением теплоты играет бо́льшую роль, чем процессы первой группы, но все же весьма ничтожную, и, по Кенигсбергеру — только в верхней зоне (10—20 *км*) литосферы.

3. ***Уменьшение объема*** сжатием при:

а) переходе огненно-жидких веществ в твердое агрегатное состояние и

б) продолжающемся охлаждении в твердом состоянии.

Уменьшение объема является источником энергии вследствие перехода в кинетическую энергию потенциального давления нависающих над сокращающимся ядром частей земной коры. Относительно условий «а» следует заметить, что при затвердевании расплавленных масс выделяются газы, а при кристаллизации происходит сильное выделение тепла. Благодаря этому давление (внутреннее) газов настолько возрастает, что соответственные очаги магмы до выделения газов реагируют не как сжимающиеся тела, а, наоборот, оказывают сами сильное давление на окружающую их среду; лишь в дальнейшем начинается сокращение объема. В условиях «б» фактор охлаждения твердого тела действительно оказывает (при не очень большом давлении) значительное действие в течение очень долгого времени, но для коротких промежутков это свое значение (именно вследствие постепенности процесса) он теряет.

4. ***Увеличение объема*** в земной коре может происходить путем:

а) расплавления твердых масс,

б) затвердевания жидких масс, находящихся под давлением выше критического (соответствующего их точке плавления); этот процесс может следовательно происходить лишь на значительных глубинах;

в) нагревания твердых масс, опускающихся под давлением вновь образующихся над ними отложений на значительное расстояние от охлаждающейся поверхности земли.

В отношении последних двух пунктов «а» и «б» следует заметить соответственно следующее:

расплавление твердых масс может наступать либо вследствие тектони-

ческого опускания верхних частей литосферы, либо вследствие появления в их близости поднимающихся из глубины магм;

согласно опытам Таммана, следует допускать, что на некоторой еще неизвестной нам глубине затвердевание магм идет не с уменьшением, а с увеличением объема.

5. *Вращение земли* и в особенности изменения скорости его.

Гутенберг дает следующий обзор сил, действующих в земной коре (таблица 80).

Таблица 80

Причина — источник силы	Направление действия	Максимальный результат
Охлаждение земли	Уменьшение радиуса земли	2 *мм* в 100 лет
Различие уровней океана и суши	К экватору	10^7 *дин/см*^{2}
Трение от приливов	На запад	Очень мал
Прецессия материков	На запад	Очень мал
Смещение полюсов	Вертикальное	Несколько *км* изм. уровня
„ „	Горизонтальное	10^3 *дин/см*^{2}
Изменение скорости вращения	„	Теперь 0,001 *см/сек*^{2}
Отклонение земной поверхности от гидростатического равновесия	„	10^9 *дин/см*^{2}
Изменения атмосферного давления	Изменение уклонов	0,01 сек.
Изменения температурные	Вертикальное	0,1 *см* изменения уровня
Замерзание почвы	„	1 *см*
Приливы в теле земли	„	30 *см*
Химические процессы внутри земли	?	Подкоровые течения
Космические причины	?	?

Выше (§ 14) приведены основные положения о тепловом режиме земли; она несомненно в течение долгого времени продолжает отдавать часть своего тепла в мировое пространство, по потери эти периодически, повидимому отчасти компенсируются. Ледниковые периоды случались неоднократно на протяжении геологической истории, начиная даже с протерозойской эры (исследования Колемана у оз. Онтарио), а кембрийские и верхнепалеозойские оледенения доказаны в различных местах. Теплота земной поверхности испытывала следовательно частые изменения как в смысле пространственного распределения, так и в смысле количественном, то уменьшаясь, то увеличиваясь.

Таким образом нельзя положительно утверждать, что температура земной поверхности с протерозойской эры испытывала постоянное и значительное уменьшение; вместе с тем в протерозое и палеозое геотермический градиент вероятно был меньше современного, чем можно объяснить большое развитие палеозойских гнейсов. Потеря тепла землей могла, согласно вышесказанному, пополняться экзотермическими, химическими реакциями, распадом радиоактивных веществ, застыванием магм и трением при горообразовательных движениях, вызванных как сжатием, так и растяжением, безразлично (фрикционная теплота).

Предполагается, что континентальная масса, сложенная гранитом, при мощности континентов в 31 *км* каждым квадратным сантиметром выделяет $24{,}8 \times 10^{-6}$ калорий тепла в секунду.

Это количество тоже полностью возмещает потерю тепла землей, равную $2{,}48 \times 10^{-6}$ калорий с 1 $см^2$, и в таком случае в земной коре может иметься известное тепловое равновесие. С точки зрения радиоактивности лишь подкоровая «постель» (базальтовая) скапливает тепло от распада радиоактивных элементов до того, что сама наконец расплавляется временами через 30—50 миллионов лет. Каждое такое расплавление постели будет вызывать увеличение ее объема, увеличение радиуса земли и следовательно напряжение ее поверхности, площадь которой оказывается несоответственно малой в эти периоды. Таким путем могут происходить смятия и разрывы земной коры, выход лав по разрывам, а океаны, заливая наиболее низкие части суши, вызовут трансгрессии (гипотеза Джоли; см. ниже).

Мы неоднократно подчеркивали общность процессов эпейрогенических и орогенических, являющихся в сущности лишь различными фазами одного основного эволюционного процесса формирования лика земли, сменяющими друг друга; мы вправе предполагать и общность причин этих процессов, однако все же, по состоянию наших знаний, главным предметом тектонических теорий являются процессы орогенические, проявление которых более ограничено как во времени, так и особенно в пространстве.

Изучение складок и складчатых горных кряжей не оставляет сомнения, во-первых, в существовании горизонтального давления, а во-вторых, в общем сокращении земли и уменьшении окружности ее. Горизонтальное стяжение или тангенциальное давление выражается не только во внешнем орографическом характере складчатых гор, но и во внутреннем строении их.

Выше мы уже видели, что почти все наиболее типичные складчатые хребты простираются не прямолинейно, а дугообразно, причем выпуклые и вогнутые склоны их резко отличаются друг от друга. Особенность эта подмечена давно, но генетическое значение ее впервые указано Э. Зюссом: вогнутый склон отличается крутизною, сложностью строения, выходом вулканических масс, маскировкою складок, разнообразными сдвигами и сбросами; выпуклый склон, напротив, гораздо положе противоположного. Э. Зюсс считал, что он сложен из более или менее правильных и параллельных складок, постепенно уменьшающихся с удалением от гребня, с небольшими выходами вулканических пород или даже совсем без них.

Такой орографический характер Зюсс проследил не только для отдельных хребтов, но даже для систем их, распространяющихся на целые материки. Эти определения Э. Зюсса в настоящее время однако уже не имеют особого значения.

Указанная орографическая особенность объяснялась, по Э. Зюссу и Гейму, направлением горизонтального давления, под влиянием которого нагромоздились эти новые кряжи. Склоны, обращенные в сторону давления, должны были претерпевать более сильное влияние, нежели противоположные, а потому в зависимости от правильного или неправильного распределения давления получили простое или сложное изогнутие, но непременно вогнутость в местах наибольшего проявления давления, а соответственно вогнутости на противоположном склоне появлялась выпуклость. Если горизонтальное давление проявлялось сильно и неравномерно, то склон, обращенный к нему, не только становился крутым, вогнутым и высоким, но получал различные сдвиги, взбросы, опрокидывание складок и прочие неправильности, тогда как на противоположном, выпуклом, складки появлялись более или менее правильно, последовательно, постепенно уменьшаясь в размерах и интенсивности, по мере удаления, так сказать, от центра напряжения давления. Совершенно аналогичный процесс можно наблюдать на складках

растянутого сукна, подвергающегося горизонтальному давлению с какой-нибудь одной стороны.

Таким образом изогнутость и разносклонность складчатых кряжей или диссимметрия их со времен Э. Зюсса стала объясняться следствием горизонтального давления.

Переходя от этих общих орографических особенностей складчатых кряжей к частностям, находили еще большее подтверждение той же идеи о горизонтальном давлении. Подобно тому как на поверхности сжимаемого сукна слабое давление производит плоские низкие складки, а сильное — целую систему крутых и высоких складок, так и в земной коре простые складчатые кряжи представляют вероятно результат слабого давления, а сложные, с надвигами — сильного. Как на сукне, так и на поверхности земли под влиянием сильного горизонтального давления образуется общее вздутие, состоящее из целой системы складок, которые, хотя и обладают некоторыми общими свойствами, но не совершенно тождественны. В любом горном кряже можно видеть, что длина складок, их интенсивность и высота чрезвычайно разнообразны. Длина отдельных складок никогда не достигает длины целого кряжа, а всегда меньше, так что по простиранию кряжа одни складки сменяются другими. По наблюдению Гейма, в Юрском кряже, протягивающемся в длину на 320 *км*, складки варьируют от 12 до 92 *км* длины (а именно: 12, 24, 28, 31, 45, 48, 51, 92), и только одна из них тянется на 162 *км* (см. рис. 568). В Альпах, где складки массивнее, длина их варьирует в бо́льших пределах — от 4 до 258 *км* (а именно: 4, 12, 45, 21, 11, 17, 21, 30, 84. 160, 258, 122, 61, 42 и т. д.). Длина складок не имеет никакого отношения к высоте их; часто самые короткие из них являются наивысшими, например складки с вершиною Сентис в Альпах, и, наоборот, иногда высшими являются длиннейшие. Вследствие этого число складок в различных поперечных разрезах одного и того же кряжа бывает различно: например в восточной Юре — только 2 главных складки, в средней — уже 9 складок и в западной — 4 складки. Хотя всех главных складок в Юре насчитывают до 12, но со всеми побочными Тюрман насчитывает до 160, тогда как в Альпах одних главных — около 30, а число всех — до сих пор неизвестно.

Все эти особенности в числе, распределении и размерах складок в горных кряжах объяснялись Э. Зюссом, во-первых, неравномерностью давления на всем протяжении гор; во-вторых, разнообразием пород, подвергавшихся складчатости, из которых одни, более пластичные, оказывали меньшее сопротивление и давали бо́льшее число правильных складок, другие — наоборот; наконец в-третьих, сопротивлением, которое оказывали возникающей складчатости древние массивы, образовавшиеся задолго до складчатости. Прекрасным примером этого явления могут служить складки альпийской системы, которые как раз против Богемского массива заметно изгибаются к югу, т. е. в сторону, противоположную общему изгибу Альп, значительно сжимаются и становятся интенсивными и весьма запутанными. Восточнее же Богемского массива, минуя следовательно препятствие, складки снова выпрямляются, расширяются, увеличиваются в числе и разветвляются. Очевидно древний Богемский массив представил весьма значительное препятствие распространению складок к северу и тем самым нарушил их правильность. Точно так же Шварцвальд и Вогезы отклонили и сжали складки восточного конца Юры, где общая ширина их только $7\frac{1}{2}$ *км*, тогда как в средней Юре те же складки занимают пояс в 25 *км* шириною. Подобные же сжатия, отклонения и веерообразные разветвления представляют во многих местах складки Тяньшаня. Наконец то обстоятельство, что складчатые кряжи почти никогда не пересекаются между собою, также может говорить в пользу происхождения их вследствие горизонтального давления. При встрече кряжей разного возраста и разных направлений происходит скучивание складок и их взаимное отклонение и нарушение правильности, но не пересечение, как допускала

гипотеза поднятия, породившая например проблематический кряж Болор, прорезывающий будто бы поперек всю систему Тянь-шаня, а на самом деле вовсе не существующий (рис. 572 *a*, *b*, *c*).

Таким образом соотношение горных кряжей между собою, их общий орографический характер и наконец распределение форм и свойства складок каждого отдельного кряжа, — все это вместе взятое одинаково свидетельствовало в пользу горизонтального давления, и только влиянием его возможно было объяснить указанные особенности складчатых горных кряжей.

Пластичность присуща даже самым твердым породам, а потому нет надобности предполагать особое состояние пород до складчатости, как думали прежде; напротив, складки могут образоваться во всяких самых хрупких и твердых породах, но разумеется с бо́льшим или меньшим разрывом сплошности. Расположение трещин, указывая на направление стяжения, соответствует местам наибольшего растяжения, например на антиклинальном гребне складок.

Как центры наибольшего растяжения отличаются трещиноватостью, так центры наибольшего сжатия характеризуются всегда проявлением динамометаморфизма пород. Одно из важнейших явлений в структуре складчатых пород составляет кливаж. Представляя следствие давления или движения масс, он располагается всегда в направлении, перпендикулярном к нему, следовательно, наоборот, по расположению кливажа возможно определить направление движения (см. выше § 21). Кливаж интересен еще и с другой стороны: он появляется не только в пластовых породах, где представляет, так сказать, только дополнительное доказательство в ряду других, не менее ясно свидетельствующих о горизонтальном движении, но и развивается в кристаллических породах кряжей, где присутствие его доказывает, что породы эти не только относились *пассивно* к складчатости, но даже сами подвергались влиянию ее, одинаково с породами осадочными.

Работы Клооса над изучением тектоники гранитов весьма расширяют эти представления и дают новую методику тектонических наблюдений в областях массивных пород.

Кроме кливажа деформация отдельных кристаллов и окаменелостей, сжатие их или разрыв и другие признаки, совместно со всеми предыдущими, не оставляют сомнения в исключительном влиянии горизонтального стяжения.

Признавая горизонтальное стяжение, мы должны допустить, что или кора земли почему-либо растягивается, или же ядро земли уменьшается, а кора, неразрывно связанная с ним, постепенно приспособляется к нему и сокращается. Первое предположение не имеет за собой никаких данных, второе же мыслимо, потому что уменьшение ядра земли возможно вследствие его постепенного охлаждения или же выхода на поверхность вулканических масс. При таком допущении складки должны выражать собою степень сокращения земли или, все равно, уменьшение окружности ее. Следовательно перед нагромождением складок окружность земли была больше на величину, которая составляет разность между современною окружностью и тою, которая получилась бы, если бы все складки, залегающие на одном и том же меридиане, сгладить или растянуть. К сожалению недостаток исследований не дает возможности выразить численно уменьшение окружности земли; в этом отношении мы имеем только попытки, основанные на изучении отдельных кряжей и не претендующие на точность.

Так Гейм сделал такой расчет для Юры и Альп. Сравнивая современное расстояние двух местностей: Женевского озера и местечка С. Клод, лежащих на южной и северной окраине системы юрских складок, равное 16 800 *м*, с тем расстоянием, которое получилось бы между вышеупомянутыми местностями по выпрямлении или разглаживании всех складок, Гейм получил разницу в 5 200 *м*, т. е. прежнее расстояние, бывшее до образования горных складок, равнялось 22 000 *м*, или, все равно, образование юрских складок сократило окружность земли на 5 200 *м*. По другим поперечным разрезам Юры Гейм получил числа, довольно близкие между собою, а именно от 5 000 до 5 300 *м*; числа эти

представляют *абсолютное сжатие* или *стяжение;* отношение же современных и прежних расстояний между одними и теми же местностями, т. е. $\frac{16\,800}{22\,000} = \frac{4}{5}$, называется *относительным сжатием.* Наконец разделяя абсолютное сжатие на число складок данного разреза, а именно 5 200 *м* на 4 складки, получаем для каждой складки 1 300 *м*, что и составляет *степень среднего сжатия.* Произведя подобные же вычисления для более мощной альпийской системы складок и покровов, Гейм получил гораздо бо́льшее абсолютное сжатие, равное 60—120 *км.* Значит одна альпийская система складок уменьшила окружность земли на 120 *км*, т. е. Альпы сократили ее почти на 0,003%; очевидно, что и радиус земли должен быть укоротиться на соответственную величину. Предполагая, что все другие складчатые горы, находящиеся на меридиане Альп, как то: Атлас, Апеннины, Таунус, Тевтобургский лес, Скандинавские горы и др., дают абсолютное сжатие только вдвое больше Альп, т. е. 180 *км*, общее уменьшение окружности земли по этому меридиану вследствие образования складок равняется 270 *км*, что́ составляет почти 0,009%. Укорочение радиуса, соответствующее этому уменьшению окружности, составляет около 573 *км*, т. е. вместо современного радиуса, равного 6 370 *км*, до образования складок радиус земли равнялся 6 943 *км*. Все эти расчеты получили бы несравненно бо́льшее значение, если бы возможно было проверить их сравнением абсолютного сжатия по различным меридианам. Альпы принадлежат к наиболее изученным кряжам, да и то абсолютное сжатие их определяется только приблизительно, все же остальные кряжи исследованы несравненно меньше Альп или даже совсем не изучены, а потому трудно рассчитывать на скорую проверку вышеприведенных чисел и на получение более точного определения величины стяжения земли.

С другой стороны тот же расчет показывает, что укорочения радиуса на такую значительную величину как 573 *км* совершенно достаточно, чтобы объяснить всевозможной величины складки, надвиги, сбросы и флексуры; даже между самыми большими вершинами на материках и глубинами в морях разница около 20 *км*, т. е. всего лишь $^1/_{28}$ укорочения радиуса.

Исходя из подобных подсчетов, делавшихся для разных стран, стали (Гейм) считать, что общее сокращение поверхности земли достигло уже от 10 до 25%. Подобный процесс стяжения, сопряженный со складкообразованием — сморщиванием литосферы, обычно рассматривается как результат тангенциальных (к окружности земли) движений, которые часто называют просто горизонтальными в отличие от вертикальных, происходящих по радиусам земли, т. е. радиальных. В настоящее время в противоположность прежним взглядам мы рассматриваем обе категории движений генетически связанными между собой и представляющими лишь частные формы основного процесса движения земли. В различных частях земной поверхности мы видим однако преобладание на данном этапе развития земли одних форм геотектогенеза над другими, радиальных над тангенциальными и обратно. Для тангенциальных можно наметить следующие основные характерные черты их проявления:

1. Длинные узкие зоны долгого радиального опускания и заполнения большими толщами мелководных отложений, перешедшие затем в свою противоположность — поднятия, сильно смятые в складки.

2. Смятие происходило не непрерывно и не периодически, а скачковидно, повторно, эпизодически, в определенные *фазы складчатости,* которым иногда соответствовали и фазы вулканизма.

3. Завершение периодов смятия сопровождалось общим поднятием всей зоны его.

4. Очевидность сокращения поверхности отдельных зон не доказывает однако одновременного сокращения всей земной поверхности.

5. Сжатие, образовавшее складчатые зоны, обычно носит ориентированный характер с определенным направлением движения масс.

6. Смятие происходило с самого начала геологической истории земли.

После первой характеристики складчатых цепей, *складчатых дуг,* сделанной Э. Зюссом, когда он впервые в чисто орографическое описание вложил структурные представления, появились и появляются до последнего времени другие попытки в этом же направлении, и если с одной стороны стремление Э. Зюсса и его последователей заменить орографический принцип

структурным, тектоническим, имело громадное значение, то с другой стороны нельзя не заметить опасности увлечения геотектоническими описаниями, основанными преимущественно на орографии, на группировках современного рельефа. В этом случае нередко одно понятие подменяется другим, появляется стремление выводить тектонические закономерности исключительно из орографических данных.

В самое последнее время можно назвать трех авторов, по преимуществу остановивших свое внимание на поисках закономерности расположения складчатых дуг, прежде всего на основании анализа складчатых гирлянд и островов Азиатской части Тихого океана: американца Хоббса, японского геолога Токуда и китайского Лп. Токуда[1] предлагает все складчатые дуги земли разделить на следующие три типа:

1. Восточно-азиатский тип. Дугообразные горные цепи Восточной Азии характеризуются тем, что их выпуклая сторона всегда обращена к океану, благодаря тому что в их внутренней стороне заключены веерообразные морские бассейны и депрессии более или менее одинаковых величин. В них не видно типичных скучиваний, складок-синтаксисов, но исключительно пересечения концов соседних дуг между собой, то, что было названо Рихтгофепом «фланговыми сцеплениями» (flangierende Ketten). Эти образования Токуда объясняет как результат оползания больших глыб земной коры от Азиатского материка по направлению к центральной части Тихого океана.

Восточно-Индийский архипелаг он причисляет также к этому типу.

2. Американский тип. Складчатые цепи американских континентов почти не дугообразны, но обычно скорее состоят из двух или нескольких так называемых кордильер, проходящих почти параллельно друг другу. В соответствии с этим на их внутренней стороне не имеется никаких депрессий или морских бассейнов, подобных восточно-азиатским (образование американских кордильер Токуда считает возможным объяснить согласно дрифтовой теории Вегенера).

3. Индо-европейский тип. В Индии и в Европе мы также не видим типичных морских депрессий. Горные цепи проходят здесь без определенной ориентации и без какого-либо видимого отношения к океану. Они настолько прихотливо извиваются, что могут быть объяснены только происхождением из Тетиса в результате сложных орогенических движений, унаследованных от предыдущих.

Ли также рассматривает прежде всего структуру восточной части Азии от Курильских островов до восточной Индии, главным образом изучая план складчатости. Им дана схематическая тектоническая карта Восточной Азии, на которой он выделил 5 полос складчатости широтного простирания, расположенных на сравнительно равном расстоянии в 8 географических градусах друг от друга. Этой правильности расстояния между складчатыми зонами Ли придает очень большое значение и даже пытается усмотреть подобные же интервалы на других континентах. Однако эти построения и параллели, проводимые им между Восточной Азией и другими частями земли, представляются чрезвычайно искусственными. Вместе с тем Лп совершенно не обращает внимания на поперечные разрезы различных зон складчатости и историю их образования, соединяя вместе орогении самых различных периодов. Эту ошибку, кстати сказать, делают и очень многие другие авторы, строящие геотектонические схемы.

Складкообразование обязано в общем горизонтальным движениям, независимо от того, как бы мы ни представляли себе происхождение и причину этих движений. С момента образования складчатой зоны в ней возникает тенденция к поднятию известной полосы, зажимаемой между менее податливыми частями. Вследствие этого сама возникающая складка в дальнейшем испытывает деформации и вздымается более или менее асимметрично. Прилегающие более жесткие части поддвигаются вместе с тем под смятую зону, в результате чего здесь возникает удвоение верхних частей земной коры, более легких, которые и обусловливают дефицит силы тяжести (идеи Стилле, Кобера).

В строении земной коры играли роль (с точки зрения Фурмарье) три главных закона: закон постоянства — перманентности, закон параллельности складкообразований и закон симметрии. Отдельные большие части земной коры, смятые в древнейшие геологические эпохи, представляются как бы ядрами континентов с общей тенденцией к поднятию. Они характеризуются вместе с тем наименьшей мощностью осадочных отложений с большим количеством стратиграфических пробелов в них. Последние указывают на то,

[1] Доклад Токуда на Геологическом конгрессе в Вашингтоне в 1933 г.

что процесс поднятия шел непостоянно, но скорее представляется в виде колебательных движений. Вокруг этих площадей или ядер материков, обладающих относительно бо́льшей жесткостью, постепенно нарастали концентрические зоны складчатости разных возрастов. Изопические зоны различных осадочных комплексов ориентировались также применительно к контурам этих жестких масс, следуя направлению последующих складкообразований. Закон постоянства особенно хорошо виден по расположению геосинклинальных областей и возникших из них складчатых зон. Из этого обстоятельства вытекает закон параллельности последующих складкообразований, которые были названы Э. Зюссом «постумными». Во всех частях света эта параллельность складкообразования или постоянство плана прослеживается более или менее отчетливо.

В тесной связи с этим представлением о последовательных складкообразованиях находится и вопрос о распределении магматических пород, обыкновенно поднимавшихся вслед за общим поднятием земной коры. Равным образом следует иметь в виду не только постоянство плана самих складок и складчатых зон, но также и больших зон разломов, дислокаций радиальных, которые представляют собой другой основной элемент тектогенеза. Как мы видели в гл. IX, эти большие зоны разломов обыкновенно образуются впереди больших активных складчатых зон, как например зона разломов Средней Европы перед альпийской складчатостью Средиземноморья, или зона разломов Африки с южной стороны также впереди той же Средиземноморской складчатой полосы. В последующие периоды в областях преимущественно дизъюнктивных дислокаций новые разрывы накладываются параллельно предыдущим, исходя из того же закона параллелизма тектонических явлений. Конечно под этим никоим образом не следует понимать обязательно наложение антиклиналей и т. п., вопрос идет исключительно о параллельности пространств складчатых зон и отдельных складчатых комплексов. По существу все проявления геологической активности: складчатость, разломы, отложения — подчиняются общим законам относительного постоянства и параллелизма последовательных деформаций.

Под законом симметрии Фурмарье понимает наблюдаемое в архитектуре земной коры закономерное расположение зон отложений и зон деформаций, следующее определенным законам симметрии. Он намечает несколько симметричных окружностей на земле, среди которых одна приблизительно меридиональная, другая же проходит под известными углами к экватору. В каждой из этих категорий он намечает элементы главные — первого порядка и другие — второстепенные. В меридиональных плоскостях симметрии тихоокеанская представляется Фурмарье основной, игравшей роль в течение всего геологического времени. Будучи убежден в наличии действующего при деформациях тела земли закона симметрии, он полагает, что эти деформации следовали бы гораздо более точно математическим законам, если бы земная кора представляла бо́льшую однородность, равным образом как и подстилающие ее массы, чего, насколько мы знаем, нет. Кроме того он замечает, что меридиональные плоскости симметрии деформировались систематически, причем эти деформации соответствовали повидимому процессу известного скучивания, которое замечается между обоими полушариями северным и южным, но причины которого нам пока еще неясны.

При рассмотрении складкообразования земной коры первое, что обращает наше внимание, — это неповсеместность этого процесса, наличие на земле наряду с областями, смятыми в складки, не смятых областей, даже с совершенно горизонтальным залеганием осадочных толщ, притом весьма относительно древних. Если бы не было этого, то складкообразование проще всего было бы уподобить равномерному сморщиванию литосферы и объяснить стяжением. Многие тектоники последнего времени, а в особенности Кобер, принимают за основной закон строения земли, от которого зависит вся исто-

рия ее развития и ее строения, деление земной коры на жесткие, стабильные — кратогеновые зоны и эластичные, мобильные — орогеновые. Земля. сморщивается не равномерно и повсеместно, но лишь по определенным зонам; большинство теорий однако забывают об этом факте или не считаются с ним.

Причина наличия в земной коре таких различных по отношению своему к тектоническим процессам участков еще не вполне ясна и представляет собой одну из интереснейших современных весьма спорных теологических проблем. Некоторые авторы (Стилле, Вегенер, Бубнов) видят ее в первичной разнородности материала соответственных масс.

Возможно разделить всю литосферу (Бубнов) на 4 основных группы элементов, из которых две постоянного и две переменного характера.

1. Материковые массивы или глыбы, находящиеся в состоянии постоянного поднятия или вернее с тенденцией к нему.

2. Впадины с тенденцией к постоянному опусканию.

3. Слабо подвижные *шельфы*, испытывающие колебания, при которых они переходят от состояния мелкого моря до низменности (вся Европейская часть СССР). *Шельфы* названы Милановским *плитами*.

4. Подвижные мобильные *геосинклинали*, переходящие из состояния морского в высокогорное и обратно.

Характеристика этих элементов следующая (по В. Обручеву). Континентальные глыбы представляют области, которые в течение продолжительных периодов испытывали эпейрогеническое поднятие и поэтому представляют важнейшие устойчивые черты лика Земли; среди них можно различать глыбы I порядка, которые оставались сушей чуть ли не с архея и едва ли подвергались морской трансгрессии; молодые осадки на них отсутствуют или являются континентальными. Таковы Канадский щит, Подольский массив, части Африки, Индии, Бразилии и Австралии (и, добавим, древнее темя Азии — Байкальское нагорье). Глыбы II порядка получили свою устойчивость позже, после каледонского или варисцийского орогенеза, и не сохраняли ее полностью, а по временам могли затопляться мелким морем; поэтому молодые осадки в иных случаях на них отсутствуют, в других — являются неритовыми, чередующимися с континентальными. Примерами служат: Богемский массив, часть Великобритании, Шварцвальд (и, добавим, Кузнецкий Алатау, Алтай, Тянь-шань). Строение глыб характеризуется интенсивной складчатостью кристаллических или по крайней мере довольно сильно метаморфизованных пород с обильными интрузиями глубинных пород; к площадям этой древней складчатости могут примыкать (особенно в глыбах II порядка) более молодые, также складчатые отложения с интрузиями; глыбы нарастают благодаря орогеническому причленению, но сами реагируют на позднейшие горообразовательные движения только разломами, расчленяющими их на поля или полосы, границы которых соответствуют старым структурным линиям только приблизительно; перемещаясь друг относительно друга, эти полосы образуют грабены и горсты, которые являются функцией степени жесткости глыбы с одной стороны и силы орогенического импульса с другой и могут служить показателем обеих. Бубнов отмечает еще сингенические движения в глыбах, представляющие орогеническую реакцию жестких глыб на позднейший орогенез и выражающиеся плоскими вздутиями (warping) их, и в качестве примера приводит южно-германские глыбы и западную часть Центрального плато Франции, которые реагировали на альпийский орогенез таким выпучиванием и разломами, параллельными альпийской дуге, т. е. имитировавшими структуру Альп. Наконец характерными для глыб являются горизонтальные надвиги и сдвиги по их окраинам, вдоль соприкосновения жестких древних масс и молодых отложений, подвергающихся складчатости.

Шельфы или плиты подразделяются на устойчивые (стабильные), не-

однородные и подвижные (лабильные); они вообще характеризуются колебанием между состояниями суши и мелкого эпиконтинентального моря, благодаря чему на них отлагаются толщи осадков циклического типа, т. е. со сменой континентальных — морскими мелководными и более глубоководными и обратно, — вообще изменчивых, — менее мощные на устойчивых, более мощные на подвижных плитах, которые имеют преобладающую тенденцию к опусканию. Когда плита становится сушей, толщи образовавшихся на ней морских осадков подвергаются более или менее сильному размыву, замещаясь отчасти континентальными. Так как плиты являются образованием промежуточного типа между глыбами и геосинклиналями, приближающимися то к первым, то ко вторым, то и реакция их на оро- и эпигенические движения различна; у одних орогенез захватывает только окраины, у других — всю площадь, но всегда отражает на себе влияние окаймляющих массивов.

Геосинклинали, по Бубнову, представляют области не с постоянной тенденцией к опусканию, как думали Ог и Стилле, а области особенной подвижности: в одних случаях для них характерны батиальные и даже абиссальные морские отложения, а в других случаях батиальные, неритовые и даже континентальные; цикличность осадков часто отсутствует, перерывы в отложениях возможны, и разнородные осадки могут чередоваться без ясной правильности.

Трансгрессии и регрессии моря могут сменять друг друга как в подвижных шельфах. Эпигенические движения создают ундации меньшего радиуса, чем в устойчивых шельфах, и предшествуют орогенезу, который превращает геосинклиналь в складчатые высокие горы; направление последних зависит от окаймления края геосинклинали только вблизи последнего; складчатость сопровождается надвигами и покровным строением.

Таким образом к этим основным элементам приурочены и определенные орогенические типы (по Стилле и Бубнову); так покровные и складчатые горы связаны с геосинклиналями, древние складчатые массивы в дальнейшем дизъюнктивного строения — с шельфами и глыбовая тектоника — с материковыми массивами («щитами»). Тектонический характер какого-либо участка литосферы зависит (по Бубнову) от ее толщины; уменьшение последней поднятием и денудацией доказывается проникновением более основных глубинных пород, связь которых с дизъюнктивной дислокацией все более намечается.

Вследствие ряда последних поднятий структуры, обнажающиеся сейчас на поверхности земли, принадлежат к деформационным сегментам ее, образовавшимся первоначально на весьма различных глубинах. Наиболее глубокий из них вместе с тем естественно и наиболее метаморфизован. По этой причине они значительно труднее поддаются анализу, и обычно ими тектоники пренебрегают, вследствие чего исследование этих глубоких зон перешло в область ведения петрографии, которая однако подошла к разрешению задачи формально. Методика петрографическая для разрешения этих вопросов необходима, но методологически это неверно. Именно исследование старых структур дает правильное историко-геотектоническое представление, но и обратно, оно только возможно при условии приложения всех геотектонических методов в соединении с методами петрографическим и минералогическим.

С этой точки зрения в корне должно меняться изучение и понимание старых конструкций «щитов», «плит» и т. п. Вместо давно застывших, якобы мертвых, однообразных масс мы несомненно будем постепенно выявлять в них такие же тектонические элементы, какие созданы новейшими движениями, и постепенно выясним всю сложную последовательность перемещения масс. Все это возможно однако только при условии рассмотрения деформационных сегментов в целом, как органического комплекса. Каждое

такое рассмотрение состоит из анализа: 1) внутренних соотношений сегментов, 2) внешних соотношений сегментов, 3) отношения внутренних к внешним и обратно. Отношение их может быть двояким: а) анатомического характера, для познания которого мы должны принять геометрические методы, методы горной геометрии и структурной геологии, б) вещественного характера, познаваемого геохимией и петрографией.

Так как отдельное геологическое исследование, отдельная геологическая карта дают лишь частичное понятие о строении, лишь один и притом случайный его срез, то для реконструкции целого мы непременно должны представлять себе по возможности полно все развитие данного деформационного сегмента. Это развитие можно представлять себе двояким методом: 1) как непрерывное действие процессов и их результаты, 2) как ряд поддающихся реконструкции возможно близких статических положений, изображение которых, взятое в непрерывной последовательности, создаст общую картину движения (кинематографически), а отсюда явится возможность выявить и силы, эти движения обусловливавшие. Логически правильнее первый метод, но он натыкается на главный дефект геологии: незнание процессов, действующих в земле, и во всяком случае наталкивается на невозможность познания этих процессов именно геологическими методами, дающими с другой стороны уже весьма много для второго пути. Превращать мертвые статические геологические реконструкции в динамические, геотектонические — в этом состоит сейчас важнейшая задача геотектоники, немыслимая без глубокого и широкого применения механики и физики. В целях известного удобства систематизации можно разделить все тектонические явления на следующие: 1) крупнотектонические, 2) мелкотектонические, 3) текстурные, 4) минералогические.

Элементы первой группы мы за редкими исключениями (лишь в особо обнаженных областях) видим только на геологической карте. Вторые видны в одном обнажении, иногда даже в одном куске горной породы. Третьи доходят до размеров отдельных минералов, зерен, испытывающих взаимное перемещение, и четвертые наконец происходили уже внутри вещества минеральных зерен, перестраивая их физико-химически. Петрографические и минералогические исследования без учета кинематики и динамики уже недопустимы, но и обратно, общие геологические выводы без учета данных современных петрографических и минералогических исследований, т. е. без микротектоники или петротектоники, наряду с петрохимией и петрофизикой, также неудовлетворительны. Мы видим необходимость гораздо бо́льшего взаимного проникновения различных частей геологической науки, столь дифференцировавшейся за последнее время. Все приведенные феномены независимо от масштаба представляют собой явления перемещения масс, лишь различные проявления одного и того же процесса, а потому естественно они все закономерно связаны между собой в определенные сообщества. Раскрыть и изобразить последние и является задачей современного геотектонического исследования. Различный характер, типы этих сообществ указывают на условия и факторы их создавшие (давление, температура, окружение). Результаты каждого этапа, накладываясь один на другой, создают сложную картину, тем более запутанную и труднее познаваемую, чем больше было этих этапов, т. е. чем старше конструкция. Лишь в этом разница молодых и древних геотектонических элементов.

§ 55. ГИПОТЕЗЫ СЖАТИЯ (КОНТРАКЦИИ) И РАСШИРЕНИЯ (ЭКСПАНСИИ)

К этой группе относятся весьма многочисленные гипотезы, частью формально противоположные, но объединяемые основными им всем присущими принципами, допускающими наличие в земной коре:

1) натяжений и

2) различных уровней земной поверхности.

Группа делится на:

1) гипотезы сжатия,

2) гипотезы растяжения,

3) гипотезы совместного или чередующегося действия обоих этих факторов.

1. В основе первой подгруппы лежит идея о постепенном стяжении земной коры, происходящем вследствие уменьшения объема охлаждающегося ядра земли. Стяжение это с одной стороны вызывает перемещения отдельных частей коры по направлению к центру земли, а с другой — обусловливает горизонтальное движение в ней. Следствием первых являются разнообразнейшие сбросы, а вторые, напротив, воспроизводят складки.

Идея эта — не новая; она высказывалась еще Декартом, Бреislаком, Эли де-Бомоном и др. Гипотезы, основанные на ней, можно назвать гипотезами горизонтального или тангенциального стяжения, в противоположность гипотезам поднятия Буха и Гумбольдта и гипотезам опускания Бабеджа, Гершеля, Дэна и др.

Важнейшее преимущество их пред другими заключается в том, что они рассматривают горообразование и дислокации не в виде какого-либо обособленного явления, а как процесс, составляющий необходимую фазу в развитии земли и тесно связанный со свойствами и жизнью земли. В этой связи кроется возможность совершенствования этих гипотез при дальнейших успехах геологических исследований.

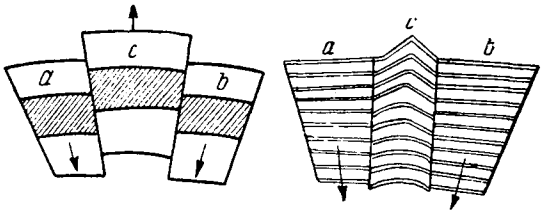


Рис. 600 Схема контракции литосферы.

Основываясь на общей идее уменьшения объема земли, гипотезы эти расходятся в своих взглядах на значение складок и сбросов. Одни из них придают главное значение сбросам, другие напротив больше выдвигают складки. Одни исследователи главнейшие перемещения в земной коре приписывали сбросам, складки же считали явлением второстепенным, происходящим от различных причин и имеющим место только в самых верхних слоях земли. Зюсс, Гейм, Прествич и пр. напротив считали складчатость таким же важным и непременным следствием стяжения, как и сбросы; по их мнению, складки глубоко проникают в земную кору и обнаруживают на себе несомненные признаки горизонтального или тангенциального стяжения коры. Наконец третьи исследователи, например Гроссувр, придавали складкам исключительное значение и даже такие формы дислокации как горсты объясняли исключительно складчатостью.

Одновременные сбросы не только могли увеличивать интенсивность складок, но даже обусловливать появление новых, а именно, если кора разбивается на клинообразные части (рис. 600), из которых *a* и *b*, опускаясь, производят горизонтальное давление на промежуточную *c*, то они же обусловливают появление в ней складок, характер которых будет зависеть от равномерности или неравномерности давления с обеих сторон.

Вопрос о взаимоотношениях складок и сбросов решается за последнее время определенно в смысле полной механической связи их между собой, т. е. происхождения различных по форме дислокаций от одних и тех же тектонических основных процессов. В этом отношении новейшие взгляды сильно разнятся от прежних; наибольший интерес имеют работы Квиринга [*3*], Стилле, Клооса [*4*] (отрицающего необходимость горизонтального давления для образования горстов и грабенов), Вольфа [*5*], Лочи [*6*], Робинзона [*7*] и Лемана [*8*]. Последний очень остроумно пользуется явле-

ниями нарушения поверхности над выработанными рудничными пространствами для анализа больших тектонических процессов, причем складчатость прямо может иногда являться в результате опускания грабенов (см. рис. 600).

Идею о связи горообразования с сокращением земного шара можно проследить с 1829 г., но определенно ее высказал Шимпер в 1840 г., навсегда погубивший по этой причине свою геологическую карьеру вследствие резкого несогласия по этому вопросу с тогдашним авторитетом Л. Бухом. С тех нор в продолжение 100 лет не прекращается спор между приверженцами контракции и активной роли магмы в горообразовании.

В истории образования складчатости путем контракции можно наметить три основных этапа: первый — когда создателем ее, Эли де-Бомоном, было высказано предположение о сжатии более податливых частей земной

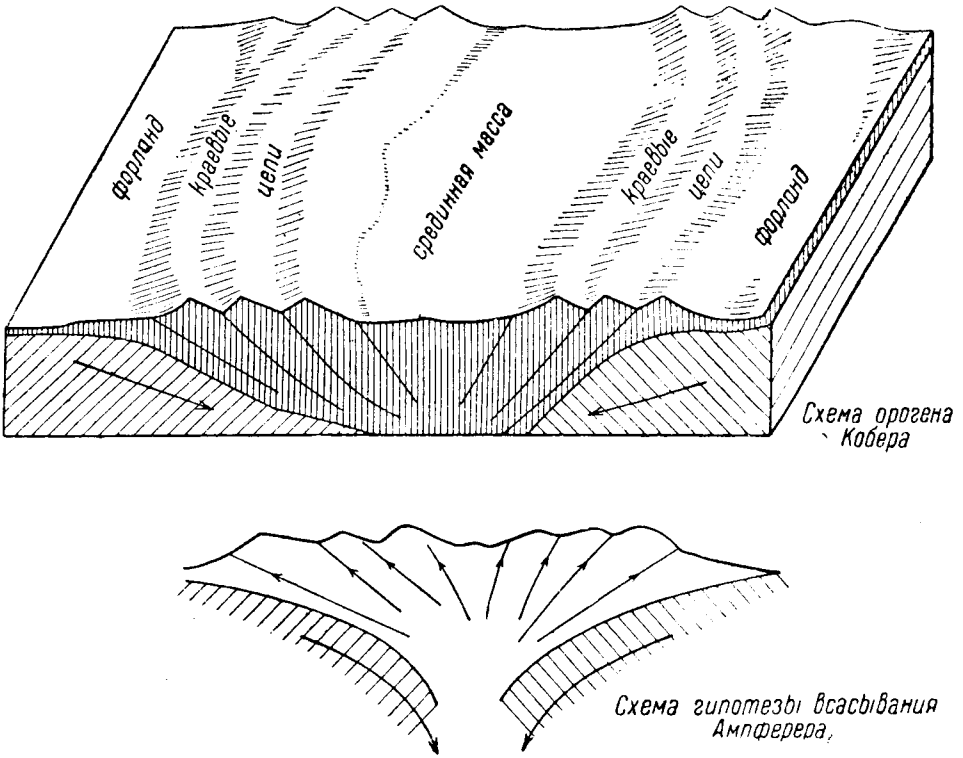


Рис. 601. Схема орогена, по Коберу и Ампфереру.

коры более жесткими, которые он уподоблял тискам. В дальнейшем Э. Зюссом эта идея о двустороннем сжатии была заменена новой идеей одностороннего давления. Эта же идея об одностороннем давлении, которая лежит в основе всего синтеза Зюсса, была видоизменена Хоббсом лишь в том смысле, что складчатость опрокидывается и направляется не в сторону действующего давления, а обратно, т. е. как бы происходит подсекание складок ввиду того, что двигающиеся давящие массы находятся на известной глубине. Наконец третье направление, которое сравнительно недавно было выдвинуто Кобером (в 1921 г.) (рис. 601 и 602), опять до известной степени возвращается к прежним представлениям Эли де-Бомона и сводится к двусторонним движениям, причем это двустороннее движение выводится как результат выдавливания пластической зоны, сдавливаемой твердыми, жесткими частями. При этом выдавливании происходит смятие содержимого, затем поднятие его кверху и в дальнейшем выпячивание в виде (рис. 603) двустороннего гриба

или веера таким образом, что две распадающиеся его части, ветви, по мере усиления процесса представляют собой направленные в противоположные стороны складчатые зоны, опрокинутые на сжимающие их жесткие части.

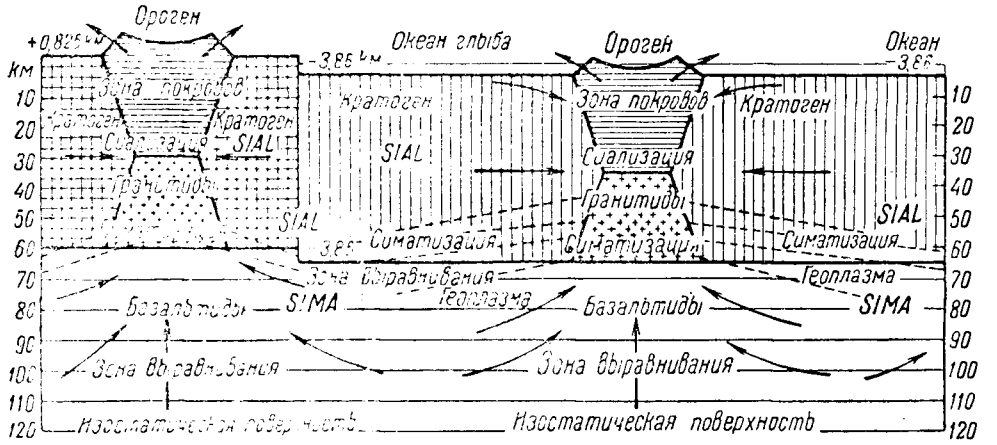
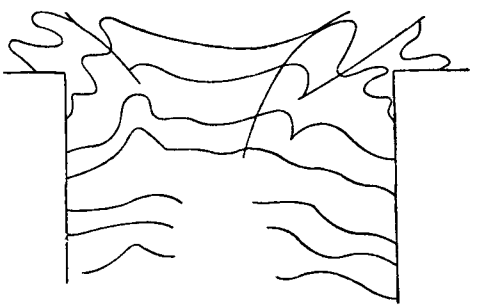


Рис. 602. Деление земной коры по орогеновой теории Кобера.

При такой идее сжимания орогеновой зоныестественно вытекает надвигание, наползание обеих ветвей орогена на края твердой рамы, а тем самым скольжение ее и подмятие ее под себя. При рассмотрении предгорий таких складчатых хребтов, как например северные края Альп и др., видим, что такого рода явления действительно имеют место.[1]

Эти лежащие перед надвигающимися складчатыми комплексами части и носят в немецкой литературе название «передовой



Ряс. 603. Складкообразование между краями жесткой рамы в геосинклинали, по Стилле.



Рис. 604. Перпарктические „древние" массы, форланды или „уркратоны", по Стилле.

[1] Резко противоположную Коберу точку зрения сейчас развивает Ф. Зюсс [9], отрицая правильное образование орогена с симметрично окаймляющими его фронтальными впадинами (фортифе), предопределенность геосинклиналей и «слабых зон земной коры», лежащую в основе теории Ога и его последователей, хотя бы в различных видоизменениях. Основным элементом тектоники является, с точки зрения Ф. Зюсса, надвигание глыб — одностороннее, определяющее и увлечение магматических выделений и все видоизменения метаморфизма.

страны» или форланда; на русском языке пока нет удовлетворительного перевода этого термина; можно применять термин — *фронтальная область*.

При анализе современных больших складчатых цепей методом сравнительной тектоники положение и характер этих форландов имеют очень большое классификационное значение; так например Стилле (рис. 603 и 604) дает такого рода основную схему складчатых образований, классифицируя их на основании тех форландов, на которые эти складчатые системы в соответственные периоды складкообразования надвигались.

Таблица 81

Каледонские форланды	Каледонские соединения, вызванные	Варисцийские форланды	Варисцийские соединения с	Альпийские форланды
1. Лаврентия 2. Фенния 2а. Сериндия 2б. Синия 3. Ангария 4. Индо-Африка 5. Бразилия 6. Антарктика и Патагония	Палеоевропейским (северо-атлантическим) орогеном Южно-атлантическим орогеном	1. Лавренто-Фенния 1а. Сериндия 1б. Синия 2. Ангария 3. Гондвания 4. Антарктика вместе с Патагонией	Урало-амурским орогеном Аргентинскими гондванидами	1. Макро-лаврентия 2. Микро-гондвания

При упомянутом выше надвигании орогеновых ветвей на форланды краевые части последних опускаются и даже прогибаются в виде пологой впадины, которая при продолжении этого процесса все более опускается. Примером впадин, заполняющихся громадным количеством сносимых с растущего хребта обломочных материалов («фортифе», буквально «предглубие» или фронтальные впадины), может служить Швейцарско-баварская котловина, заполненная молассовыми отложениями, затем Индо-гангские аллювиальные предгорья Гималаев с мощными сиваликскими отложениями, Ферганская котловина и др.

Орогеновые движения в тесном смысле этого слова, как происходящие согласно идее контракции путем пластичных деформаций внутри орогенового трога, лишь недавно получили такое свое определение. Тем не менее уже полвека тому назад характер таких движений был установлен путем непосредственных наблюдений в главных горных районах Европы. Помимо уже изложенного о них в главах VI и IX отметим вкратце еще некоторые моменты из истории этого вопроса.

Первый, описавший большую так называемую «*двойную Гларнерскую складку*» (которая впоследствии была однако объяснена другим образом; см. рис. 198), был швейцарский геолог Эшер фон дер Линд, справедливо считавшийся отцом альпийской геологии. Затем английский геолог Николь в 1860 г. установил большие горизонтальные перемещения — надвиги в Шотландии. Госселэ в 1870 г. установил подобные же большие надвиги в угленосном районе северной Франции, которые впервые были проверены горными работами. Тёрнебом в 1888 г. установил такие же большие надвиги и перекрытия в древних свитах Норвегии по границе с Швецией. Марсель Бертран в 1884 г. высказал первый идею о возможности больших горизонтальных перекрытий в Альпах. Шардт в 1894 г. в значительной степени развил эти идеи Бертрана, и наконец Люжон в 1902 г. завершил их и создал блестящий синтез покровного строения Альп. Немедленно вслед за тем в 1903 г. французскими геологами Термье и Огом была дополнена работа Люжона, причем они распространили представление о покровном строении и учение о шариаже за пределы Швейцарских и Французских Альп, на все дуги Альпийско-карпатской полосы.

С этого времени большие горизонтальные перемещения, перекрытия или шариажи с перемещением масс в горизонтальном направлении до 100 *км* и даже более отмечаются как главная характерная особенность именно «альпийского строения» в смысле типа строения хребта *(альпинотипного)* и в отличие от надвигов в кратогене, или, по германской терминологии — *германотипных*, где величина перемещения обычно не превосходит нескольких километров (не более 5 *км*).

С этого же времени сторонники контракционной гипотезы горячо восприняли, хотя и не вполне правильно, учение о шариаже (особенно в его первичном виде, выводя перекрытия из опрокидывающейся складки), как лучшее доказательство своей гипотезы. Наибольшее число приверженцев этой теории можно насчитывать именно среди наиболее ярых «напписто в».[1]

Согласно *контракционной теории*, длительное сжатие ядра земли должно было вызывать постепенное сморщивание се оболочки под влиянием тангенциального давления; последнее должно явиться следствием радиальных сил частей земной коры, стремящихся опуститься вслед за сжимающимся ядром, подобно боковому давлению, развивающемуся в каменном своде. Предполагается, что это тангенциальное давление раздавливает или сминает в складки менее устойчивые тонкие или податливые части литосферы; величина давления для земной оболочки (при радиусе в 6 370 000 *м* и удельном весе в 2,7) равна 17 200 000 *т* на квадратный метр сечения ее, т. е. в 1 700 раз больше, чем сопротивление раздроблению гранита; из этого ясно, что все препятствия могут быть преодолены тангенциальным давлением, и все породы должны испытать пластическую деформацию. Из этого же ясно, что лишь при смятии одних частей возможно опускание других, или что складки, сбросы и грабены могут иметь одну общую причину; вместе с тем части, испытавшие уже смятие, представляют при последующем давлении бо́льшее сопротивление, чем другие, а в особенности испытавшие смятие в поперечном новому направлении.

Всевозможные формы дислокации объясняются контракционной теорией, а следы складчатости разных возрастов, как мы видели, встречаются в литосфере в разных местах, что говорит за необходимость допущения одной всегда действовавшей первопричины, которую, с точки зрения космогонии Лапласа, легче всего видеть в вековом охлаждении и сжатии земли. Этим объясняется и долговечность контракционной теории, причем возражения против нее направлены преимущественно не против самого тангенциального давления, но против объяснения его уменьшением ядра земли и ее остыванием.

Наиболее полный теоретический разбор контракционной гипотезы принадлежит Джеффрису,[2] который считает, что только сокращение земли может вызывать складчатость. Он приходит к выводу, что уже на небольшой глубине возникающее вследствие сокращения земли горизонтальное давление больше вертикального, вследствие чего сцепление слоев в вертикальном направлении уменьшается, и у них возникает тенденция к горизонтальным смещениям. Вместе с тем анализом Джеффриса доказано, что напряжения в земной коре могут передаваться на любое расстояние при сохранении стабильности, пока не превзойдена граница текучести горных пород, что важно для анализа дислокаций, как мы видели в главе VI; особенно важно знать минимальное напряжение, нужное для ее наступления (strength, Fliessfastigkeit). Оно в верхних 30 *км* коры наибольшее, а к 50—60 *км* глубины сходит вероятно к 0, т. е. там уже ничтожная разница в давлениях должна давать начало течениям; поэтому же и очаги

[1] Покров по-французски — nappe (напп), почему наиболее крайних защитников больших шариажей называют в Европе «напписта ми». Например напписта ми являются геологи, полагающие, что весь Донбасс передвинут из Малой Азии, и т. п.

[2] Jeffreys. The Earth. 1929. P. 286 ff.

землетрясений, как мы видели, преимущественно неглубокие — около 6—30 *км* в хрупкой *склеросфере* (см. гл. VIII).

Как уже сказано, важнейший из основных вопросов контракционной гипотезы — это термический баланс земли, вопрос о том, как идет охлаждение земли и идет ли оно вообще? Большинство геологов (см. гл. III) признает охлаждение, и лишь некоторые [Хинцпетер, Букановский и Тетяев (см. § 14)] его отрицают.

Хольмс выдвинул существенное возражение против этой теории, указывая, что раз охлаждение с течением времени все более замедляется, то горообразование должно было бы замирать, чего однако нет.

По Киршу, задержка охлаждения земли радиоактивностью вообще почти уничтожает идею контракции. Допуская же *неоднородное распределение радиоактивных веществ* в земной коре, можно объяснить вероятно неравномерное распределение и конвекционных токов в магме, т. е. *локализацию тектонических моторов.*[1]

Нельке [*1*] пытается найти в астрофизических данных подтверждение контракционной теории, которая ранее именно в астрономии имела одного из главных своих врагов.

По Нельке, из астрофизических наблюдений вытекает, что кроме сил, задерживающих вращение земли, в ней возникают и силы ускорения, *которые можно объяснить лишь сокращением земли.* Это приводит Нельке к выводу о доказанности контракционной гипотезы астрономически. Он анализирует термические условия, создавшие «обмен веществ» земли и поддерживающие его до настоящего времени. А эти внутренние изменения отражаются на поверхности в виде тектонических явлений.

Сокращение земли будет продолжаться до тех пор, пока будет происходить обмен веществ внутри ее. Но постепенно он замедляется (по Нельке), и может наступить момент, когда произойдет перевес факторов, обусловливающий увеличение объема над уменьшением, тем более что за 1½—2 миллиарда лет геологического развития земли радиоактивные вещества не подверглись распаду и наполовину, т. е. каждый грамм внутренней массы земли поглотит еще вероятно сотни калорий. *Эти предположения находятся в соответствии и со взглядами Энгельса на материю.* Хотя обмен веществ внутри земли представляет непрерывный процесс, но он идет не прямолинейным путем, так как превращение и перемещение масс непрерывно изменяются, чем и объясняется повидимому периодичность (вернее прерывистость) эпейрогенических и орогенических движений; при этом волнообразные изгибы — «ундации» — после достижения вызывающим их тангенциальным напряжением известного предела и его быстрой компенсации переходят в более слабых местах (геосинклиналях) в складкообразование. В силу сопротивления опускающимся частям коры большая часть утрачиваемой гравитационной энергии превращается на граничных поверхностях в тепловую, вызывающую расплав масс именно вдоль этих поверхностей и возникновение магматических очагов. Последние следовательно не являются извечно существующими и тесно генетически связаны с тектоническими движениями. Усиление последних побуждает магматические массы подниматься к поверхности как при складкообразовании на более ограниченных участках, так и при эпейрогениях, хотя в немногих местах, но зато даже интенсивнее. Нельке в противоположность прежним взглядам Джеффриса полагает, что *сокращается не только поверхностный слой — кора, но вся земля* (радиус ее — на 50—100 *мм* в столетие). *Только эта контракция, по Нельке, и объ-*

[1] По идее В. Вернадского следует произвести сплошную съемку интенсивности радиоактивности на поверхности земли, соединяя на карте места одинаковой интенсивности «изорадиоактивными» линиями. Такая карта могла бы представить интерес как одно из вспомогательных средств выяснения геологических структур и региональной геотектоники и для поисков вероятных месторождений гелия.

ясняет всю земную складчатость, так как, по его мнению, одно поверхностное охлаждение, замедленное еще радиоактивностью и выделяющейся контракционной теплотой, недостаточно, чтобы объяснить смятие и сокращение земли. Однако пока нет никаких данных за вероятие процесса охлаждения ядра (Гутенберг).

Таким образом попытки объяснения всего горообразования лишь контракцией во второй четверти нашего века снова приобретают больше сторонников. То же относится и к объяснению образования на известной глубине «поверхности без напряжений» (см. выше). Она предполагается (О. Фишер и Джеффрис) на границе между внешней оболочкой земли, в которой царствует растяжение, и внутренней массой, находящейся под давлением, сжатием. Эта поверхность играет большую роль в различных тектонических теориях, причем делаются попытки вывести ритмичность и цикличность геологических процессов (орогенических и эпейрогенических трансгрессий) на основе радиоактивных процессов (накопления тепла под земной корой или в ее нижних слоях — Джеффрис, Джоли, Хольмс). Иначе говоря, в процессах накопления в результате радиоактивного распада тепла ищут поправок к непрерывному охлаждению земли, принимавшемуся в течение предыдущего века, но находящемуся в противоречии с геологическими данными.

По мнению Ампферера, обычный ход рассуждений при этом неверен и с точки зрения контракции, прежде всего потому, что именно горячее ядро земли должно, менее охлаждаясь, сохранять свой объем, тогда как сжимающаяся литосфера — уменьшаться и следовательно постепенно становиться не слишком большой по отношению к ядру (как всегда говорится, особенно после Э. Зюсса), а наоборот малой, т. е. не сминаться, а разрываться; но разрывам же под давлением опускающихся глыб должна подниматься магма.

Между тем, при прежнем представлении о всеобщем смятии оболочки, путей проникновения магмы вообще не может быть, что противоречит фактам. Еще логичнее допустить постепенное опускание сферы охлаждения и разрывов, при сохранении уже крайней внешней оболочкой достигнутого постоянства физических условий; тогда на известной глубине будут происходить сокращение, разрывы и проникновение магмы, а уже как следствие — прогибание, выпучивание и смятие верхней оболочки (Ампферер, 1928 г.).

Конечно основная геотектоническая причина и история много сложнее, если ввести элементы радиоактивности и реакций, связанных с увеличением объема масс земли, но даже стоя на почве обычной идеи контракции, следует иначе подходить к объяснению ее тектонической роли — она, по Ампфереру, не сминает внешнюю оболочку, но разрывает ее.

Взгляды Зондера[1] являются пожалуй наиболее разработанным с геологической точки зрения изложением контракционной теории. Его основные предпосылки следующие:

1. Земля сокращается.
2. Твердая кора может смещаться по своей подстилке.
3. Тектопосфера (кора) в состоянии постепенно накоплять нужные для горообразования напряжения (Stress).
4. Следует брать наиболее общие и необходимые критерии, характеризующие горообразование. Таковыми являются:

а) повышение размеров земной коры над сокращающимися внутренними частями земли и величина этого избытка,

б) величина горообразовательных сил,

в) признаки объема и времени орогений.

---

[1] R. A. Sonder. Die erdgeschichtlichen Diastrophismen. Geol. Rundschau. XIII. 217. 1922.

Смятие коры — факт, но объяснить его можно или:

1) отнятием масс в одних местах,

2) прибавлением масс на поверхности (поднятием магмы),

3) сжатием земли.

Первая возможность исключается,[1] а третья, по мнению Зопдера, более соответствует действительности, чем вторая (старая идея Буха). При этом нужная для горообразования сила столь велика, что может иметь источником лишь контракцию. За нее же говорит и универсальность главных орогенпй на земле.

Происхождение океанов, по Траберту (Lehrbuch der kosmischen Physik. Lpz. 1911. S. 561), объясняется различием в сжатии разных частей земли — под океанами оно сильнее, а потому и кора плотнее. Средняя глубина океанов — 4 300 *м*; *t* на дне океана 0°, а под сушей на том же уровне она равна 140°, а потому геотермическая ступень под океанами больше, контракция больше, и опускание коры должно совершаться скорее. Однако эти подсчеты основаны на произвольном допущении, что земля в целом внутри сжимается везде одинаково.

Взгляды Траберта дополнены и подкреплены Гешти (в Gerl. Beiträge z. Geophysik. XXII. 355. 1929).

Взгляды Дэли (R. Daly. Our mobile Earth. 1925) на контракцию отличаются главным образом допущением:

1) не только вздымания сминаемых частей коры вверх, но и вмятня их вниз,

2) не одной лишь силы контракции, а целых трех причин условий преобразования коры: контракции, изменения скорости вращения и эрозии, что ведет уже к сочетанию контракции со скольжением («Downsliding» или «Abgleithypothese»; см. идеи Хаармана).

Взгляды Стилле на сжатие (H. Stille. Die Schrumpfung der Erde. 1922) отличаются идеей постепенной локализации его в мобильных зонах среди жестких «рам», исходя из «принципа наименьшей тектонической работы», впервые высказанного Борном, а затем Зибергом (Gerl. Beiträge z. Geophysik. S. 395. 1908).

Вышеизложенная теория орогена Кобера отличается от взглядов Линдемана в том смысле, что первый считает геосинклинали первозданными, всегда существовавшими и все уменьшавшимися, а второй допускает образование все большего числа слабых мест коры, даже и тех, что ранее были жесткими.

Эта идея, в свое время мало обратившая на себя внимания, весьма важна с точки зрения диалектической, а именно допущения взаимопереходов тектонических противоположностей.

На главные возражения противников контракционной теории: 1) ограниченность проявления складчатости на поверхности земли в определенные эпохи и 2) незначительная прочность каменной коры земли (Рудзский, Андрэ и др.) Альб. Гейм отвечал так: «Во-первых, земная кора не строго однородной толщины и прочности, и, во-вторых, кора не связана тесно с нижними слоями, но как бы плавает на пластичной подстилке. В силу этого при возникновении тангенциального давления сминается наиболее слабая податливая часть, принимая на себя все давление и тем самым освобождая от него окружающие части. Обычное сравнение земли со сморщивающимся от высыхания яблоком правильно лишь до известной степени, а именно: в основном представлении о сморщивании оболочки уменьшающего свой объем тела; но именно ввиду отсутствия гомогенности земли и тесной связи между оболочкой и ядром (как у яблока), сморщивание земли не может уподобляться сморщиванию яблока, а должно быть локализованным». К этому следует добавить, что в протерозойскую эру, когда толщина земной коры должна была быть меньше и бо́льшей однородности, складчатость действительно распространялась одновременно почти по всей ее поверхности (везде смятые гнейсы и другие архейские породы), в последующие же эпохи проявлялась все большая локализация складчатости (см. рис. 565—567). По поводу же возражений о недостаточной прочности

[1] Но не по гипотезе Хаармана.

коры как для выдерживания возникающих в ней сводовых напряжений, так и для передачи тангенциального давления по дуге большого круга земли до какого-либо определенного места (проявления складчатости) Гейм замечает: «Именно потому, что горные породы не могут выдержать тангенциального давления, они и сминаются, разламываются, надвигаются, образуя дислоцированные хребты, а не дают сводов литосферы над уменьшившимся ядром; процесс опускания и складкообразования коры идет совершенно параллельно сокращению ядра; принимая же наличие под корой жидкого пластичного пояса (о чем почти нет разногласий), обязательно можно допускать распространение тангенциального давления по всей окружности, как бы ни была тонка и слаба земная кора». Гейм и Э. Кайзер категорически настаивали на бо́льшей логичности и ясности контракционной теории по сравнению со всеми новейшими, придерживаясь следующих основных ее положений:

1. Внутренность земли теплая, а мировое пространство холодное; поэтому она должна непрерывно охлаждаться путем теплопроводности пород, лучеиспускания, горячих источников и вулканических извержений.

2. При затвердевании магмы непрерывно выделяются пары и вода (создавшие океаны и атмосферу). Вследствие этого затвердевшая магма должна занимать меньший объем, чем в первоначальном, расплавленном, насыщенном газами состоянии.

3. Тангенциальное давление вызывает складкообразование по всей поверхности.

4. Опускание и складчатость взаимно связаны, хотя и могут проявляться в разных местах.

Взгляды Э. Зюсса отличались от таковых Гейма лишь допущением в земной коре не только давления, но и растяжения, а также допущением возможности складкообразования не только вследствие общего сокращения земной поверхности, но и неравномерного стяжения отдельных участков глубоких частей литосферы, вызывающего смятие вышележащих горизонтов данной полосы. Гейм, допуская это, утверждает, что конечная величина горизонтального стяжения на каждом большом круге земной поверхности постоянна.

Переход от смятых к несмятым горизонтам литосферы представляется Гейму постепенным; *глубина складчатости*, по его мнению, в Юрской цепи достигает 1 800—3 600 *м* под первоначальным сводом хребта и 1 200—2 700 *м* под современными его гребнями: для самих Альп, сложенных серией мощных покровов, на основании точных подсчетов Шардта и Аргана, *глубина третичной складчатости или границы между перемещавшейся корой и сокращавшимся ядром* должна была достигать 40—50 *км*. Ни одна из обнаженных сейчас альпийских складок не образовалась на поверхности, но лишь на глубине пластичной деформации под известным давлением, покрывавшие же их части, раздробленные и размытые, давно исчезли.

Из современных возражений против контракционной теории серьезное значение имеет наиболее то, что мы все-таки не знаем состояния внутренности земли, а следовательно не можем определенно говорить о характере ее изменений при охлаждении; однако это же возражение сохраняет свою силу и при других теориях, а потому при всей своей важности не может еще заставить нас вполне отказаться от теории, основанной на действительно наблюдаемых в строении земной коры данных, особенно на *присущей всем горным хребтам складчатости.*

Помимо классических авторов конца XIX века (Э. Зюсс, Гейм и др.), ряд современных тектоников также стоит на точке зрения контракционной теории (Кобер, Стилле, Бори, Хоббс, Брувер и др.).

Количественный анализ контракционной теории приводит Гутенберга и Гешти к выводу, что контракция земли может объяснить однако лишь часть горообразования, и что наряду со стяжением в горообразовании должны были участвовать и другие силы.

Прямых определенных возражений ей пока не дано, но наиболее плохо согласуется она с

а) растяжениями в земной коре,

б) былыми соединениями материков,

в) отсутствием замирания тектогенеза,

г) периодичностью тектогенеза.

Ее недостатки разделяют и противоположные теории второй подгруппы «экспансии», не имея однако ее физических оснований. К ним относится мысль Ротплетца о расширении магмы при кристаллизации, Линдемана и Джоли — о радиоактивном распаде с разогревом (см. ниже).

То же следует пока сказать и о гипотезах третьей подгруппы, принимающих чередование сжатия с расширением, как гипотезы Бухера, Хинцпетера, Фредерикса, Букановского и Тетяева. Вторую мы изложим в § 56, первую и третью рассмотрим в § 58.

2. *Гипотезы расширения* или *экспансии* или *дистракции* могут быть разделены на несколько категорий:

а) *химические* — Паррота, Дэна и Бишофа, Гольдшмидта (теория обмена веществ) и других, близкие к плутоническим (см. ниже),

б) *термические* или собственно *экспансионные*.

Теория *термическая* или расширения (Expansionstheorie), разделявшаяся Дэна [*10*], М. Ридом [*11*] и Рихтгофеном, предполагает постепенное повышение температуры на дне опускающихся и заполняемых мощными отложениями геосинклиналей и связанное с этим увеличение объема опустившихся масс; последнее влечет за собой по пути наименьшего сопротивления выпячивание и смятие средней части дна геосинклинали и поднятие из нее горных цепей. Несмотря на ряд правильных предпосылок, эта теория не может объяснить именно обыкновенной складчатости, так как при выпучивании самая форма складок должна бы получиться совершенно не той, какая наблюдается в природе (утолщение крыльев, а не перегибов), как это доказал А. Гейм.

К ней относятся и более новые гипотезы: *кристалло-кинетическая* Лахмана, принимающая процессы кристаллизации (см. ниже) за причину орогенеза, и *магмакратическая* или *термической изостазии* Зандберга [*12*].

Еще Фольгер и особенно Фохт указывали, что поднимающая сила скрывается в самих породах: «все, что кристаллизуется, то расширяется». Действительно некоторые вещества в этом отношении обладают свойствами воды, т. е. расширяются при кристаллизации, но зато другие напротив — сокращаются; по опытам Бишофа, гранит при перекристаллизации уменьшает свой объем почти на 10%; даже при остывании от краснокалильного жара до обыкновенной температуры столбы гранита, порфира и базальта в 3¾ *м* длиною, по опытам Пфаффа, уменьшались в объеме и укорачивались: гранит на 0,16 = 5,4 *см*, порфир на 0,12 = 3,4 *см* и базальт на 0,12 = 3,4 *см*.

Предпосылка Зандберга заключается в том, что уже первая твердая кора, образовавшаяся при застывании магмы, должна была обладать рельефом, так как более толстые сильнее охладившиеся части должны были погружаться глубже (считая, что застывшие породы вообще тяжелее жидкого расплава). Так возникли первичные впадины «прагеосинклинали», которые вместе с тем были и первичными океаническими бассейнами. Затем с появлением атмосферы и гидросферы и круговорота воды — денудации и седиментации — геосинклинали загружались, еще более опускаясь, нарушая этим не только обычную гравитационную изостазию, но и «термическую». Следствием последнего было утолщение коры в геоантиклиналях, проплавление ее под геосинклиналями и возникновение выравнивающих радиальных эпейрогенических движений. Расплавление содержимого опускающихся геосинклиналей вызывает, по Зандбергу [на глубине 20 *км* еще 40% нор (!?), содержащих воду], давление водяных паров, ведущее к вулканическим извержениям и газообразованию.

Эта гипотеза сомнительна, так как:

1. Давление воды, заключенной в порах, недостаточно, чтобы обусловить ход всех процессов.

2. Вода не могла в течение всех геологических эпох находиться в сверхкритическом состоянии.

3. Зандберг принимает слишком большие толщи осадков: на 25 *км* глубины — давление в 60 000 *ат*, а присутствие воды в порах при 1 000° на еще большей глубине сомнительно (?) — на такой глубине уже не могут быть «осадки» с порами (!).

Близки к термическим *гипотезы магматического поднятия*, предшествовавшие первым. Они вообще наиболее старые в тектонике и возникли со времени первых попыток человеческого ума объяснить динамику земли.

Гипотезы *магматического поднятия* в свою очередь можно подразделить на:

а) *плутонические*, начиная от классических Л. Буха и А. Гумбольдта; эта группа гипотез может объяснить лишь вертикальное движение, но не горизонтальное; к ним относятся также гипотезы Мора, Шалера, В. Пенка, Саломона, Мильха и др.;

б) *вулканические:* гипотезы Си [*13*], Оддон [*14*];

в) гипотезы *магматических инъекций в геосинклинали:* гипотеза Дэли.

Гипотезы *магматического поднятия* в свою очередь можно подразделить на:

г) гипотезы *кристаллизационные* (см. выше), имеющие в основе идеи и опыты Таммана; к ним примыкают взгляды Рихтгофена [*15*], Ротплетца [*16*], Вольфа [*17*], ван дем Бори [*18*], Зиберга [*19*]:

д) гипотезы *магматической дифференциации:* Мордзиоля [*20*] и частью Беммелеиа;

е) гипотезы *расширения* ядра земли — Линдемана. Гипотезы Дэли, Ван-Хайза относятся, как уже было сказано, к группе совместного или чередующегося действия разных факторов — чередования сжатия и расширения земли: Ротплетц, Бухер, Букановский и Тетяев, Джоли и Фредерикс. Типичный орогенический цикл, с точки зрения Бухера, начинается образованием геосинклинальной депрессии и кончается общим поднятием ее содержимого. Первый процесс — результат растяжения, второй — результат сжатия. Бухер пожалуй впервые с чрезвычайной объективностью и детальностью критически анализирует установившееся представление об укорочении земной поверхности в результате складчатости, беря для этого общеизвестные примеры подсчетов стяжений глубин складчатости Чемберлена в Аппалачских горах, подсчеты для Альп и других мест (ом. выше). Весьма логично Бухер приходит к выводу о крайней неудовлетворительности этих подсчетов и о том, что в целом ряде случаев укорочение земной поверхности вследствие складчатости переоценивается и на самом деле сплошь и рядом не только не достигает принимаемых размеров, но иногда может быть и вообще отсутствует. В этом отношении очень интересны анализы соляной тектоники, приводимые Бухером.

Также весьма критически — отрицательно — Бухер рассматривает гипотезу Вегенера, делая по отношению к ней ряд весьма существенных замечаний. Целый ряд собственных выводов Бухера является однако сомнительным, в особенности два основных его положеиия: о закономерности расположения мобильных поясов земли иа основе опытов с растрескиванием стеклянных шаров и все то, что основывается на учении об изостазии с точки зрения Пратта. Как известно, идеи Пратта пользуются наибольшим распространением среди американских ученых, в Европе же наоборот большинство геофизиков и особенно геологов придерживается учения Эри, получившего свое дальнейшее развитие в работе Хейсканена. Естественно поэтому, что взгляды Бухера, как последователя идей Пратта, окажутся для большинства европейских геологов неприемлемыми. Наибольшее возражение может вызывать то обстоятельство, что Бухер так называемую «зону компенсации» представляет себе как реальную зону, а не как теоретическую концепцию.

Основная идея гипотезы Бухера — о развитии земли чередованием сжатия и расширения — несомненно представляет интерес, являясь развитем взглядов Ротплетца (1903 г., см. ниже). Но надо заметить, что примеры, приводимые Бухером, не являются убедительными, потому что он, как и другие, стоящие на этой точке зрения, обыкновенно не учитывает довольно

простого факта, что растяжение в одном месте весьма легко и естественно может сопровождаться сжатием в другом, иногда именно рядом с ним. Эти факты давно известны как из региональной тектоники, так и из наблюдений германских маркшейдеров над процессами оседания поверхности над выработанными пространствами. Эти же явления давно уже воспроизводились и легко подтверждаются экспериментами, именно даже теми, которые указывает в своей работе Бухер.

Самые периоды деформаций — орогенические — Бухер считает весьма кратковременными и быстро следующими один за другим. Но такая краткость вряд ли соответствует палеонтологическим данным. Вместе с тем, допуская, что периодов диастрофизма было очень много и что они были очень кратковременны, мы этим самым затрудняем или даже подрываем полностью возможность корреляции и синхронизма отдельных фаз орогении в различных странах; другими словами, мы подрываем самые основы сравнительной тектоники и всю тектонику возвращаем в то неопределенное состояние, в каком она находилась до обобщающей работы Стилле.

Гипотеза *радиоактивного распада Джоли,* дополненная Лотце и Хольмсом [*1*], также относится к данной подгруппе, как признающая чередование явлений сжатия и растяжения. На этом же принципе отчасти основана гипотеза Фредерикса.

Мы изложим лишь кратко первую, ввиду того большого значения, какое она сыграла в геологии последнего времени;[1] вторая, одна из немногих гипотез, оригинально разработанных русскими авторами, доступна в оригинале на русском языке [*21*].

1. Рассматривая тектоническое строение земной коры, Джоли отмечает ясно выраженные следы двоякого рода сил, вызывавших те или иные дислокации. С одной стороны это силы сжимающие, которые обусловливали возникновение тангенциальных дислокаций, с другой — силы растягивающие, под влиянием которых происходили нормальные сбросы или ступенчатые грабены, подобные великому Восточно-африканскому грабену.

2. Рассматривая историю вулканических процессов, Джоли отмечает, что в некоторые периоды геологической истории на поверхность земли изливались колоссальные количества базальтовой лавы. Никакие другие лавы не давали таких грандиозных излияний, как именно извержения основных базальтовых лав.

3. Третья особенность, которую отмечает Джоли, это географическое расположение горных цепей земного шара. В большинстве случаев они располагаются по окраинам океанов и отделены от них сравнительно небольшими краевыми участками материка.

4. Далее Джоли отмечает, что океаны и континенты являются совершенно различными элементами в строении земли. В этом вопросе он вполне сходится с Вегенером. Континенты представляют собою глыбы более легкого вещества и сложены главным образом из гранитов и гнейсов (осадочные породы представляют лишь небольшой слой в их верхней части). Они погружены в слой более тяжелой магмы, которая непосредственно выступает на дне океанов. Вода океанов покоится на этой магме подобно тому, как слой масла покоился бы на поверхности воды. Эта масса, в которой плавают материки, представляет собой основную базальтовую магму.

Континентальные массивы — это та пена, тот более легкий шлак, который всплыл на поверхность тяжелого базальтового океана. Мощность этих глыб, по подсчетам Джоли, меньше, чем по подсчетам Вегенера. Согласно Джоли она равна 33 *км.*

5. Большое значение придает Джоли и самому ходу геологической

[1] Подробное изложение гипотезы Джоли было дано А. Герасимовым в журнале «Природа» за 1926 г.; имеется и русский перевод гипотезы в вып. 43 серии «Современные проблемы естествознания». 1929 г.

истории, в котором так ярко выражена цикличность явлений. Основной причиной, определяющей геологическую жизнь земли, Джоли считает процессы радиоактивного распада, совершающиеся в земной коре. Мы знаем, что породы материковых глыб, так же как и породы базальтового слоя, содержат некоторое количество радиоактивных элементов, причем в базальте их меньше, чем в гранито-гнейсовых породах континентальных глыб. При распаде радиоактивных элементов в земной коре непрерывно выделяется тепло. Вследствие того что в настоящее время базальтовый слой является твердым на большую глубину, передача этого тепла к поверхности совершается очень медленно, только путем теплопроводности. Теплопроводность базальта недостаточна, чтобы все выделяющееся тепло могло удаляться из породы. Теплота эта неизбежно должна накопляться. Что же должно произойти в результате медленного, но непрерывного накопления радиоактивного тепла в базальтовой подстилке? В конце-концов температура базальтового дна океанов поднимется настолько, что оно начнет расплавляться и останется только сравнительно тонкая твердая базальтовая кора в несколько километров мощностью. Предельная толщина этой коры будет достигнута тогда, когда количество утрачиваемой теплоты сравняется с количеством притекающей. Когда расплавится базальтовый слой, процессы отдачи тепла к поверхности земли и оттуда в мировое пространство начнут происходить гораздо быстрее, благодаря возникновению конвекционных токов, излиянию лав на поверхность и т. п. На пришедший в жидкое состояние базальтовый подкоровой слой будут оказывать свое притягательное действие луна и солнце, в нем будут возникать приливы и отливы. Этим внутренним приливным волнам Джоли придает громадное значение. Мы видели, что под континентальными глыбами создаются условия, особенно благоприятные для скопления тепла. Если бы это скопление шло неопределенно долго, такой процесс мог бы привести к катастрофическим последствиям. Но расплавление базальтового морского дна и возникновение приливов в этой базальтовой магме устраняют катастрофу. Увлекаемые подкоровыми приливными волнами континентальные глыбы медленно смещаются по направлению к западу, и те перегретые части базальтового слоя, которые находились под ними, вступают в свободное соприкосновение с остальной частью расплавленного магматического слоя земли и могут свободно отдавать свой избыток тепла.

Однако такое состояние не может продолжаться долго. Вследствие быстрой потери тепла наступает вновь охлаждение базальтового слоя, которое проникает все глубже и глубже, пока базальтовая кора не достигнет своей первоначальной мощности. Тогда снова начнется процесс накопления радиоактивного тепла до тех пор, пока вновь не расплавится базальтовая кора. И так до бесконечности будут повторяться периоды расплавления и застывания базальтового дна океанов, замыкаясь в длинную цепь последовательных циклов.

Время расплавления базальтового дна океанов соответствует тем периодам истории земли, в которые происходит опускание континентальных массивов относительно уровня моря, прогибание дна геосинклиналей и скопление в них мощных серий осадков. Вместе с тем, уменьшаясь в плотности, расплавленный базальт увеличивается в объеме. Он стремится растянуть, разорвать кору дна океанов и континентальные глыбы и вылиться наружу. Отсюда те грандиозные излияния основных лав, которые периодически наблюдаются в истории земли, отсюда те следы растяжения, которые мы видим во многих сбросах и грабенах. Наоборот, когда застывает базальтовое дно океанов и становится более плотным тот слой, в который погружены материки, эти материковые глыбы должны всплыть, подняться вверх, и вместе с тем должны схлынуть покрывавшие их моря. Растянутая в предшествующую эпоху базальтовая кора на дне океанов становится слишком простор-

ной для уплотняющегося и сжимающегося глубинного слоя. Она сдавливается, изгибаясь в пологие волнообразные складки, и напирает особенно сильно на край континентальных массивов. Это значительное боковое давление и объясняет нам сложные дислокации в области геосинклиналей, податливых областей материковой глыбы, заполненных осадочными породами и располагающихся по окраине континентов.

Дно геосинклиналей сминается в складки, одни участки дна надвигаются на другие, образуя шариажи. Эти дислокации, сопровождающиеся часто внедрением гранитной магмы, увеличивают мощность дна геосинклинали и превращают его в могучую глыбу легких пород, которая должна всплыть, подняться, подчиняясь закону равновесия. Этому вертикальному поднятию всего смятого дна геосинклинали в целом Джоли придает большое значение.

Таким образом цикличность в истории земли объясняется (по Джоли) циклами накопления и отдачи радиоактивного тепла в земной коре. Эпоха остывания базальтовой постели материков и следующего за нею накопления тепла — это время революций, время тангенциальных дислокаций, свидетельствующих о развитии сдавливающих сил в земной коре. Это — эпоха отступания морей, исчезновения геосинклиналей и поднятия на месте их горных кряжей.

Время расплавления базальтовой постели и быстрой отдачи тепла в мировое пространство знаменуется трансгрессиями моря и возобновлением геосинклиналей, в которые сносятся продукты разрушения горных цепей, поднявшихся в предшествующую эпоху.

Согласно идее Джоли, радиоактивные вещества представляют собой неисчерпаемый источник энергии, и выделяемое при радиоактивном распаде тепло играет главную роль в истории и жизни нашей планеты. Его теория говорит нам, что Земля обладает вечной юностью, способностью вечного возрождения.

Развивая идею Джоли, Хольмс различает кристаллическую кору мощностью около 60 *км* и стекловатый субстрат, достигающий глубины 2 900 *км* (до никелевого ядра). Кристаллический слой за изъятием осадочного покрова известной толщины распадается, по его мнению, на гранодиоритовый верхний слой (сиаль) мощностью в 12 *км* с удельным весом 2,7, промежуточный, базальтовый слой в 25 *км* (удельный вес 3) и субстрат: перидотитовый в верхней части с удельным весом 3,44 и эклогитовый — в нижней (удельный вес 3,5).

Хольмс рассматривает радиоактивную теплоту как движущую силу, возбуждающую подкоровые конвекционные токи. Под океанами, где сиалический слой отсутствует (Тихий океан), происходит более интенсивное охлаждение, чем под сиалическим слоем материков, где возможно накопление теплоты. Эта теплота переносится конвекционными токами, возникающими в субстрате, восходящими под материками, затем расходящимися к их краям, где под действием более сильного охлаждения океанов они вновь переходят в нисходящие токи. Вследствие этих центробежных токов материковые глыбы выпираются кверху, причем края их собираются в горные цепи. В тех местах, где восходящие токи поворачивают, чтобы направиться под кристаллический слой у краев материков, основание глыб коры, по мнению Хольмса, плавится, магматически корродируется и отделяется. Так как тепловой ток к периферии усиливается, то и действие коррозии должно в этом направлении усиливаться. Плавящийся материал может быть первоначально перидотитом, но рано или поздно амфиболиты или химически сходный с ними материал отделяется частью через плавление, частью течением пород. Место, занятое раньше амфиболитами, занимает теперь более тяжелый материал из субстрата, и согласно изостазии вышележащая область прогибается, образуя с внутренней стороны окраинного хребта геосинклиналь. Расплавленные периферические части материка уже не так легко подхватываются идущим под ними током, так как расплавленные амфиболитовые массы образуют как бы маслянистый слой. В центральных частях материка, где сиалический слой раздвигается глыбами, ниже идущий ток несет еще не очень большое количество теплоты и плавление поэтому менее интенсивно. Здесь «фрикционная муфта» может передавать энергию вышележащему слою коры. Так как вследствие этого центральные части начинают двигаться быстрее периферических, то получается сильный напор на геосинклиналь на внутренней стороне окраинных горных хребтов. Получающееся в результате этого напора масс уплотнение земной коры нарушает нормальную отдачу радиоактивной теплоты и вызывает вихревые движения в конвекционных токах субстрата.

§ 56. ГИПОТЕЗЫ БИКАУЗАЛЬНЫЕ

Гипотезы бикаузальные, т. е. исходящие из признания не одной причины, можно разделить на:

а) *гипотезы совместного действия разных процессов* — Ван-Хайза, де Григорио;

б) *гипотезы трансформационные* (сменяющегося действия разных факторов) — Роверето, Квиринга, Ван Беммелена;

в) *скольжения материков* — Дэли.

Одна из новейших вообще гипотез[1]—*ундационная* Ван-Беммелена [22] (1931—1933 гг.) построена на основе двупричинности. Первичные тектонические движения находят выражение в ундациях различного порядка, которые в пространстве и времени могут развиться в циклы ундаций. За причину первичного тектогенеза принимается дифференциация магмы (сальсима), вызывающая нарушение гравитационного равновесия в земной коре, что дает повод к периодическим перемещениям масс. Реакцией на это является вторичный тектогенез, пытающийся восстановить гравитационное равновесие. Ван Беммелен делает различие между вторичным тектогенезом близ поверхности (*скольжение*, по Хаарману, см. § 59) и вторичным тектогенезом на более значительной глубине (истечение накоплений продуктов дифференциации магмы, обладающих иным удельным весом, чем окружающий материал).

Ундационная гипотеза Беммелена различает три основных типа образований земной поверхности (рис. 605—607):

1. Области континентальные или кратогеновые — характеризуются толстой салической корой, дифференциацией магмы на большой глубине, незначительным вулканизмом (щелочным или «атлантическим»).

2. Геосинклинали или орогеновые области: тонкая салическая кора, активная магматическая дифференциация на небольших глубинах, распространенный вулканизм (андезитовый или «тихоокеанский») и значительный вторичный тектогенез (в смысле Хаармана), как результат наличия большого количества легко подвижных отложений.

3. Области океанов: магматическая дифференциация лишь местная и поверхностная, салическая кора местами еще отсутствует, вулканизм подчиненного характера (оливиновые базальты).

Бикаузальность обозначает, что движения земной коры вытекают из двух различных процессов: одни нарушают равновесие во внешней части земной коры, тогда как другие стремятся к восстановлению нарушенного равновесия. Первые процессы — эквилибротурбальные — исходят из дифференциации первичной силикатовой оболочки земли в результате ее охлаждения. Это охлаждение ведет к раскристаллизации и потере газов, вызывая дифференциацию первичного раствора «сальсимы». Эта дифференциация нарушает гидростатическое равновесие в зоне течения.

Сила тяжести стремится восстановить нарушенное равновесие, являясь таким образом противоположной силой — эквилибропетальной. Так как зонам опускания земной поверхности — впадинам соответствует небольшой геотермический градиент (или, иными словами, большое охлаждение) и вместе с тем уменьшение давления магмы в более глубокой зоне, то дифференциация материнской магмы начинается преимущественно или усиливается в областях опускания. Вследствие этого в области опускания некоторое время происходит у верхней поверхности слоя сальсимы (с удельным весом

[1] Эта интересная гипотеза излагается здесь подробно потому, что книга Ван Беммелена написана на недоступном большинству читающих голландском языке, а также потому, что до сих пор о ней не появилось рефератов ни у нас, ни в заграничной научной печати.

около 3) накопление салических продуктов дифференциации (удельный вес до выделения летучих составных частей и до кристаллизации 2,3—2,5, после же наступления этих процессов — 2,6—2,8). В нижней части дифференцирующегося слоя сальсимы происходит обогащение наоборот симатическими продуктами выделения (удельный вес 3,3—3,5). Накопление оста-

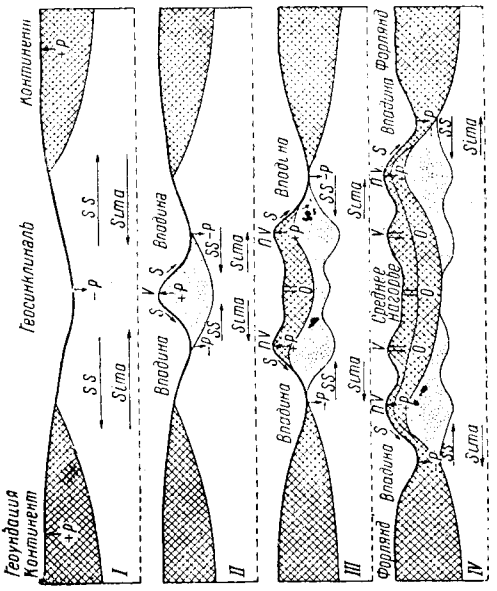


Рис. 606. Схема волновой гипотезы Беммелена.

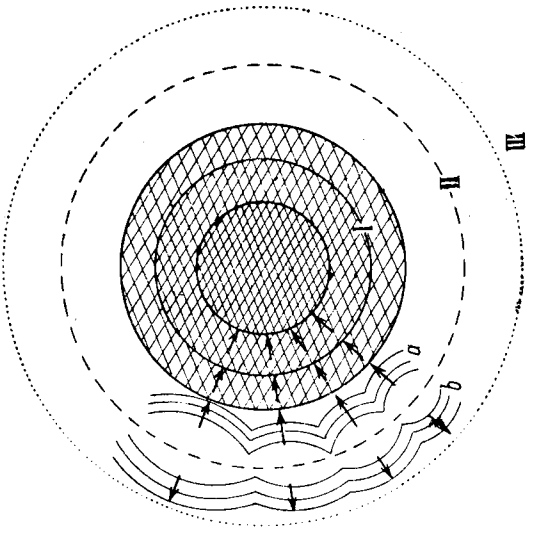


Рис. 605. Схема волновой гипотезы Беммелена.

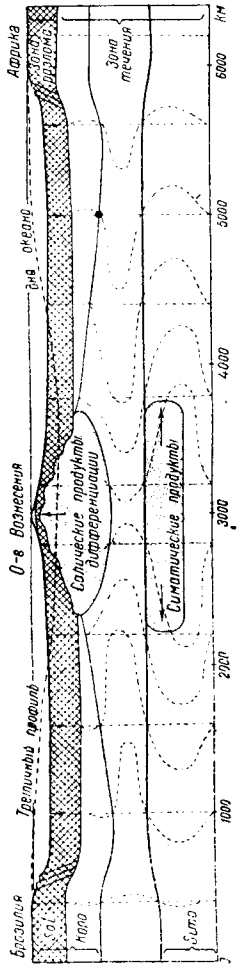


Рис. 607. Гипотетическое строение дна Атлантического океана, по Беммелену.

точных салических растворов (*астенолиты*) в конечном итоге нарушает гидростатическое равновесие в такой степени, что они выжимаются кверху и ведут к образованию выпячиваний, поднятий земной поверхности. Батолиты, которые во время такого поднятия внедряются в более древнюю земную кору (частью путем ассимиляции, частью благодаря растяжению коры), ведут свое происхождение от астенолитов. В дальнейшем эти поднятия вновь

расходятся, растекаются, так же как и подстилающие их скопления симатической материи. При этих подкоровых перемещениях масс вероятно временно и локально происходят нарушения изостатического равновесия. Эти выпячивания, поднятия и представляют собой, по Беммелену, ундационные движения земной коры или первичный геотектогенез — «туморы» (в смысле Хаармана).

Они нарушают статическое равновесие земной поверхности, создавая на ней уклоны больше предельных, благодаря чему могут возникать явления вторичного тектогенеза (в смысле Хаармана), т. е. скольжение поверхностных оболочек с их смятием, складкообразованием и пр. Иначе говоря, вторичный тектогенез стремится как бы к уничтожению тех различий рельефа, которые создает первичный тектогенез.

Ундации, волны земной поверхности по их масштабу Беммелен разбивает на три группы:

1. Ундации первого порядка или *геоундации* — вызывают поднятие целых континентов и опускание больших геосинклиналей, их опоясывающих, с шириной, превосходящей 1 000 *км;* эти геосинклинали являются местами происхождения больших складчатых систем, как например каледонская, варисцийская, альпийская. Превращение таких геосинклиналей в складчатые горные системы обнимает периоды во много сотен миллионов лет. В этих опоясывающих континенты геосинклиналях, благодаря опусканию их, вновь активизируется диференциация магмы, в особенности в срединных наиболее глубоких зонах этих геосинклиналей. Это ведет в конце концов к выжиманию срединного геосинклинального гребня, примером какового Беммелен считает Атлантический хребет и гребень, опоясывающий Австралию (рис. 607).

2. В стороны от срединной зоны немедленно вслед за ее образованием возникают системы ундаций второго порядка или *мезоундации.* Они представляют собой самостоятельные складчатые зоны, горные системы и мезосинклинальные впадины (или геосинклинали второго порядка), располагающиеся внутри общей геосинклинальной зоны средней ширины около 200 *км.* Так как под каждой из мезосинклинальных зон также активизируется магматическая диференциация, то и эти области с течением времени порождают поднятия накапливающихся на глубине астенолитов, причем первоначальные, проходившие между этими мезосинклиналями, мезоундации или вторичные поднятия снова опускаются. Таким образом на смену каждому поднятию происходит опускание приблизительно одних и тех же объемных масс, так же как за опусканиями следуют поднятия. Вследствие этого процесса эти вторичные мезоволны перемещаются в боковом направлении от некоторого центра нарушения (срединной зоны геосинклинали) подобно тому, как расходятся волны на поверхности воды. Вся совокупность этих процессов составляет мезоундационный цикл. Длительность периодов бокового смещения таких мезоундаций принимается Беммеленом около 10—15 миллионов лет. При этом смещении материал верхних частей земной коры и накапливающиеся во фронтальных впадинах отложения передвигаются процессами вторичного тектогенеза преимущественно в виде различных надвигов и перекрытий, направляющихся от срединной зоны геосинклинали в обе стороны к континентальной фронтальной области (форланды). Этим путем могут образовываться накопления перекрытий альпийского характера и масштаба. На внутренней стороне каждой такой зоны — дуги — перекрытий земная кора испытывает растяжение в тыловой части (где благодаря этому возникает тыловая вулканическая зона). Первоначальный центр орогенических нарушений, в зависимости от фазы колебательного процесса его, может оказываться или во внутренней впадине или в срединном нагорье (Кобер). При застывании астенолитов в конце концов происходит переход орогеновой геосинклинальной области постепенно в кратогеновую, континен-

тальную. В общем полный такой переход в кратоген повидимому должен требовать периода времени, захватывающего два больших орогенических периода.

3. Наконец явления третьего порядка или *ундации третьестепенные*, по Беммелену, могут представлять собой небольшие *туморы* диаметром в несколько десятков километров.

Таким образом в то время как от континентального ядра, благодаря его поднятию, во все стороны распространяются геосинклинальные зоны по все более удаляющимся от него окружностям, в срединных зонах этих геосинклиналей возникают две системы мезоундаций. Одна система состоит из *волн* обратного движения — *центропетальных*, которые смещаются по направлению к первичному поднятию (континенту), другие же — *центрофугальные* — волны направляются к океаническим областям, где они постепенно замирают.

Постепенно отдельные небольшие континентальные ядра спаиваются между собой в большие единицы. Таким образом *на протяжении геологической истории происходит постепенное разрастание коры.*

В теории Беммелена мы видим следовательно попытку определить переход области из характера первичного океана в область континентальную через геосинклинальный период. Океаны являются как бы резервуарами латентной магматической энергии. За их счет происходит рост континентов при освобождении этой энергии, обусловливающей орогенез. Геосинклинали суть области основных трансформаций; в процессе этих преобразований они проходят один или несколько ундационных циклов. Эта ундационная или волновая теория, которую можно было конечно называть, аналогично теории Хаармана, просто колебательной теорией, дает синтез генетических соотношений между всеми различными геологическими, вулканическими и геофизическими феноменами, объединяя их все вместе в общем представлении основного геотектогенеза. С этой точки зрения эта теория представляет несомненный интерес.

Беммелен сделал попытку применения своей теории к ряду наиболее активных и интересных складчатых зон земного шара, каковы Малайский архипелаг, Австралонезия, юго-восток Азии и прежде всего классическая область Средиземного моря. [1]

Гипотеза Беммелена является развитием отчасти более ранней гипотезы (также голландской) Абенданона, частью гипотезы Хаармана, относящихся уже скорее к группе гравитационных. Все три названные теории могут быть объединены по другому признаку в группу гипотез волновых, ундационных; сюда надо причислить также взгляды Букановского, Тетяева.

Большой интерес представляет *гипотеза волнообразных поднятий* или «выпучиваний земной коры», очень однако схематически намеченная английским геодезистом Глинни [*23*] (1932 г.) на основании анализа всех гравиметрических данных Индии и вытекающей из них вероятной фигуры геоида (см. также § 60). Глинни категорически высказывается против идеи изостазии (особенно Пратта) даже в новейших ее интерпретациях (Бови и

[1] Одним из идеальных районов анализа тектонических процессов является горная область севернее Бандоенга на Яве, детально изученная в последние годы Беммеленом [*22*], где движения несомненно происходили в голоцене, частью в неолите. По мнению Беммелена, здесь ясно наблюдается, что после выпучивания чисто вулканического, с растяжением поверхности в 20—40 раз, происходило соскальзывание поднятых слоев по склонам «тумора» (согласно идеям Хаармана) и смятие их у его подножия. Синхронизация всех этих процессов — поднятия, расползания и смятия, здесь устанавливается весьма точно, благодаря возможности параллелизовать движения с историческими извержениями вулкана Прахо, а также разрывы центральной части нагорья со сдвигами у его подножия. Вся совокупность этих явлений объясняется только при бикаузальном взгляде на тектонику, служа для него отличным примером.

Рид), подчеркивая, что это особенно важно сделать, исходя из данных Индии, являющейся колыбелью изостазии. Вместо мнимых предпосылок изостазии о сложении земной коры Глинни считает возможным исходить только из геофизических фактов и прежде всего — данных сейсмологии, по которым он принимает верхний слой *гранитный* в 10 *км* мощности с плотностью в 2,67, следующий (неудачно названный *тахилитовым*) — плотностью 2,851 при мощности 20 *км*, и нижний *дунитовый* — плотностью 3,30. Поверхность гранитного слоя принимается около уровня океана.

Вследствие прогибания одних частей земной коры (геосинклиналей) в них происходит мощное накопление материала, сносимого с соседних в то же время поднимающихся зон (а не наоборот, как учит изостазия). Пройдя известный предел, прогибание вызывает сильное ослабление коры, быстрое углубление и сужение трога (впадины), вследствие чего заключенные в нем осадки сминаются в складки и выжимаются. Источник процессов — на глубине, что доказывается совпадением положительных аномалий с новейшими поднятиями и обратно. Эти же поднятия являются районами современных землетрясений (1934 г.). К ним относятся: Сивалики, Соляной кряж, внешние цепи Гималаев и г. Аравалли, как это видно и по омоложению их рельефа.

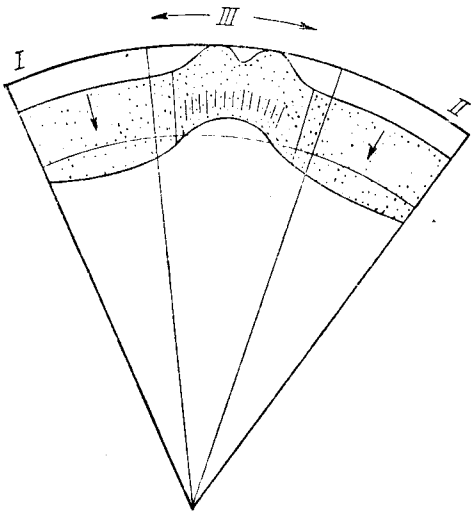


Рис. 608. Схема гипотезы Абенданона.

Сочетание основ контракционной теории с гипотезой скольжения представляет *гипотеза больших складок* (Grossfalten Абенданона [*24*]), предложенная в 1914 г., но обратившая на себя мало внимания.

Абенданон указывает, что земная кора не однородна, а состоит из отдельных глыб, которые могут смещаться друг относительно друга; в связи с сокращением ядра в коре развиваются центростремительные силы, под действием которых отдельные более тяжелые глыбы опускаются, что становится возможным благодаря тому, что промежуточные более легкие глыбы выгибаются вверх, т. е., выпячиваясь наружу, уменьшают занимаемую ими площадь (рис. 608). Опускающиеся глыбы давят на выпячивающиеся, в поверхностных толщах которых происходит растяжение, а в более глубоких — сжатие; растяжение вызывает разрывы с образованием горстов и грабенов, сжатие — интенсивную складчатость и образование кристаллических сланцев на глубине. Глыбы, выпяченные вверх, представляют антиклинали больших складок земли, опустившиеся — синклинали их; на крыльях антиклиналей, благодаря образовавшемуся наклону, свежие осадочные породы приходят в движение, скользят и сминаются в складки; опустившиеся глыбы давят на магму и отжимают ее в сторону поднятых, где, благодаря разрывам, она может проникать в вышележащие толщи, образуя интрузии и эффузии; так объясняются вулканические явления, землетрясения, трансгрессии моря (на опустившиеся глыбы) и регрессии его (с поднятых глыб), интенсивная складчатость кристаллических сланцев на глубине, большие складки, вторичная складчатость и плойчатость осадочных пород на их крыльях, окраинные складки, лежачие складки и покровы, а также периодическое оживление рельефа земли, омоложение эрозии, эпейрогенические движения, оледенения, цикличность горообразования и эрозии. Абенданон прослеживает доказательства своих взглядов по всей земле, начиная с островов между Азией и Австралией,

где личные наблюдения привели его к выработке гипотезы больших складок, затем в Европе, Азии, Африке и Америке [24].

В некоторой связи с предыдущей находится *теория скольжения*, развитая Рейером, Шардтом, А. Пенком, Клеммом, Кранцем, Богдановичем и др.: отдельные части земной коры, состоящие вверху из мощных сложных масс, поднимаются в силу каких-либо причин из глубины на высоту до того, как в силу наклонного своего положения верхние сложные части не начнут скользить, сминаясь при этом в складки (рис. 609).

Главное основание своей теории Рейер видел в некоторых случаях якобы налегания более смятых горизонтов на менее смятые, что оказалось однако затем неверным; наибольшим же возражением является то, что «везде, где только она не уничтожена эрозией, всегда видна связь между покровами, их корнями и лбами», что совершенно противоречит теории скольжения.

Недавно старая теория скольжения (Рейера), согласно которой все *дислокации обязаны не силе контракции*, а *силе тяжести*, восстановлена в более разработанном виде Хаарманом. Осадочные толщи, соскальзывая по

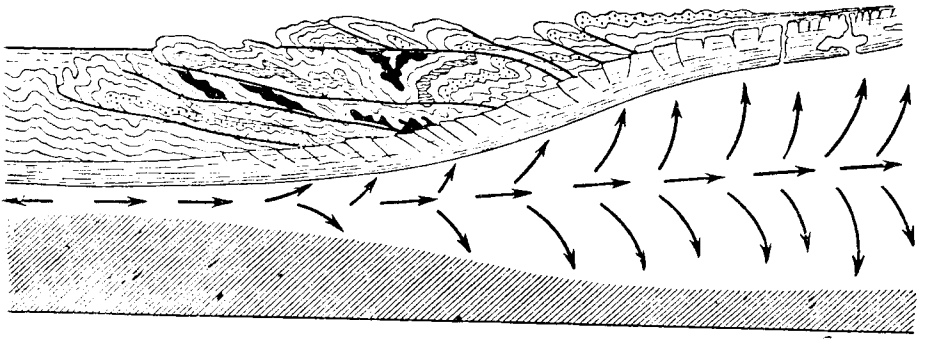


Рис. 609. Схема образования поднятия „тумора" и скольжения с него осадочных масс, образующих при этом складки, надвиги и перекрытия. *Стрелками* показаны магматические токи, которые, устремляясь в разрывы верхней центральной части тумора, дают там интрузию, по Хаарману.

краям волнообразно поднимающихся больших частей земной коры (*геотуморов*), особенно сильно сжимаются в передовых частях и разрываются, давая выход вулканическим массам.

Исходя из представлений кристаллизационных гипотез (см. выше), Б. Виллис (1930 г.) приходит к идее о происхождении и лика земли: непосредственное расширение горных пород от нагревания — лишь часть процесса, кристаллизация и рекристаллизация приобретают главное значение, кристаллы растут в направлении наименьшего сопротивления; их удаление однако само затем вызывает давление в его направлении, которое может оказаться больше первоначального, вертикального, вызванного силой тяжести (нагрузки вышележащих масс). Над областями, где на глубине идет рост кристаллов в горизонтальном направлении, с поверхности возникают депрессии, опускания по краям их, горизонтальные надвиги (материков на океаны), а где кристаллы растут вертикально, — поднятия. Этой идеей можно, дополнив осцилляционную теорию (Хаармана), выявить не указанную последним причину возникновения «туморов».

По мнению Хаармана [25], контракционная теория не способна объяснить тектогенез, т. е. происхождение всех различных форм залегания горных пород, она неправильно считает поднятия явлениями, сопровождающими сжатие, не объясняет парадоксальное одновременное сжатие и растяжение, проблемы больших грабенов и пр.; она противоречит законам меха-

пики. Хаарман[1] категорически порывает с принципом контракции и вместо него выставляет первопричиной всего земного тектогенеза нарушения равновесия в теле земли и стремления к его восстановлению. Таким образом основной принцип, отправная точка всех наших тектонических рассуждений, меняется, и это самое главное, независимо от того, являются ли поводом к нарушению равновесия космические влияния, как полагает Хаарман, или нет. Восстановление равновесия, сопряженное с необходимостью преодоления накапливающихся сопротивлений, происходит ритмически, что согласуется с требованием хода тектогенеза и всей геологической историей.

Не исключая основного прогрессивного хода эволюции земли, новый принцип тектогенеза — импульс, который постоянно возобновляется, — выгодно отличается от контракционного, источник действия которого — постепенное охлаждение земли — единый, непрерывно действующий. Все попытки теории Джоли превратить его в периодический и таким образом устранить несоответствие контракции геологическому ритму — искусственны. Исходя из своего основного принципа, Хаарман анализирует возможные способы и формы уравновешивания масс в земном теле, называя все вызываемые этим процессы первичным тектогенезом (Primärtektogenese). Так как земная кора, во всяком случае в геологической стадии жизни земли, является твердой и вероятно неспособной непосредственно реагировать явлениями уравновешивания, то приходится последние переносить в жидкую и текучую ее подстилку. В ней возникают уравнивающие движения, а твердая кора реагирует на эти подкоровые перемещения пластичных масс. В этих допущениях Хаарман близок идеям австрийской школы (Ампферер, Швиннер, Херич, Коссмат), развивая их однако дальше совершенно иначе. Но самое допущение наличия, а следовательно и происхождения этих жидких масс в теле земли и у него остается гипотетичным, не доказанным и неизбежно опирающимся только на гипотезу Лапласа. В этом первое слабое место новой теории, правда такое же, как и у всех гипотез.

«Пока земная оболочка еще не вполне застыла, охладившиеся уже салические шлаковые массы, спаиваясь в материковые глыбы, перемещались туда, куда этого требовало «земное равновесие». Таким образом Хаарман допускает процессы дрифта коры лишь для этой ранней стадии земли, в дальнейшем же, когда вся земная кора застыла сплошным панцырем (салическим), горизонтальные перемещения сделались возможными лишь в подкоровом слое. Скопления подкоровой пластичной материи выпучивали, поднимали над собой соответственные части твердой коры, образовывая *геотуморы*, а над местами оттока материи опускались *геодепрессии*. Ритмическая смена этих вертикальных основных колебаний больших участков земной коры и создавала первичный тектогенез; по ним и сама теория названа ее автором *осцилляционной*, т. е. *теорией колебаний*. Эти колебания нам известны и трактуются как эпейрогенические (гл. VIII) или изостатические различными тектоническими школами.

Попытки вывести эпейрогению, или «большие волны земной коры» (Абенданон, Арган, Стилле) из контракции неудачны, равным образом нельзя рассматривать изостатическое движение, как прямое следствие увеличений или уменьшений нагрузки земной коры («онерарная теория», см. ниже), в том числе и льдов (Скандинавия); первым условием возможности отложения является продолжающееся наличие впадины, а следовательно опускания, т. е. *опускание есть причина, а не следствие отложения*, равным образом денудация, снос может начаться лишь при наличии поднятия и продолжаться наряду с ним, т. е. *поднятие есть причина, а не следствие сноса*. Еще Баббедж, Леконт, Дэна, Людвиг и др. объясняли происхождение

[1] Д. И. Мушкетов. Современные вопросы тектоники и осцилляционная теория Хаармана. Изв. ГГРУ, вып. 25, 1931 г.

гор опусканием обширных океанических впадин вследствие неравномерного охлаждения земной коры.

Первичные тектогенезы — образование геотуморов и геодепрессий — естественно должны сопровождаться разнообразными нарушениями деформируемой таким образом земной коры, среди которых легко предвидеть всевозможные известные нам дислокационные формы, логично называемые Хаарманом вторичным тектогенезом.

Явления вторичного тектогенеза генетически подразделяются на три типа, в основе которых лежит сила тяжести, заставляющая осадочную оболочку земли смещаться в общем сверху вниз по наклонным поверхностям, возникающим в результате образования геотуморов и геодепрессий.

Для возможности скольжения [1] необходимо наличие известной пластичности (особенно пропитанности водой) масс и достаточного уклона, хотя незначительность последнего может компенсироваться третьим фактором — временем: наибольший уклон, а следовательно сильнейшие дислокации должны возникнуть по краям геодепрессий.

Три типа вторичного тектогенеза подразделяются Хаарманом генетически, исходя из различий в характере того пространства, где скольжение масс происходит. Так, можно различать:

1. *Свободное скольжение* (Freigleitung) осадочных толщ по склонам геотуморов и геодепрессий, при котором возникают всякого вида складки с дугообразным расположением их в плане, утолщением (!) лобовой, передовой части комплекса и обволакиванием, пакетами перекрытий, и т. и. Очень удачно этим путем устраняется обычно необъяснимое нахождение сзади (по направлению движения) зоны интенсивной складчатости, зоны растяжения и разрывов, присутствие которой наверху геотумора естественно; столь же удачно объясняется обычное отсутствие «корней» надвигов-перекрытий, тщетные поиски которых причиняют столько хлопот и разочарований последователям учения контракционного шариажа. Таким образом последний, как явление, не только не отрицается, но, наоборот, получает удовлетворительное объяснение, как и вообще формы «альпийской тектоники».

Вместе с тем складчатость вообще представляется деформациями, обязанными не упругим сгибаниям, но разнообразным явлениям пластических деформаций: надвигания, скучивания, наползания, наталкивания, в ряде случаев лучше объясняющим действительно наблюдаемые формы.

2. *Скольжение троговое* (Volltroggleitung), т. е. по краям и внутрь какой-либо впадины (трога) совершенно заполнивших ее отложений. Масштаб таких котловин меньше, чем в первом случае, благодаря чему и возникает основное от него отличие, а именно встречное скольжение и общее оседание вниз. Поэтому движения взаимно стеснены, и формы дислокаций совершенно иные: крутые, несимметричные, ступенчатые, остроугольные, резкие складки, перебитые и чешуйчато надвигающиеся друг на друга (Bruchfaltung) по плоскостям, наклоненным различно как по азимуту, так и по углу; отсутствует изоклинальность. Другими словами, это — дислокации, резко отличные от «альпийских» форм. За последнее время все чаще, как мы видели, проводится различие между этими категориями дислокаций; для них даже ввели, как отмечалось, термины «альпинотипная» и «германотипная» тектоника, которые недавно (также неудачно) перенесли из Средней Европы и в Среднюю Азию. Нельзя не признать, что генетическое расчленение дислокаций по принципу места и образа действия, т. е. механических условий процесса, даваемое Хаарманом, проще и понятнее, чем объяснения различными свойствами материала или его различной консолидацией, как

[1] Применяя понятие скольжения, Хаарман повторяет частично теорию Рейера, введшего его в тектонику, но причина скольжения последним принималась иная, именно — термическое расширение.

функции времени, действия. Вопрос громадной практической важности, особенно для всех каменноугольных месторождений (и других пластовых), вопрос о гармоничности или негармоничности складчатости, всецело связан с теоретическими предпосылками ее образования, причем особенно важно знать как для подсчета запасов, так и для выбора всего плана и системы разработки, затухает ли интенсивность складчатости вглубь (обычная точка зрения) или, наоборот, усиливается, осложняясь разрывами и надвигами. По теории Хаармана, естественно получается второй ответ и объясняются большие технические ошибки, сделанные например в Рурском районе. Детальные наблюдения в последнем самого Хаармана и других германских геологов блестяще сходятся с положениями его теории, и видимо здесь-то он и почерпнул для нее много оснований.

Столь же удачно, как в вертикальном плане, разрешает теория Хаармана попытки горизонтальной зональной классификации различных дислокаций, приуроченность определенных форм ее к тем или иным районам.

3. *Экспрессионное скольжение* (Expressiongleitung) или явление выдавливания, «протыкания», «экзем» и т. п., т. е. своеобразных сложных тектонических форм, совершенно несогласных с окружающими их комплексами и обязанных своим происхождением пластическому перемещению под влиянием давления, высокой температуре таких пластичных масс как магма, соли, угли, руды и т. п., заключенных между более жесткими. Эти формы давно известны, преимущественно из больших месторождений каменных, особенно калийных солей, и носят название «соляной тектоники»; некоторые геологи настолько увлекаются последней, что даже пытаются применить ее к объяснению образования Альп и аналогичных систем (Зейдль).[1] Однако генетически существование этих форм с другими пожалуй также лучше объясняется Хаарманом. Этим еще раз выявляется важная практическая роль его теории для горного дела, так как нередко именно лишь таким выдавленным скоплениям мы обязаны промышленной ценностью месторождений. Здесь происходит как бы *естественное* количественное *обогащение* под высоким давлением («Druckanbereitung»), закономерность которого важно знать не только теоретику-тектонику, но и разведчику.

Хаарман считает, что все перечисленные процессы вторичного тектогенеза возможны лишь при наличии легко смещающихся слоев, т. е. осадочных. Тем самым объясняется отсутствие форм вторичного тектогенеза на луне. Зато с тем большей отчетливостью на ней видны формы первичного тектогенеза в их неизменном и незамаскированном виде; известные лунные кольцевые горы-кратеры—это, по Хаарману, туморы с опустившимися, провалившимися после оттока магмы сводами (рис. 22). Следовательно к нескольким гипотезам объяснения лунных гор добавляется новая, во всяком случае не уступающая прежним, а возможно и превосходящая некоторые из них вероятием. Луна занимает Хаармана и в других отношениях. Он считает, что если вообще идеи Дарвина, Пиккеринга и других об отрыве луны от земли (ее масса ведь только $^1/_{81}$ массы земли) допустима (см. ниже), то отрыв этот произошел в докембрийское время, вызвав смещение материков. Но с этого времени они уже не перемещались, и таким образом и гипотеза Вегенера применима лишь для докембрия, а затем вступает в силу закон постоянства океанов. Наконец местом отрыва луны мог быть, по его предположениям, не Тихий океан, а Центральная Азия, куда на восполнение гигантской раны и устремились грандиозные массы салического материала, своим столкновением создав горные массы.

Пользуясь примером луны, можно делать конечно весьма гадательные предположения и о будущем земли. Когда вращение земли вокруг своей оси сравняется с периодом вращения вокруг солнца, т. е. когда сутки срав-

[1] E. Seidl. Ableitung der Knick- bzw. Biegeformen. 1930.

няются с годом, произойдут грандиозные катастрофы, столкновение земли с луной, потеря землей атмосферы и пр., т. е. наступит гибель всего живого на земле.

Привлекая космические силы, как первопричину нарушений равновесия в земле, Хаарман не анализирует их, лишь признавая их влияние на смещение земной оси. Дэли[1] в своей гипотезе, отчасти сходной с предыдущей, принимает две возможных причины первичных изгибов земной коры — контракцию и уменьшение скорости вращения. В этом существенная разница между обеими гипотезами: Дэли все же *исходит из контракции*, Хаарман *решительно с ней порывает*. Другое отличие заключается в том, что, по Хаарману, лишь осадочные толщи скользят и смипаются, а по Дэли, — вся кора в целом. Но оба сходятся, подобно Рейеру, а еще ранее всех (1848 г.) Науману и др., в том, что все тектонические формы дислокации обязаны своим происхождением действию силы тяжести, а не стяжения. Впервые высказал такую мысль еще французский горный инспектор Гиллье Ломон в 1799 г. во времена Великой Революции. Причины неодинакового действия силы тяжести разными авторами объясняются различно. Наконец очень существенно подчеркиваемое Хаарманом утверждение, что складчатость и горообразование не синонимы, как обычно полагают, и что хотя большинство высоких гор сложено смятыми в складки отложениями, но самое поднятие их произошло после складчатости в порядке процессов первичного тектогенеза.

Последовательность горообразования должна быть такова:

1. Опускание депрессии, заполняемой отложениями.

2. Образование геотумора или геодепрессии, вызывающее скольжение и смятие отложений.

3. Поднятие в целом смятых масс.

Если такое поднятие захватывает несмятые массы, возникает не складчатый хребет, а высокое плато вроде Колорадо или африканских. Первые естественно достигают бо́льших абсолютных высот, чем вторые, потому что к амплитуде поднятия добавляется увеличение мощности свит, благодаря смятию иногда весьма значительное. Хаарман совершенно справедливо останавливается критически на понятии горообразования, в котором много путанности и принимаемых на веру гадательных представлений. Всякий преподаватель геологии знает недоуменные вопросы начинающих о механизме — месте и образе действия этих гигантских складок, вздымающихся из глубин и ползущих в разные стороны. Несомненна заслуга географов, обративших внимание геологов на недооцененное ими значение вертикальных поднятий и давших им в руки новый метод наблюдения этих движений, к сожалению мало еще все-таки использованный. Сомнения в возможности одновременных поднятий и опусканий на небольших расстояниях в непосредственном соседстве друг с другом прекрасно опровергаются точно наблюденными японцами фактами во время недавнего землетрясения в бухте Сагами, где как раз наибольшие поднятия образовались рядом с наибольшими опусканиями. Совершенно естественно допустить по их границе сильные дислокации и соскальзывание более рыхлых пластичных масс. На вероятную роль этих процессов в создании сейсмических ударов (большинство которых, как известно, идет именно из глубоких тихоокеанских впадин, а склоны последних достигают 19° крутизны, т. е. более чем нужно для скольжения насыщенных водой масс) указывает Зиберг, а их значение в горообразовании, в частности восточно-азиатских островных дуг, еще в 1915 г. отметил Хорн.[2] Вместе с тем по мере увеличения материков и их консолидации именно по их окраинам сохраняется еще достаточно подвижной салической массы, способной своими

[1] R. Daly. Our mobile Earth. N. York. 1929.

[2] E. Horn. Über die geologische Bedeutung der Tiefseegräben. Geol. Rundschau V.

перемещениями создать первичный тектогенез, а следовательно и складчатые полосы; последние в силу этого теперь и окаймляют Тихий океан, а с другой стороны — бывшие окраины Гондваны и Евразии. Что же касается возможности больших и быстрых вертикальных поднятий, то сомнения в них быть уже не может, раз мы находим современные раковины на террасах в 2 000 *м* над уровнем океана (Южная Америка), а следовательно и обычное представление о нашей эпохе, как тектонически спокойной, неверно. Если в основе вертикальных колебаний земной коры лежат космические причины, то эти колебания должны быть универсальны (т. е. охватывать сразу всю землю), одновременны и ритмичны. Если бы это было так, то решились бы самые наболевшие геологические вопросы, а деление во времени тектонических движений на орогении и эпейрогении отпало бы.

Земная кора, по Хаарману, не находится в равновесии, она лишь стремится к нему. Непонятно, почему наряду с разными догадками о причинах исчезновения великих оледенений не учитывают возможности этого вследствие опусканий (геодепрессий), и, наоборот, если связываются поднятия с освобождением от ледяной нагрузки, то почему наряду с таким якобы поднятием Скандинавии одновременно опускаются северная Германия (тоже ведь освободившаяся от льда, даже раньше), Северное море, Скандик?

Постепенное смещение туморообразования (или «зон складчатости» в обычном смысле) с севера на юг по всей Евразии объясняется Хаарманом тем, что механизм уравновешивания должен, исходя из фигуры земли, действовать всего сильнее в средних широтах.

Большая подвижность салических магм (лишь 0,1% воды понижает температуру плавления силикатов с 1 400 до 800°), т. е. кислых, «тихоокеанских», и наличие их в евразийском и тихоокеанском поясах и придает последним такую мобильность, молодость, по сравнению с более старой пассивной симатической «атлантической» областью.

Снос всего Центрально-азиатского нагорья на дно Индийского океана сместил бы полюсы лишь на 27 *км* или на $^1/_4°$, а следовательно наоборот — ничтожное смещение полюсов может вызывать колебание земной коры в пределах наблюдаемых нами амплитуд земного рельефа, т. е. максимум по 9 *км* вверх и вниз. И во всяком случае, если вообще смещения полюсов возможны, то главным их следствием должны быть именно радиальные, гораздо более логичные и легкие движения земной оболочки, а не горизонтальные, которым однако обычно уделяют гораздо больше внимания и которые должны встречать в земной коре гораздо больше сопротивления. Вместе с тем потребное для складчатости давление в 1 780 раз больше сопротивления даже гранита, как давно известно, и передача его литосферой на расстояние тысяч километров, как того требует контракционное горообразование, невозможно. Таким образом *не может литосфера подчиняться законам упругости*, а наоборот, она сминается не эластично, утолщаясь в этих местах, и распадается растягиваясь, утоняясь.

Строго говоря, если откинуть часть искусственных построений, связанных с необходимостью допускать изменение ширины орогена, то бо́льшее число складчатых хребтов несимметричны, имеют одностороннее строение и легче объясняются тогда скольжением, чем контракцией. К этому пришел в отношении Копет-дага К. Богданович уже давно (1889 г.). И по существу план (не объяснение и анализ) Зюсса лучше объясняется идеями Хаармана, чем самого Зюсса, т. е. общая картина сплывания складок; это сплывание и сравнение алтаид с водяными волнами именно может объясниться законами тяжести, а не упругости. Старая же идея Эли де-Бомона о тисках, сжимающих отдельные избранные полосы литосферы, туманнее, и главное происхождение и расположение этих тисков не поддаются никакому логическому объяснению, так как повинные в этом жесткие массы далеко не все и не везде сдвигаются и дают складчатые хребты, но в ряде мест расходятся.

Помимо уже приведенных, важных теоретически и практически, экономических выводов из анализа вторичного тектогенеза типа трогового заполнения, из него же вытекает серьезное предостережение против слишком легкого обращения с несогласиями в свитах. При этом же процессе при наличии разрывов в нижних частях заполнения трога по ним могут произойти интрузии, именно и встречающиеся в зонах опускания. Громадное значение может иметь анализ этого процесса в приложении к области чешуйчатого строения, где однако плоскости надвигов наклонены различно, вызывая большие сомнения и споры при их объяснении контракцией, в поисках «единого направления» давления, как например в соотношениях Алая и Тянь-шаня. Все эти построения, до сего дня сделанные, неудовлетворительны.

Весьма важна и простейшая мысль о том, почему, если складчатые хребты образуются контракцией, их нет на луне? Как могут на ней отсутствовать явления той же концентрации, как и на земле, если это одного порядка по своему развитию небесные тела, чего ведь никто не отрицает. Не важно, согласно какой космогонии они образовались, но эволюция их должна подчиняться одним физико-математическим законам, и следствия должны быть одни. А этого нет. Почему? Верно или нет отвечает на этот вопрос Хаарман, но все же он пытается дать ответ, чего нельзя сказать про другие гипотезы.

Как всякая гипотеза и работа, захватывающая беспредельно широкие области геологии, гипотеза Хаармана конечно не лишена недостатков. Отметим некоторые из них:

1. Анализ первопричины нарушений земного равновесия все же отсутствует, хотя конечно такой анализ не под силу никакому геологу.

2. Наличие подкоровых жидких и к тому же салических масс принимается как факт, исходя из космогонии Лапласа; однако эта космогония далеко не безупречна и ныне многими оспаривается.

3. Поднятие туморами уже смятых ранее масс должно бы неизбежно приводить их в условия распада, между тем горы существуют и сносятся, постепенно и равномерно превращаясь в пенеплены, а не разваливаются растяжением.

4. Почему все же нет тектонической подвижности в атлантических окраинах материков, почему Атлантик старше, пассивнее Пацифика и Евразии?

5. Если образование туморов вследствие космических причин и формы земли происходит всего сильнее в средних широтах, то почему это может быть справедливым лишь для северного полушария? И почему Кордильеры, не считаясь ни с чем, протягиваются через оба полушария от 60° с. ш. до до 60° ю. ш., а быть может и далее в Антарктику.

Основной идеей Хаармана является объяснение двумя причинами всего тектогенеза, вместо искусственной контракционной однопричинности. На эту двупричинность, бикаузальность, указывал ранее и Ольдгэм, говоря, что «каждая попытка объяснения горообразования должна с нею считаться». Почти полвека тому назад Деттон определил, как важнейшие три проблемы физической геологии, стоящие перед нами и сейчас, следующие: «1. В чем потенциальная причина вулканизма? 2. Какова причина поднятий и опусканий отдельных частей земной коры? 3. В чем причина дислокаций — складок, сбросов, нарушений пластов»? Отказываясь видеть эту причину в изостазии, проводя резкую грань между смятием пластов и их поднятием, горообразованием, не всегда обязательным, Деттон намечал возможность активности лишь в магме. Хаарман несомненно правильно сделал, воскресив из незаслуженного забвения глубокие и важные предпосылки Деттона [*26*]. поставив их на более прочное основание, значительно более реальное, чем имеют многие из широких гипотез и геотектонических синтезов последнего времени.

Стремлением обосновать широкую гипотезу точными геологическими и особенно рудничными, фактами теория Хаармана выгодно отличается от других.

«Геологи должны, не нагромождая псевдоточных законов, схем и т. п., стремиться к точности в том смысле, чтобы не округлять, подчиняясь создавшимся привычкам или воззрениям, фактического материала», применяя нередко неверные критерии, так как «нельзя избавиться от впечатления, что люди постоянно пользуются неверными масштабами» (Фрейд).

К группе гипотез, учитывающих большое значение силы тяжести для тектогенеза, отнесем еще три подгруппы (кроме первой группы — скольжения):

а) Очень старые — *гипотезы обрушения* — Леонардо да-Винчи (1562 г.), Патрицио и Стенопа (1669 г.), Кардано (1664 г.) и новая — Симоновича (1925 г.) [27].

б) *Гипотеза пластичности* — Гебхарда (1914 г.) [28].

Исследования в Приморских Альпах привели Гебхарда к выводу о том, что основными движениями в орогении являются не горизонтальные, а вертикальные: употребляя терминологию Хаармана, — первичный геотектогенез выражается вертикальными движениями. Самые поднятия происходят вследствие расплавления железисто-магнезиальной магмы под давлением загружающихся громадными массами отложений геосинклиналей; при этом по разломам происходят и излияния магматические. Гипотеза Гебхарда не разработана им достаточно для объяснения альпийской складчатости большого масштаба, а также известных нам закономерностей ее как в вертикальном, так и в горизонтальном плане. Кроме того ряд возражений против термических гипотез относится и к данной, не обратившей на себя вообще достаточного внимания.

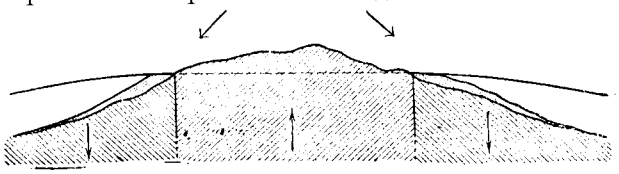


Рис. 610. Схема гипотезы тектонического равновесия (изостазии). *Горизонтальные стрелки* показывают направление сноса денудацией поднимающего массива, а *вертикальные* — возникающие вследствие такого перемещения масс вертикальные движения участков литосферы.

в) *Гипотезы, основанные на теории изостазии* — Бови, Лоусон, Р. Чемберлен, Б. Виллис, Нансен, Шепард.

Первоначальная идея о контракции, метафизически резко отделявшая земную кору от земли, почти оставленная после открытия радиоактивности, возродилась в последнее время в иной форме: *самосжатие земли иногда выводится из влияния тяжести*, веса ее оболочек.

Выше упоминалось о принципе равновесия в земной коре, лежащем в основании теории *изостазии*. Согласно этой теории, верхняя твердая земная кора плавает на пластичном слое, и поэтому всякие изменения нагрузки ее оледенением, отложением, смывом и т. п. вызывают опускание или поднятие соответствующих частей коры (рис. 610). Уровень равновесия земли лежит на глубине 120 *км* (см. § 13).

Учение об изостазии было выдвинуто Праттом, Эри, а сформулировано наиболее четко и названо термином изостазии в приближении к орогенезу Деттоном [26]; оно основано на наблюдениях геодезистов над отклонением отвеса хребтами и окраинами материков и над изменениями силы тяжести. Без компенсации на глубине последние должны были быть гораздо более наблюдаемых, так как материки с удельным весом в 2,7 поднимаются до 9 000 *м* над уровнем моря, а океаны с удельным весом в 1,023 опускаются до 10 000 *м*. Этим путем объясняются вертикальные колебания Фенноскандии, Северной Америки, Альп и других подобных хребтов после их складкообра-

зоваиия; равным образом длительным опусканием объясняется накопление громадных толщ мелководных отложений, каменноугольных месторождений, рифовых известняков, континентальных образований, особенно в краевых зонах опускания, окаймляющих образующуюся ороантиклиналь (см. выше), и т. п.

Изменения силы тяжести находятся повидимому в соответствии с теорией изостазии. С геологической точки зрения она приложима в целом ряде тектонических явлений, но универсальной складчатости земли в большом масштабе, т. е. именно орогенических процессов, объяснить не может. Изостазия лишь сопровождает их в качестве дополнительного и необходимого для создания гор фактора. Теория изостазии пользуется наибольшим признанием среди геодезистов, особенно в США.

Орогения происходит, как говорит Р. Чемберлен, *не вследствие, а вопреки изостазии.*

Интересная попытка Шепарда [*29*] вывести изостатические движения на основе контракционной теории — одно из предложений, примиряющих крайности отдельных теорий. Тот же автор приходит на основании опытов к выводу о происхождении сбросов на поверхности вследствие процессов складчатости на глубине.

§ 57. ГИПОТЕЗЫ КОСМИЧЕСКИХ ВЛИЯНИЙ, ПРИЛИВНЫЕ И ГИПОТЕЗЫ ГЛУБИННЫХ ПОТОКОВ

Как видно из заглавия, эта группа весьма сложна. Ее можно разбить на три главные подгруппы, а их еще на второстепенные:

I. *Гипотезы космических влияний* и *гипотезы приливные.*

II. *Гипотезы глубинных подкоровых, геоплазматических потоков.*

III. *Гипотезы континентального дрифта* или *эпейрофореза.*

Рассмотрим перечисленные подгруппы.

Менее всего признаны так называемые *космические гипотезы.*

Еще Буншорн усматривал причину дислокаций в изменении скорости вращения земли; при замедлении вращения, по мнению этого ученого, на экваторе должны возникать складки, а при увеличении, напротив, трещины и сбросы; но дело в том, что изменение скорости вращения земли не доказано, по крайней мере в новейшие геологические периоды, когда именно произошли все самые большие горные кряжи. Веттштейн, Петрино и Пиляр придавали большое значение центробежной силе, которая, как известно, увеличиваясь от полюсов к экватору, должна обусловливать некоторое скольжение верхней части коры по направлению к экватору, где, по мнению этих ученых, и должны образоваться наибольшие горные кряжи; однако защитники космических гипотез расходятся во взглядах на состояние внутренности земли. Так, Петрино считал землю совершено твердою, а Веттштейн, Пиляр, Перрей, Фальб и другие признавали жидкое ядро земли. Что касается скольжения каменных масс от полюса к экватору под влиянием центробежной силы, то это положение Петрино едва ли имеет существенное значение для горообразования, потому что при разнице полярного и экваториального радиусов в 21 *км* получается наклон от экватора к полюсу в 6′53″, тогда как сила полета от полюса к экватору вследствие центробежной силы равна полету по наклонной плоскости в 5′11″: при таких условиях даже вода не может приливать к экватору, а не только каменные массы.

Веттштейн главную роль приписывал притяжению солнца, заставляющего земную кору или отдельные части ее скользить по жидкому ядру к экватору. Перрей и Фальб допускали приливо-отливные волны во внутреннем ядре земли. Хотя космические причины нельзя считать первенствующими и гипотезы, построенные на них, основательными, тем не менее побочное влияние их нельзя отвергать.

Затем были выдвинуты несколько космических гипотез, из которых

отметим гипотезу Бема [*30*], указавшего на уменьшение скорости вращения земли вследствие трения, оказываемого приливами, благодаря чему должна изменяться величина сжатия сфероида; таким путем предполагается возникновение перемещений-сдвижений частей земной коры. Эта гипотеза после долгого промежутка была в 1931 г. снова разработана Шаффером (а затем Пожденой). По этой идее каждая частица земной коры приобретает собственное движение, вследствие чего и получается общее движение масс, а не сдвигание их какими-либо внешними «силами». Этим гипотеза Бема—Шаффера выгодно отличается от контракционной, двусторонних тисков, а также и от гипотезы скольжения потому, что ею принимается причина движения региональная, а не чисто локальная, зависящая от обязательных поднятий туморов, неизвестно почему опять-таки происходящих. По мнению Шаффера, эта причина должна была преимущественно оказывать орогеническое влияние в меридиональных зонах (Урал, Анды, Апеннины), тогда как широтные складчатые зоны вероятнее возникли в результате скольжения к полюсам, вследствие уменьшения скорости движения земли.

Смещения эти однако вряд ли достаточны, чтобы объяснить все орогенические процессы, так как, согласно Поккельсу [*30*], сокращение земной поверхности указанным образом могло достичь только 400 *км*^{2} и вызвать незначительное смятие литосферы, притом лишь широтного простирания, как и полагает Шаффер, и лишь в средних широтах.

Шнейдером [*31*] предложена еще менее соответствующая геологическим фактам гипотеза, чисто геофизическая, согласно которой солнце — первопричина всей земной тектоники; констатируя аномалии силы тяжести на границах океанов и материков, он полагает, что зоны разлома земли вызваны смещениями полюсов, объясняемыми влиянием солнца на магнитное твердое ядро земли. Несостоятельность большинства тектонических гипотез, зафиксированная рядом последних европейских съездов (Лондон, 1930 г.; Берлин, 1931 г.), вызывает все бо́льшее стремление искать объяснений закономерностей развития земли в космических факторах, а также возрастающую реакцию против ляйэлевского актуализма с некоторым неволь́ным возвращением к идеям катаклизма Кювье.

Наряду с весьма плодотворным обращением геологии к астрономии, астрофизике и астрохимии, наблюдаются однако и чрезмерные устремления в область космических факторов, порождающие мало еще обоснованные, хотя может быть и увлекательные фантазии. Среди них наиболее излюбленными являются идеи, привлекающие к развитию земли луну. Большинство их, как известно, уже довольно давно, начиная с Никкеринта [*32*] и Дж. Дарвина [*33*], стремятся объяснить происхождение луны отрывом части земной оболочки, на месте которой образовался затем Тихий океан.[1] В недавнее время об этом же говорят Штауб [*34*] и Хаарман [*25*], хотя последний принимает за место отрыва Среднюю Азию — Тибет, считая, что следствием его должно было быть наибольшее вздымание горных хребтов, а не впадина, «рапа». Пожалуй наиболее логично разбирает этот вопрос Швиннер [*34*], считая, что луна отделилась вследствие того, что при постепенном сгущении, разогревании и увеличении скорости вращения центробежная сила превзошла внутреннее тяготение и произошло раздробление первичной планеты земли. Случай в космосе частый, так как всякая третья звезда — двойная. Отделение должно было произойти приблизительно в лаврентьевскую революцию — от Тихого океана, где и теперь еще сильная конвекция обусловливает современную повышенную активность (вулканизм — сейсмизм). Отделение же луны вызвало сильное разогревание земных масс и вследствие этого громадные излияния гранитов (за это говорят однообразно развитые повсеместные гнейсы архея, актуалистически необъяснимые) и сплывание глыб первичной коры «ядер материков». Между этими «ядрами» зародились геосинклинали, после чего дальнейшее тектоническое развитие шло «консеквентно», отражаясь поступно на всех эпейро- и орогенезах.

Последние эпизодически отражают ход термодинамического процесса и развития земли, — резонанс приливных движений с собственными колебаниями земли. Теоретически,

[1] На основе гипотезы отрыва луны Дарвина, Мохоровичич (Mohorovičič, Z. f. Angew. Geophysik. I. 1925) пытался определить строение луны, получив 400 *км* коры с плотностью 2¼ и ядро в 1 400 *км* диаметром с плотностью 4,4, — т. е. средняя плотность 3,44, действительно соответствующая известным данным.

по Швиннеру, получается 40—60 орогений, что близко геологически установленным. Между прочим значительно более короткий день в древние геологические эпохи сильно изменяет всякие биологические выводы об изменениях фауны вследствие «тропического климата» и т. п., а также подсчеты возраста.

Наиболее оригинальными, хотя вряд ли приемлемыми, являются рассуждения Хербигера и Хинцистера [35] (1932 г.) (Австрия). Последний полагает, что происхождение солнечной системы и «сопротивление мирового пространства» определяют собой законы геологического развития земной коры и земли в целом. Считая, что лишь внешние силы могли создавать перевороты на земле, Хинцистер видит их во влиянии луны, т. е. во влиянии постепенного спирального приближения к земле из космоса более мелких планет, временной роли их в качестве «лун» и наконец последовательного захвата землею всех этих лун, каждый раз сопровождающегося катаклизмами. Современная луна уже седьмая. Приблизившись на 7 земных радиусов например третичная луна уже порождала гигантские приливные волны и деформации земли и т. п. Эта идея о захвате землею планет, как причина земных тектонических катастроф, впервые высказана была в начале XX века Си, а затем астрономами Густавом Коннем (обсерватория Лоуэль), Зондером и отчасти Джинсом.

Идея о катаклизмах, господствующая во всех мифологиях (Эдда, Библия и т. п.), чувствуется и в ряде современных тектонических концепций, правда видоизмененных в духе актуализма (Эд. Зюсс, Вегенер, Краус, Хаарман).

Вегенер, объясняя эпейрофорез смещением полюсов, не дал причин этих явлений. Краус предполагает правильные цикловидные подкоровые течения магмы, выравнивающие ее дефекты в местах заглатывания, циклонов (согласно со Швиннером, Ампферером), создающих геотектогенез; чистый актуализм, одна лишь контракция, так же как одна лишь сила тяжести повидимому оказываются бессильными объяснить геотектогенез и особенно эпизодичность геологических «революций» и такие вопросы, как синтектоничность и синвулканичность оледенений.

Идея о смещениях полюсов была наиболее ясно высказана на рубеже последнего столетия и нашего инженером Рейбишем (Дрезден) и геологом Крейхтауером (1902 г.), позже разработана геологом Симротом (Лейпциг) в его «Пендуляционной теории» в 1907 г., а затем уже Вегенером и Кеппеном (см. ниже).

Японский геофизик Нагаока [36] за последнее время (1932—1933 гг.) разрабатывал вопрос о смещениях полюсов и связи их с вулканизмом, сейсмикой, тектоникой и изменением гравианомалий, приходя к весьма оригинальным выводам. Основная мысль его та, что места, близкие к зоне происходивших перемещений, являются зонами остаточных напряжений и в силу этого обладают повышенной геотектонической активностью (понимая под этим конечно сейсмику и вулканизм). В частности сейчас идет еще уравнивание недавно происходивших возмущений четвертичного периода, уравнивание осей геоида, разница между которыми (по вычислениям Хейсканена) 115—345 *м*, причем главная ось выходит около 20° в. д. Депрессии геоида находятся на экваторе около 60° З и 120° В. Этому же процессу приспособления геоида к форме сфероида более или менее обязаны опускания островов Самоа, св. Елены и др. Отклонение геоида от сфероида, равное в настоящее время приблизительно 100 *м*, подобно происшедшему до четвертичного периода, вероятно происходило и в другие геологические эпохи.

Нагаока также пытается выяснить закономерность распределения мировых эпицентров, установленных исключительно инструментально, а также и связь этого распределения с расположением больших вулканов. Он приходит к выводу о наличии двух поясов: экваториального и меридионального, учитывая при этом наклон эклиптики земли при положении северного полюса на координатах 140° з. д. и 47° с. ш., что соответствует его положению, согласно Кеппену и Вегенеру, в меловое время. От этого положения полюс перемещался к своему современному положению на 100° з. д. и 45° с. ш. По мнению Нагаока, по мере утолщения коры, сжатия земли и увеличения скорости вращения длина экватора уменьшилась и на нем должно было происходить смятие (альпийское). Вместе с тем, учитывая способность земли сгибаться лишь в пределах своей упругости, Нагаока считает, что в дальнейшем она должна была раскалываться, и повидимому именно в мезозойское время наступило такое сочетание условий, т. е. возникновение смятия и разломов экваториального пояса, сопровождавшееся большими катаклизмами, при которых могла погибнуть в значительной мере прежняя фауна, сменившись новыми видами, что как раз характерно для переходного времени меловой и третичной эпох. При таком допущении и поправке вычислений положения пояса, сделанных Кеппеном и Вегенером, на 50° — эпицентры современных мировых японских землетрясений окажутся лежащими как раз на экваториальном поясе мелового — третичного периода.

Из этих предположений и вытекает основной вывод Нагаоки о том, что современная сейсмическая зона является, так сказать, *унаследованной* от основных дислокаций земли начала альпийского орогена. Кроме того, исходя из предполагаемого различия физических свойств земной коры под океанами и сушей, граница суши и моря, в частности по краям Тихого океана, должна также подвергаться сильным разломам, которые вероятно происходили одновременно с вышеуказанными экваториальными разломами, т. е. в меловое время.

Наконец чисто теоретически, исходя из теории упругости, Нагаока предполагает на-

личие еще третьей окружности разломов — меридиональной, проходящей через бывший северный полюс мелового времени — Гавайские острова, Кермадек, Тонга, Новую Зеландию, вулканы Антарктики, южный полюс того времени (на 40° г. д. и 45° ю. ш.), Базутоленд и Кимберлэнд в Южной Африке, западное Средиземноморье, Центральное плато Франции, Шотландии, Исландии, Гренландии. От этих главных разломов намечаются боковые, неристо расположенные.

Таким образом выдвигается *идея о признании всей альпийской орогении, как орогенеза — складчатости, так и тафрогенеза — разломов, как единого исторического процесса, связанного в своей основе с катаклизмами.* Вместе с тем тот же автор, анализируя истинный путь точек выхода осей геоида на экваторе при смещении полюса, который представляется в общем извилистой линей, блуждающей в экваториальной зоне, пытается сопоставить с ним образования больших евразийских поднятий. Прежде всего он объясняет этим путем образование Тибета. Область, занимавшаяся Тибетом в течение триаса и юры, описывалась, так сказать, узкой петлей этой траектории. В триасовое время точка выхода оси была в центре Тибета, в юре — в районе Яркенда и Памира, в меловое время — на Кавказе в области Сурамской перемычки, а в эоцене — в средней части Каспия. Учитывая длительность периода, в течение которого описывалась тибетская петля, более 100 000 000 лет, Нагаока считает ее достаточной для того, чтобы вызвать большие магматические перемещения и поднятия этой части земной коры. Он указывает, что именно в это время разница между полярной и экваториальной осями была много больше, чем теперь. В послемеловое время движение полюса ускорилось, особенно в начале третичного времени: от триаса до эоцена полюс, по расчету Нагаока, прошел в коротком направлении лишь 20° — от Ванкувера до 160° долготы на запад, с эоцена до миоцена почти 30° по долготе на север, а с миоцена до четвертичного времени опять-таки в широтном направлении на восток к западной Гренландии, т. е. на 100°. Наибольшему поднятию Азии — Тибету — соответствует поднятие антиподное — дна Тихого океана у Южной Америки, так называемый восточный водораздел Тихого океана.

Сопоставляя эти выводы Нагаока с общим планом евразийского альпийского орогена, мы видим, что три главных его кульминации, по терминологии Коссмата — «три подвеса цепной линии» этого орогена, соответствуют местам замедленного движения и долгого пребывания точек выхода земной коры, т. е. Армении, Памиру с Тибетом и Бирме.

С другой стороны, по Нагаока, наблюдается совпадение мелких колебаний кривой изменения угловой скорости вращения земли с вулканическими извержениями, дававшими большие количества лав (как например Темборо — 50 *км*³ в 1815 г., Козегвина — 50 *км*³ в 1835 г., Катмай — 21 *км*³ в 1912 г. и др.).

При этом конечно излившиеся количества лав составляют лишь малую часть поднявшихся с глубины и вообще переместившихся магматических масс. Легко подсчитать, что при подъеме массы плотностью в 2,5 на 1 *км* на экваторе период вращения земли увеличится на 0,0035 сек., а вместе с тем между 1864 и 1876 г. скорость уменьшалась тоже на 0,00357. Обратно, годы вулканического покоя вызывают вероятно ускорение вращения. Вместе с тем вероятна связь землетрясений с изменениями глубинных магматических напряжений, а также с изменениями магнитных величин. Установление всех этих вероятных закономерностей представляет собой важное, но почти еще нетронутое поле наблюдений и анализа. Нагаока [1] установлены эти связи для 1902—1903 гг. (больших извержений вулканов Неле, Суфриер и др.) и 1912—1914 гг. (извержения Сакурашимы и Сувеношимы). В общем за время 1906—1918 гг. получается большое соответствие резких изгибов траектории полюсов с извержениями и землетрясениями. Последний период с 1924 по 1928 г., изобиловавший сильнейшими землетрясениями по окраинам Тихого океана с одновременными извержениями в середине его (Гавайи), указывает также на зависимость всех этих явлений от перемещений масс под Тихим океаном, так же как и на явления значительных быстрых опусканий дна. [2]

Относительно всех изложенных выше гипотез необходимо сделать одно основное замечание, а именно, что вряд ли можно предполагать наличие сплошной зоны магмы под всей земной корой, и что по геофизическим данным земля вообще твердая. Возможно ли применение законов гидродинамики к телам, реагирующим на сейсмические волны как упругие, сказать еще нельзя (см. гл. VIII). Много данных говорит за то, что вулканы питаются, наоборот, ограниченными разобщенными очагами вряд ли больших размеров (см. гл. VII). Еще очень трудно обязательно причинно связывать движения поверхностных зон (тектоносферы) с глубинными плутоническими и обратно. Имеется много складчатых образований совершенно лишенных проявлений вулканизма (швабская юра) и наоборот. Часто они бывают связаны. Лишь Анды Южной Америки выделяются среди всех складчатых зон земли своим сильным и длительным вулканизмом (см. выше).

---

[1] Японские исследователи (Нагаока и Ширай), анализируя строение, сейсмичность и вулканизм западной части Тихого океана, намечают в ней ряд глубоких разломов, относя к ним и «Fossa magna», т. е. большой грабен Японии (см. гл. II) (ряд статей в Proceed. I. Academy. Tokyo. 1933).

[2] При землетрясении Кванто площадь дна в 30 *км*² опустилась на 50 *м*; эти опускания Нагаока объясняет уменьшением объема при застывании (у базальта на 5%).

В основе всех приливных гипотез лежит идея Бема об уменьшении скорости вращения земли вследствие торможения приливами с увеличением при этом сплющивания эллипсоида ее.

Следует подчеркнуть, что *допускаемое рядом гипотез смещение — блуждание полюсов земли может быть двояким:*

1) *изменение оси вращения земли,*

2) *смещение коры земли по телу ее, что не одно и то же.*

Методами установления смещения полюсов являются: изучение климатических изменений и изменение направления намагничивания горных пород в месте залегания, недавно предложенное японскими учеными [37].

При учете изменения земной коры вследствие блуждания полюсов земли надо следовательно различать характер движений полюсов от:

а) Движения земной оси и земли в пространстве — сюда относят прецессии.

б) Колебания полюсов: в период около 400 дней они описывают замкнутые кривые кругом среднего положения с меняющейся амплитудой, но наибольшим радиусом до 10 *м*; возникающие при этом силы быть может способны повести к тому, что существующие напряжения могут где-нибудь разрешиться землетрясением, но не в состоянии вызвать тектонические крупные процессы, а потому большого внимания не заслуживают.

в) Смещение полюсов вследствие или смещения оси или смещения оболочки земли (эпейрофореза). Во втором случае полюсы могут двигаться различно и даже лишь один из них. Второй случай вообще уже имеет больше оснований, хотя оба еще теоретически мало изучены. В отношении смещения оси вращения в твердом теле Швейдар и Ламберт высказались отрицательно, а Скиапарелли положительно. Однако для периода 1900—1925 гг. отмечено смещение полюсов на 3,5 *м*, а во второй половине XIX века для ряда обсерваторий северного полушария указано уменьшение широт. Для всех этих данных возможно однако влияние различных частных факторов и ошибок наблюдений. Исходя из этих идей, приходится допускать утолщение земной коры на экваторе; если принять ее за 50 *км*, то у полюсов, по подсчету Гутенберга, она будет лишь 49,6 *км*. При движении материковой глыбы к полюсу у нее будет возникать избыток тяжести и все большее погружение: в водной же оболочке равновесие устанавливается сразу, и поэтому при движении к полюсу будут иметь место регрессии, а при движении к экватору — трансгрессии. Так как длина экваториального круга на 130 *км* больше меридионального, то при всех смещениях полюсов должны происходить значительные нарушения коры в направлении с востока на запад (широтном), т. е. при движении материков к полюсам — их смятия, а при движении от полюсов — разрывы, достигающие больших размеров.

На этих идеях основан ряд гипотез.

Гипотеза смещений земной коры Крейхгауера [38] является основной для многих аналогичных гипотез. С ее помощью Крейхгауер пытался объяснить возникновение в различные геологические эпохи двух главных складчатых систем земли — экваториальной (Ring) и меридиональной (Strich), и направление основного давления в каждую эпоху для данной области.

Кеппен и Вегенер представляли себе перемещения полюсов почти так же, как Крейхгауер, но они исходили из представления о перемещении оси земли и провели анализ проблемы гораздо подробнее (см. ниже).

Но Гутенбергу [39], главное значение имели смещения коры: путем медленного течения верхней оболочки или подтекания нижних частей шло постепенное сплывание материковой глыбы из южного в северное полушарие, сопровождавшееся ее растяжением.

К этим идеям мы ниже вернемся, рассмотрев предварительно близко с ними связанные гипотезы подкоровых потоков.

Упомянем еще для полноты фантастическую гипотезу Виртса [40] (1933 г.), при-

нимающего региональные проявления коры за основной фактор, определяющий все развитие земли и его ритм. Вся жизнь земли рассматривается как борьба двух фронтов — охлаждения, проявляющегося лучеиспусканием и вулканизмом, и «организации экономического сохранения поверхностного мира — земной обороны», стремящейся всеми способами не допускать расходования внутреннего тепла, накопляя его в химических преобразованиях: в виде угля, нефти, солей и покрывая землю изолирующим слоем льда. «Периоды оледенений — периоды торжества земной обороны». Работа эта, несмотря на свою кажущуюся новизну, воскрешает старые мистические фантазии и может служить лишь отрицательным примером.

Анализируя распространение по земле ископаемых рептилий и стегоцефалов, Нопша [*41*] приходит к следующим выводам о причинах их появления, расселений и исчезновения:

1) *постоянное изменение эклиптики*, сказывавшееся на переменах климата, вызывавших смену и эволюцию различных фаун,

2) формирование экваториального пояса складчатости, дававшего возможность рептилиям мигрировать с одной из ранее разъединенных материковых глыб на другую,

3) последовательное раскалывание старых салических глыб, начиная с пермского времени и до третичного, все более разъединяло и дифференцировало фауны,

4) трансгрессии временно изолировали некоторые части суши от других, регрессии же снова соединяли их, производя целый ряд нарушений «экономического равновесия природы», каждое из которых немедленно сказывалось в естественном отборе фаун, как это отметил еще Э. Зюсс (1909 г.; стр. 742).

Образование меридиональных складчатых поясов не могло иметь такого же благоприятного для миграции организмов значения, так как при этом пересекались и соединялись весьма различные климатические зоны.

К весьма оригинальной монографии Нопша приложен большой список литературы и оригинальные палеогеографические — тектонические карты.

В начале XX века (с 1906 г.) возникла особая группа тектонических теорий, которую можно назвать австрийской или группой магматических, *геоплазматических* теорий, порывающих с контракционным принципом и ищущих основную причину складчатости в особых течениях и изменениях объема (жидкой) пластической зоны под твердой земной корой, т. е. в движениях геоплазмы. Такие идеи, впервые высказанные Ампферером [*42*], а затем значительно развитые Швиннером [*43*] и Коссматом, энергично поддерживают также Андрэ [*1*], Саломон [*44*], А. Дакэ, Краус и В. Пенк [*45*].

В основе этих гипотез лежит идея перенесения причины складчатости в пластическую зону, причем движения, в ней происходящие, лишь отражаются в измененном виде, запечатлеваясь на «мертвой» поверхности различными дислокационными формами, т. е. идея о том, что складкообразование есть пассивное проявление процессов, происходящих в глубине литосферы. Швиннер проводит аналогию подземных в верхних 120 *км* магматических конвекционных течений (рис. 611) с атмосферными, поднимающихся — антициклонов — мест проявления активного вулканизма, и опускающихся, циклонов — мест поглощения масс, вызывающих на поверхности смятие и складкообразование; по обе стороны воронки циклонов возникают горизонтальные силы, заменяющие в этом представлении тангенциальное контракционное давление, необходимое для складкообразования. Области антициклонов характеризуются растяжениями и разломами, причем поднимающиеся магматические массы *активно* прокладывают себе путь среди пассивной коры. Швиннер пытается дать возможно точное физическое обоснование гипотезе Ампферера, который в последней своей работе соответственно и сам меняет свои взгляды, также считая, что складкообразование обусловлено именно опусканием масс, а не поднятием их; вместе с тем он считает возможным объяснить этим путем и большие горизонтальные горообразовательные процессы, перекрытия и т. и. Близка к идеям Швиннера и циклоническая гипотеза Фудживара.

Самым серьезным препятствием к признанию данных идей является локализация складчатости на земле, ее зональность и постепенное сужение складчатых зон (см. выше). Гораздо более логическое и правильное освеще-

ние идеи Амиферера дает наконец Коссмат, пытающийся наиболее удачно использовать одновременно различные теоретические представления с учетом действительных фактов геологического строения земли и ее орогенического плана. Коссмат вместе с Вегенером считает необходимым допустить большие горизонтальные перемещения материков для объяснения формирования складчатых зон, не принимая однако его гипотезы в целом.

Складчатые цепи, по Коссмату, опоясывают непрерывным поясом всю землю, местами сжимаясь, местами же расходясь и окружая внутренние впадины; это — наиболее гибкие полосы земной коры, заполненные отложениями геосинклиналей, которые сдавливаются в складки тангенциальными смещениями больших твердых масс (древних плит) (рис. 612).

Амиферер придает орогеническим полосам активную роль (вернее будет сказать, что в них лишь проявляется активность соответствующих нижележащих полос), а Коссмат — пассивную, всецело подчиненную двустороннему сдавливанию жестких участков коры. В этой части Коссмат сходится собственно с некоторыми приверженцами контракционной теории, и особенно с Кобером, но в объяснении происхождения самого тангенциального давления он прибегает к гипотезе влияния глубинных перемещений магмы, говоря:

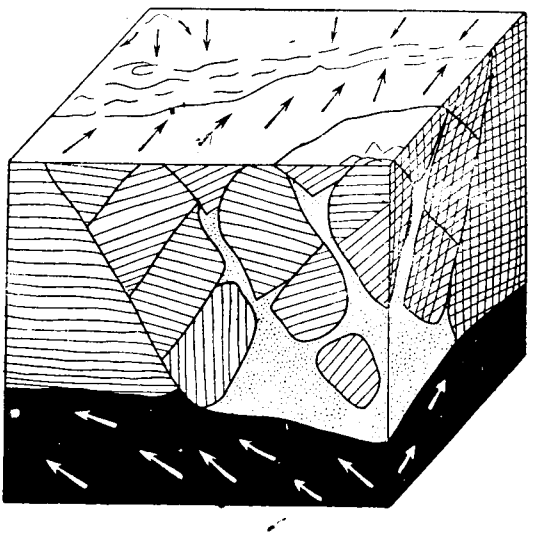


Рис. 611. Связь вулканизма с горообразованием, согласно гипотезе Швиннера.

Белые стрелки — подкоровые течения на глубине; *черные стрелки* — вызванное этими течениями смещение верхних, более легких частей твердой литосферы (заштрихованы), с надвиганием их, смятием, горообразованием; *волнистые линии*—возникающая складчатая зона; *пунктир* — расколы литосферы и застывание интрузии.

«Неравномерное распределение масс и температур в теле земли в течение долгих периодов вызывает значительные изменения, при которых осо-



Рис. 612. Схема глубинных перемещений масс в альпийской складчатой зоне после происшедшего складкообразования, по гипотезе Коссмата.

T'—A — предгорье, заполненное третичными и четвертичными отложениями; *V*—вулканы (новейшие); *F*—флиш; *M*—мезозойские свиты; *G*—палеозойские свиты; Sa_1—глубинные (Sial) породы палеозойского времени; Sa_2—глубинные породы эпохи последнего горообразования; *Si*—область более тяжелой (Sima) магмы; *стрелки* указывают движения пластичной зоны, возникшие в силу погружения хребта после складкообразования.

бое значение имеет дифференциация при охлаждении магм. Благодаря происходящим при этом перемещениям центров тяжести на вращающейся земле возникают все новые импульсы, складывающиеся в горизонтальные силы определенных направлений».

Вопрос сводится не к самостоятельной тектонике тонкой верхней обо-

лочки, неспособной на далекую передачу давления (вопреки Гейму), но к перемещениям масс в глубине неоднородной земной коры, подобным медленному течению густых веществ. Помимо вращения земли возбуждающими такие течения силами Коссмат считает также притяжение луны и солнца. В. Пенк [45] наиболее откровенно возвращается к старым взглядам Л. Буха, т. е. в сущности к *плутонической* теории горообразования — непосредственного поднятия горных хребтов выпучиванием и проникновением к поверхности магмы в форме различных эруптивных тел; его указания на это относятся к Кордильерам Южной Америки и к Мексике.

Развитие идей Ампферера мы находим также у Андрэ [1], который пытается перефразировать положение Б. Виллиса [46]: «контракция дает изостазии необходимую силу (импульс); изостазия направляет контракцию; обе причины лишь приводят к результату (горообразованию), недостижимому для каждой в отдельности; отложение, стремление к равновесию и тангенциальное давление действуют рука об руку»; при этом он заменяет контракцию понятием о нарушениях глубинной пластической зоны в смысле Ампферера. Взгляды Андрэ — компромиссного характера и не отличаются определенностью. Между прочим он отрицает надвиги, объясняя их выпучиванием по краям опускающихся частей (Ueberquellung, а не Ueberfaltung). В качестве других компромиссных взглядов можно еще указать на идеи Смолуховской [47] и Кенигсбергера [48], подобно Виллису и Шепарду признающих одновременное взаимно дополняющее действие контракции и изостазии.

Вообще объединение этих двух принципов теперь почти не встречает возражений, равно как и идея о плавающей на пластической зоне твердой коре; главная борьба ведется лишь между идеями контракции и глубинных течений.

Наконец стремление примирить даже эти две идеи проявлено Херичем [49], который, не отрицая общего стяжения земли, ограничивает лишь масштаб горизонтальных движений — покровов, связывая их с циклоническими опусканиями в духе Швинпера.

Цикловая теория Крауса [50] идет дальше. Основываясь на идее подкоровых токов (Ампферера), как единственно важном орогеническом факторе, Краус придает большое значение и процессу разрастания материков прирастанием новых складчатых зон к их краям. Причину подкоровых токов и Краус не вскрывает (химико-физические процессы), но полагает, что на 40—60 *км* глубины достаточно весьма небольших изменений давления и температуры для переходов масс из одного физического состояния в другое, связанных с значительными изменениями объема.

Нарушения равновесия в эту «химико-физико-минералогическую главную лабораторию» земли вносят космические влияния. Под слоем *A* лежит граничная между sial и sima зона *B*, в отличие от *A* опоясывающая не всю землю, но лишь под материками

При опускании геосинклиналей содержимое их, попадая во все более ограниченное пространство, выжимается вверх и вниз, создавая салическое утолщение. Изостатические выравнивания усиливают процесс. Создаваемое при участии всевозможных экзогенных и эндогенных процессов салическое утолщение в конце развития цикла присоединяется к материку. Краус различает три типа магм — первичную *сальсима*, в которой и осуществляется глубинная орогения с переплавкой опущенных материалов, а затем выжиманием их, *салическую* и *симатическую*, происходящие из первой. Вторая в общем стремится к поднятию, а третья, основная, к погружению. Все бо́льшие количества первичной магмы и экзогенного материала, опускаясь, переплавляются. Все мощнее становится гранито-гнейсовое салическое утолщение, пока оно не займет всю толщину 60 *км*, приобретя вместе с тем возможность к поднятию. Дно океанов у берегов тихоокеанского типа,

по мнению Крауса, сложено первичной сальсимой, или, иначе говоря, они, т. е. Тихий океан и Тетис, суть примитивные океаны на сальсиме, в то время как Атлантик и Индик имеют уже более дифференцированное дно. Таким путем *орогения строит материки.*

Основным недостатком гипотезы Крауса, помимо общего другим аналогичным теориям недостатка, а именно необъяснимости происхождения подкоровых токов, является принятие первичной магмы и произвольной границы между sial и sima или допущением, что сальсима лежит ниже зоны текучести.

Близкие к предыдущим, но оригинальные идеи развивают А. Пенк [*51*] и Э. Арган [*1*].

При анализе тектоники западной части Северной Америки А. Пенком был введен термин «*геоплазма*», равносильный старому, конечно неверному, названию «лава» Эри и «базальтовому стеклу» Дэли, глубина залегания которых около 100 *км*. Термин геоплазма хорошо противопоставляется термину Швиннера «тектоносфера» для верхней оболочки, или земной коры в тесном смысле слова. В южной части Скалистых гор А. Пенк видит структурный тип, тесно связанный с вулканизмом. Изучая фазы движений, здесь можно установить чередование поднятий с опусканиями, т. е. «осцилляции коры», причины которых очевидно заключаются в изменениях или движениях геоплазмы.

Напомним, что эта идея была определенно сформулирована еще в 1889 г. Деттоном [*26*]. Опускающиеся ванны заполняются новейшими отложениями, которые при продолжении процесса сминаются в складки, а по краям разрываются сбросами, надвигами и сдвигами. С последними, как здесь, так и в других местах, связано проявление землетрясений (см. гл. VIII) (например сильное землетрясение в долине Оуэн 1872 г., когда произошло горизонтальное смещение в 3 *м*, а вертикальное в 10 *м*). Пенк видит здесь исключительно вертикальные колебательные движения (как и Хаарман и Беммелен на Яве и И. Кузнецов на Кавказе). Глубина депрессий определяется положением современных отложений на 900 *м* ниже уровня моря. Под орогенией А. Пенк предлагает понимать отнюдь не одно складкообразование, но всякое поднятие рельефа над окружающим пространством, т. е. вообще *горообразование*, которое может быть структурно различно, а генетически не обязательно связанным со смятием, но возможно и с радиальными движениями.

Обратимся к идеям Аргана, которые отличаются большой оригинальностью и имеют важное значение в тектонике.

Арган полагает, что вне геосинклинальных областей под воздействием тангенциального напряжения в связи с сжатием земной коры развиваются глыбовые и покровные складки. Глыбовая складка (plis de fonds, Grundfalten) — это складка среднего или большого радиуса, возникающая в древней абрадированной или превращенной в почти-равнину более или менее жесткой глыбе, независимо от направления ее прежней складчатости. В этом древнем основании образуется вздутие, обыкновенно более длинное, чем широкое, которое приподнимает и толщу поверхностных отложений, если таковые имеются. Древние складки и интрузии изверженных пород остаются пассивными, и глыба реагирует как одно целое; глыбовая складка может охватить по ширине несколько древних складок и навязать свою форму какому угодно комплексу древних структур: древние складки могут пересекать глыбовую поперек, наискось и пролегать параллельно ей, делать разнообразные изгибы, переходящие из одной глыбовой складки в другие. Все это — древние мертвые детали в пределах новых форм, и нет никакой закономерной зависимости между направлением движения глыбовых скла-

[1] По В. А. Обручеву.

док и древних складок, захваченных ими в свой состав. Глыбовые складки могут сочетаться в горные цепи и подчиняются тем же общим законам, поскольку таковые совместимы с меньшей пластичностью их масс; расположение в виде крупных совокупных дуг, виргации, расчленение на частные дуги, погружение осей с чередованием вздутий и понижений в продольном направлении, асимметрия в поперечном, удлинение свободных концов зависят и у них, как у обыкновенных складок, от деформирующей силы, от внутреннего сопротивления, от формы свободного пространства и от неодинаково реагирующих препятствий. Но так как полупластическое течение в земной коре, создающее глыбовые складки, имеет материковые размеры, а не ограничивается шириной геосинклинали, то оно должно считаться с неоднородностью древних глыб; среди них могут залегать менее способные к деформации крупные массы, которые окажут влияние на образование и распределение глыбовых складок, представляя до известной степени препятствия, обусловливая вздымания и погружения осей, изгибы, виргации и т. п. Глыбовые складки, выпячиваясь вверх, разрываются подобно обыкновенным складкам, но так как объем их гораздо больше, а масса менее пластична и содержит больше энергии, то разрывы проявляются в более грандиозном размере, превращаясь в крупные сбросы. Поверхность страны, подвергшейся глыбовой складчатости, приобретает вид крупной зыби: в известном смысле это горсты и грабены, но возникновение их не мешает дальнейшему развитию этой складчатости. Оно может остановиться в стадии более или менее асимметричных выпуклостей, но так как глыбовая складка по недостаточной пластичности материала не может вздуться так высоко и круто, чтобы опрокинуться и превратиться в лежачую, то при продолжающемся давлении в ее переднем крыле образуются разрывы, полого наклонные назад, по которым и происходит дальнейшее смещение отдельных чешуй в виде надвигов (charriage cassant, шариаж скалывания), которыми отчасти и разрешается тангенциальное напряжение. Если таких разрывов несколько, то переднее крыло складки превращается в несколько чешуй, жестких, но скользящих друг по другу и выносящих первоначальное вздутие вперед. Это вздутие сохраняется на верхней и передней стороне надвинутой массы, хотя продолжает деформироваться.

Покровными складками (plis de couverture) Арган называет складки, образующиеся вне геосинклиналей в толщах эпиконтинентальных отложений, ранее не дислоцированных; они обладают всеми свойствами и формами складок вообще. Пластичные горизонты, разделяющие толщу на свиты с различной способностью к деформации, проявляются в качестве поверхностей, допускающих горизонтальное скольжение и облегчающих складчатость. Если площадь последней значительна, то приходится подозревать в глубине глыбовую складчатость, хотя бы таковая не была видима. Таким образом покровная складчатость может сочетаться с глыбовой той или иной интенсивности: покровные складки могут иметь раму из древнего основания (например складки ангарской свиты на сибирском щите, складки Юры в Швейцарии, Парижского бассейна), или не иметь таковой.

Образование глыбовых и покровных складок Арган объясняет контракционной теорией, сокращением земной коры в связи с сжатием охлаждающегося ядра, так же как и складчатость в геосинклиналях; но последняя, благодаря пластичности материала, требует гораздо меньше энергии, чем глыбовая, развивающаяся в обширных площадях материков между геосинклиналями. В глубине материков массы пластичны, но к поверхности пластичность убывает, а строение становится слишком неоднородным, и поэтому сокращение ее в виде глыбовых складок поглощает главную массу энергии, развивающейся в земной коре.

Пластичные массы глубин, так сказать, *текут, перемещаясь по направлению действующей силы сжатия*, и Арган изображает на карте Азии эти

глубинные течения, которым на поверхности соответствует глыбовая складчатость.

Идеи Аргана ближайшим образом связывают собственно все три главные группы гипотез, начиная с контракционных, через геоплазматические и до дрифтовых, которым мы посвятим § 58.

§ 58. ГИПОТЕЗЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ДРИФТА — ДВИЖЕНИЙ МАТЕРИКОВ

После первой идеи Э. Зюсса о сплывании складок Евразии с С и Ю на ЮЗ и на В (к Тихому океану), начиная с 80-х годов прошлого столетия появляется целая серия тектонических гипотез, исходящих из идеи перемещения полюсов. Первый, опубликовавший гипотезу о дрифте материков за 57 лет до Вегенера (в 1858 г.), исходя из тех же мыслей о подобии противолежащих берегов Старого и Нового света, был Зюйдер. Затем мысль о широких перемещениях и одновременных с этим деформациях материков была высказана Веттштейном в 1880 г., а в 1888 г. развивалась Лефльгольцем, который, признавая перемещение континентальных частей земной коры, считал однако, что взаимное расположение этих частей при этом сохранялось неизменным. Неймайр и Натгорст отнеслись в свое время положительно к этим идеям. Гораздо более подробно намеченное Лефльгольцем было разработано Крейхгауером (1901 г.). Его основная мысль заключается в том, что вследствие центробежной силы земли земная кора в целом скользит по внутреннему ядру; при этом движущаяся к экватору часть растягивается, а движущаяся к полюсу — сжимается, что происходит в силу общей сплюснутости. Экватор играет при этом роль границы, на которой вследствие встречи противоположных тенденций к сжатию и расширению создается мульда, в дальнейшем углубляющаяся. По краям этой мульды у экватора возникают складчатые цепи. Для восстановления изменившегося вследствие сжатия земли равновесия земная кора спадается, образуя меридиональные складчатые цепи. Крейхгауер пытался восстановить положение полюса для различных геологических периодов, начиная с докембрия. По этому же направлению шли упомянутые выше работы Рейбиша [*52*], Симрота [*53*], Сакко, Тейлора, Чирвинского [*54*]. Длинный ряд этих наведений завершился известной гипотезой Вегенера (1912 г.), в которой однако уже проводится мысль об относительных смещениях материков по отношению друг к другу помимо общего их движения. Наконец, стоя на той же точке зрения, Арган и Штауб попытались вывести всю геотектонику, все орогенические процессы. В русской литературе наиболее подробно эти вопросы изложены и поддерживаются Б. Личковым. Б. Личков [*55*] полагает, что движения материков являются тем основным механизмом, который позволяет объяснить огромную сумму явлений на земной поверхности. Что касается самого движения материков, то оно находит свое объяснение в строении земного шара и его вращении вокруг солнца. Из германских геологов больше всего защищают возможность горизонтальных смещений материковых масс в настоящее время Саломон-Кальви [*56*] (им предложен термин *эпейрофорез*), Бубнов, Зейдлиц, Коссмат. Тейлор [*57*, см. карту] развил свою гипотезу, исходя из допущения движения материков от полюсов к экватору, не указывая однако причины этого процесса движения от полюсов. Максимум его должен быть на широте $+45°$. Сила движения от полюсов давит подобно каменному столбу в 25 *м* высоты на свое основание.

Преимущественная приуроченность землетрясений к зоне экватора как бы подтверждает эту идею, судя по таблице Морена [*58*].

Из 1 551 землетрясения в 1903—1910 и 1914—1920 гг. на каждые 10 млн. *км*^{2} приходится:

Таблица 82

На широтах	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	70—80°	80—90°
	50,8	38,3	30,4	35,4	24,0	17,0	5,6	5,9	1,3

Эти взгляды согласуются с гипотезой Крейхгауера и подробно развиваются Гутенбергом. В результате последний автор приходит к выводу о скоплении легких материалов в экваториальном поясе и перемещении тяжелых глубинных масс к полюсам. В этом же направлении должна действовать и сила тяжести, обусловливая расположение тяжелых масс в полярных областях ближе к центру земли.

Развивая дальше эти же мысли, Гутенберг и Штейнман [*59*] полагают, что материки надвигаются медленно на дно океана (Тихого), которое опускается, вызывая глубинные встречные потоки под материки. С этим согласуется расположение периферического, по краю Тихого океана, пояса вулканов.

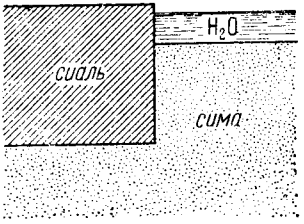


Рис. 613. Схема гипотезы Вегенера.

По Вегенеру, материковые массивы, состоящие из легкого сиалического материала до 100 *км* толщиной, плавают в тяжелой сима-зоне, глубоко погруженные в нее, наподобие ледяных гор (рис. 613).

Он доказывает, что первоначально все материки составляли одно целое, покрывая в виде тонкого сиалического слоя весь симический. В зависимости от вращения земли в земной коре развиваются силы двоякого рода: одни, обусловленные стремлением к сплющиванию у полюсов и вздутию вдоль экватора, перемещают поверхностные толщи от полюсов к экватору, другие, более интенсивные, обусловлены отставанием поверхностных слоев от внутренних, благодаря вращению земли с запада на восток и возникновению в пластической зоне, в связи с притяжением солнца и луны, приливных волн, тормозящих вращение. Благодаря этим силам, в особенности второй, в сплошном сиалическом слое начали образовываться складки и разрывы. Первые разрывы, в глубине которых симический слой впервые выступил на земную поверхность, могли напоминать современные грабены восточной Африки; они расширялись все больше по мере усиления складчатости сиалического слоя: по всей вероятности площадь Тихого океана, считаемого древним образованием, впервые была освобождена от сиалического слоя. В результате этого процесса сиалический слой собрался в один материк (*пангея*), представляющий совокупность всей суши в одном полушарии, а вся остальная поверхность представляла океан с дном из симического слоя (рис. 614). Затем материк, благодаря тем же силам, начал раскалываться на части, а в пересекавших его в разных направлениях мелких морях молодые осадки сминались в складки. Северная и Южная Америки откололись от Европы и Африки, и при отставании последних в связи с вращением земли возник и постепенно расширился Атлантический океан, а вдоль западного берега Америк, благодаря тормозящему действию симического слоя на сиалическую глыбу, возникли складки Кордильер и Анд. Африка откололась от южной части Азии, простиравшейся ранее в виде длинного полуострова до Мадагаскара, а Антарктика с Австралией откололись от Африки и Азии в своем движении на юг и позже отделились друг от друга. Альпийские складки в мелком морс между Европой и Африкой и между последней и Азией возникли благодаря движению Евразии к экватору, а Гималаи — на упомяну-

том полуострове вследствие его сокращения также в сторону экватора. Основным доводом в пользу этого является параллелизм противоположных берегов Старого и Нового света, причем помимо географических подобий можно подметить и геологические в строении противоположных побережий. Вообще, по Вегенеру, материки в области Атлантического океана расходятся, а в области Тихого — сходятся; в связи с этим на передних тихоокеанских краях их возникают от надвигания краевые вздутия, т. е. происходит горообразование (Анд, цепей Японско-молуккских и т. п.).

В пользу идеи эпейрофореза накапливается много данных весьма различного порядка — геофизических, геологических, палеонтологических, биологических, геодезических и наконец астрофизических. Джинс в 1931 г.

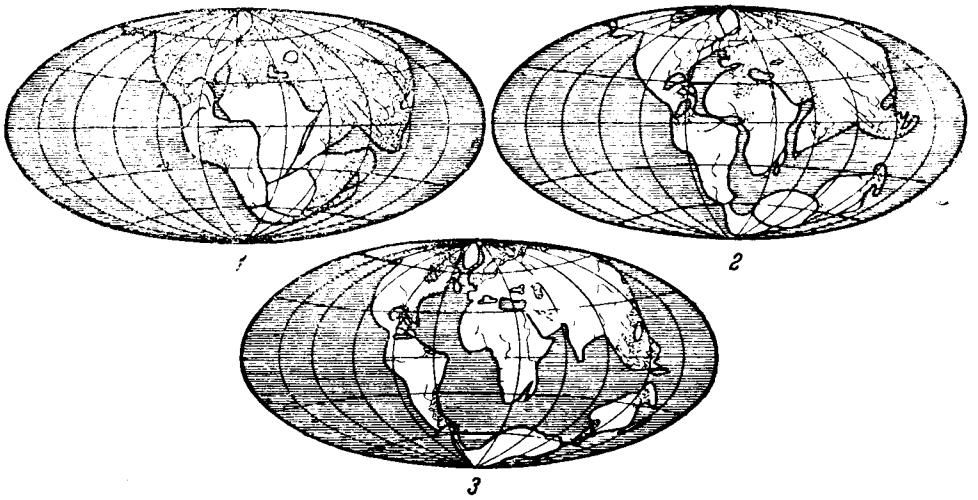


Рис. 614. Перемещение материков в разные эпохи, по Вегенеру.

1—стадия верхнего карбона; *2*—стадия верхнего мела; *3*—четвертичная; *белое*—суша; *точки*—меловые моря.

указал, что внутренние части звезд и солнца вращаются со скоростью тем большей, чем глубже залегают эти зоны, вследствие чего не только могут происходить деформации их внешних частей, но даже разделение надвое солнца или других космических тел.

Движения земной коры по изменениям широт выражаются в следующих цифрах (по Вегенеру):

Париж	в 28 лет	. . . . .	1,3 сек.
Милан	„ 60 „	. . . . .	1,5 „
Неаполь	„ 51 „	. . . . .	1,2 „
Вашингтон	„ 18 „	. . . . .	0,5 „

а изменения расстояний:

СВ	Гренландия — Европа	— 1823—1870 гг.	+ 9 *м*	в год
„	„	„ — 1870—1907 гг.	+ 32 „	„ „

Смещения внутри материков по геодезическим данным достигают в Баварии до 1 *см* в год, в Калифорнии до 5 *см*.

Изучая строение больших плутонов (см. выше § 26), обнаруживающее обычно текучесть, Клоос [*60*] пришел к выводу, что Норвежское нагорье движется относительно Швеции на С, Ирландия относительно Шотландии и Англии — на С, восток США относительно запада США — на С, Тихоокеанское побережье Калифорнии относительно Калифорнии — на ССЗ,

Передняя Индия относительно Гималаев — на С, Африка относительно Европы — на С.

Стойко [*61*] на основании обнаруженных Парижской обсерваторией по службе времени с 1920 по 1932 г. периодических изменений долгот обсерваторий (Парижа, Потсдама, Невшателя, Пулково, Эккль и Вашингтона) высказал предположение о связи их со смещениями континентов. Данные Стойко дают смещения до 15 *м* за 11 лет, причем с 1920 по 1925 г. Америка и Европа видимо удалялись друг от друга, а с 1925 по 1930 г. — сближались. Вегенер в своей гипотезе намечал движения до 1 *м* в год. Руссо [*62*] (1933 г.) видит причину всей земной складчатости в перемещениях континентов, образовавших одну массу вокруг южного полюса в докаледонское время. Геликоидальные движения этой массы породили смещения на С и на З, т. е. на СЗ, и ее расползание.

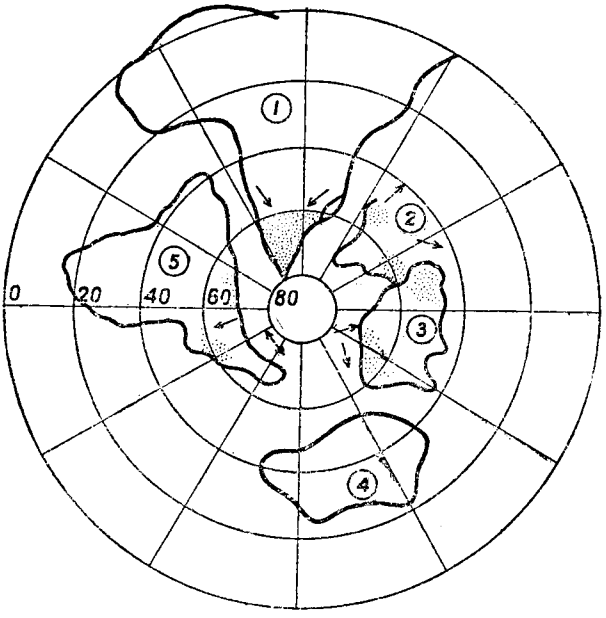


Рис. 615. Распределение материков у южного полюса во время пермокарбонового оледенения, по Саломон-Кальви.

1—4—Гондвана (*1*—Африка; *2—3*—Индия; *4*—Австралия); *5*—Америка.

В 1932 г. Нелструп определил долготу о-ва Сабина (у восточной Гренландии) и, сравнив ее с определениями 1870 г., нашел разницу в 615 *м*. Введя все поправки на возможные ошибки и разницу метода работы, он все же пришел к выводу о смещении за эти 62 года Гренландии к западу не менее как на 250 *м*. При такой скорости следующее определение в 1942 г. может уже решить вопрос. Для решения же этой большой задачи в полном объеме необходимо создание международной организации сети опорных пунктов, которые должны быть выбраны, считаясь с геотектоническим характером их (на кратогеновых массивах) (Nature, № 3403).

Мы не можем излагать здесь всего написанного по поводу гипотезы Вегенера. Его работа переведена на русский язык, а подробное изложение имеется в ряде изданий [*63*].

В своем предисловии к английскому изданию теории Вегенера известный геолог Эванс писал: «Какова бы ни была судьба этих соображений и какие бы изменения ни претерпели идеи Вегенера об эволюции современной конфигурации суши и океана, его большой заслугой останется, что он привлек внимание к важному фактору геологического развития, игнорировать который впредь никому уже невозможно» (рис. 615).

Наиболее подробно гипотеза Вегенера обсуждена в коллективном американском сборнике, посвященном ей [*63*] (1928 г.). Характерно, что в предисловии редактор сборника Вотерпот-ван-дер-Грахт отмечает, что *большинство критикующих и даже нападающих на гипотезу не возражают по существу против самой идеи интра- и интерконтинентальных смещений*, т. е. *против вероятия эпейрофореза.*

Признание эпейрофореза, как причины смятия одних частей земной поверхности, неизбежно приводит и к признанию глубоких разрывов других

частей. Связь между этими двумя формами геотектогенеза устанавливается таким образом логичнее, чем контракционной теорией; смятие, складкообразование — *орогенез* — генетически связываются с разрывами, дающими большие рвы, «грабены» — *тафрогенезом*, или, иначе говоря, дислокации «тангенциальные» генетически связываются с радиальными, как в большом масштабе, так и в малом; мы получаем таким образом замечательное доказательство принципа единства противоположностей.

Крупнейшими структурными элементами земли, представляющими такую пару противоположностей, является *Евразийская складчатая полоса*, протягивающаяся по сороковой северной параллели на 120°, и *Восточно-африканская зона* больших *грабенов* (рвов) и разломов, протягивающихся между меридианами 30 и 40 (от Гринича) на 60°. Изучение этих двух элементов, далеко еще не законченное, лежит в основе всех современных идей геотектогенеза и излагается в курсе региональной геотектоники.

Отметим все же главные возражения против гипотезы Вегенера.

Указания Вегенера на происходящее и ныне отодвигание Гренландии от Европы основаны на слишком ненадежных изменениях и не вяжутся с полным сейсмическим покоем Гренландии; продолжения вулканических цепей с материков в океаны не вяжутся с их разнородностью; наконец для объяснения чисто орогенических процессов гипотеза Вегенера не дает почти ничего, равным образом совершенно не освещает она и эпейрогенических поднятий и опусканий, особенно куполовидных, вроде Северной Америки и Фенноскандии. Подробное сравнение изверженных пород различных побережий и островов Атлантического и Тихого океанов также не удовлетворяет положениям гипотезы Вегенера [*63*].

Весь Северо-американский материк во все геологические эпохи сохранял довольно значительную симметрию. Для него характерно чрезвычайное единство плана строения, а следовательно вероятно и причин, обусловивших это строение. На основании наличия такого рода симметрии и унаследованности всех тектонических процессов Кейс приходит к выводу о несовместимости их с идеей смещения Северной Америки, согласно гипотезе Вегенера.

Главные вопросы, вытекающие из этой гипотезы, следующие:

a) способность преодоления перемещающимися колоссальным массами возбуждаемого при этом грандиозного трения;

b) в чем заключается истинная причина более быстрого движения Северной Америки относительно Европы и Африки и почему последние отстают в своем движении от Гренландии и Северной Америки или даже оказываются неподвижными.

Согласно теории отделения Северной Америки от Африки, западная Африка должна была раньше прилегать к Северной Америке в окрестностях Вашингтона, а другая часть африканского побережья — прилегать к южно-американским берегам. Это требует прежде всего, чтобы современное Атлантическое побережье было образовано разрывами таким образом, чтобы не только формы, но и геологическое строение восточных частей соответствовали западным. Однако даже поверхностное рассмотрение этих строений приводит к обратным заключениям: пояс третичных складчатых гор северо-западной Африки примкнет при этих предположениях к третичным отложениям Атлантической прибрежной равнины Северной Америки, структура которой почти горизонтальна. Точно так же и аппалачский пояс, простирающийся на СВ, не совпадает со структурами того же возраста Британских островов, простирающимися к нему почти под прямым углом. Надвиги в Северной Америке все произошли путем перемещений с ЮВ, тогда как в Великобритании они двигались с запада или ЮЗ. Структуры Вест-Индии, судя по интенсивности землетрясений и вулканическим извержениям, продолжающимся еще в настоящее время, должны бы оказаться на непосредственном продолжении старого и устойчивого побережья Африки в районе устья реки Нигер, чего мы не видим в действительности (рис. 616).

Подобных замечаний можно привести еще целый ряд.

Так же неудовлетворительно решаются эти вопросы с точки зрения масштаба явлений. Для того чтобы получить правильную идею о них, следует совершенно забыть о картах в меркаторской проекции, обычно к сожалению применяемых, но рассматривать все на глобусе или в полярной проекции. На них видно, что Америка в настоящее время соприкасается с Азией, но в Аляске, а не через Гренландию. Флорида же отстоит от западной Африки на 5 000 км, на каковое расстояние Северо-американский материк и должен был переместиться к западу, в то время как северная его часть очевидно оставалась неподвижной.

Таким образом это не есть свободное смещение материка, а движение вокруг некоторой оси, находящейся в его северо-западной части. Если вокруг этой оси произвести вращение в обратную сторону, то Северная Каролина окажется вовсе не в Африке, а в Норвегии. Наконец то, что наиболее подкупает в гипотезе Вегенера, а именно сход-

ство очертаний Атлантического побережья в Америке и Африке в действительности касается областей, из которых одна располагается гораздо севернее, чем другая. Таким образом общее движение Америки, если теория Вегенера правильна, должно было быть не на юг или юго-запад, а только на северо-запад. Если предполагать, что при своем движении на запад Америка столкнулась с Азией в районе Аляски, то здесь должно было произойти наибольшее нагромождение складок, между тем на самом деле этого не имеется, и, наоборот, складчатые системы Аляски простираются как раз в поперечном направлении, т. е. на запад или даже на юго-запад к Азии, параллельно ряду складчатых поясов в Сибири, и нигде в районе Аляски или прилегающей части Азии мы не знаем меридиональных складок, которые должны были бы произойти от этого движения.

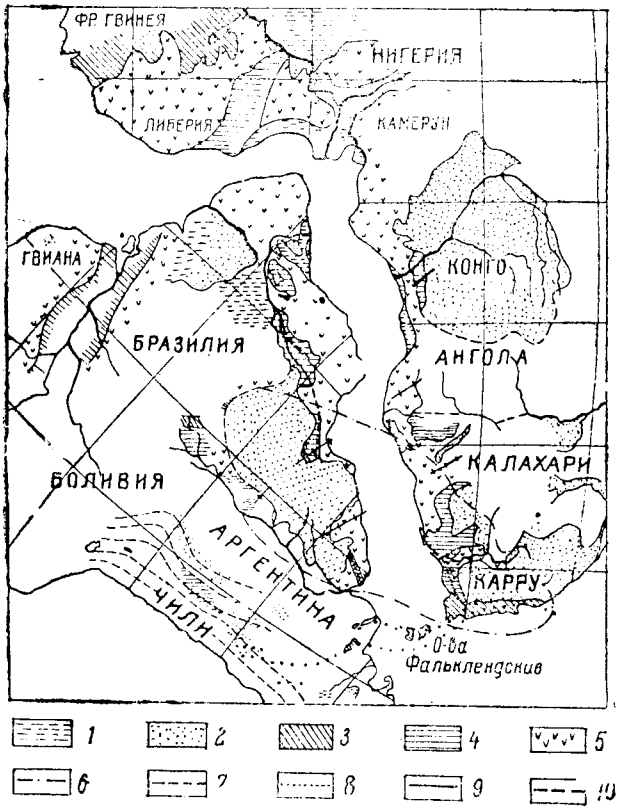


Рис. 616. Гипотетическая реконструкция связи Южной Америки и Южной Африки, по дю-Тойту, 1930 г.

1—мел и эоцен; *2*—Гондвана; *3*—силур, девон, карбон; *4*—архей и нижний палеозой; *5*—гранитное основание; *6*—граница распространения мезозавров; *7*—бразилиды и складки времени после образования формации Нама (в Африке); *8*—гондавариды и каледонские складки; *9*—послетриасовые поднятия; *10*—андийские складки.

Анализ грандиозного тихоокеанского складчатого пояса, проходящего по окраинам Азии и обеих Америк, указывает на направление давления везде от Тихого океана, т. е. в частности в Америках с запада на восток, а не с востока на запад, как того требует гипотеза Вегенера, или с севера, как требует гипотеза Тейлора. Следует отметить, что на направление давления от Тихого океана к материкам еще ранее указывали Бейли Виллис и Хоббс. Причины, выдвинутые Бейли Виллисом и некоторыми другими авторами для объяснения смещения к экватору, не могут быть признаны действительными, так как не ясно, почему в таком случае Южная Америка не двигалась к северу? В равной мере можно было бы ожидать движение как с северного полюса, так и с южного по направлению к экватору. Эти соображения совершенно независимо были высказаны Кейсом.

Следует однако отметить, что приводимые против теории Вегенера указания на разнородность берегов Атлантического океана также не вполне доказательны. Так, если мы возьмем пример Рейнского грабена, то именно с точки зрения Вегенера он представляет собой начинающийся разрыв материка, по которому в дальнейшем может произойти также расползание. Не предрешая вопроса о том, как это произойдет, предположим, что такое расползание произошло и Вогезы остались на восточном побережьи Америки, а Шварцвальд остался в Европе. Что бы мы наблюдали в таком случае? С одной стороны мы видели бы гранит, с другой — гнейс. Верхнекаменноугольные отложения южных Вогез простираются на СВ, а Шварцвальд — на СЗ, т. е. под тупым углом один к другим, при этом в южных Вогезах мы имеем известняки, а в Шварцвальде их нет. Т. е. ни один из элементов не подходил бы к другим, и связь их казалась бы совершенно невероятной. Между прочим мы прекрасно знаем, что фактически в настоящее время они разъединены весьма небольшой узкой долиной и несомненно представляют собой единое целое (Бубнов).

При дискуссии, развернувшейся вокруг гипотезы Вегенера, главным образом имелись в виду страны, прилегающие к Атлантическому океану, а между тем фактов, подкрепляющих или опровергающих гипотезу, надо искать прежде всего в области Индийского океана и его окружения. В самой Африке данных в пользу гипотезы мы почти не находим. Еще хуже обстоит дело в северо-западном углу бывшей Гондваны, т. е. в Арабском море. Ведь это место должно было образовываться в конце кенозоя именно вследствие расхождения Африки и Индии, а между тем как раз в это время здесь происходило сильнейшее альпийское смятие, создавшее складки, надвиги и перекрытия южно-иран-

ских цепей (исследованные детально геологами «англо-персидской нефтяной компании»). Эти же факты опровергают и предположения Аргана о связи Индийского и Арктического океанов поперек Западной Азии при посредстве меридиональной депрессии. Равным образом, если бы шло непрерывное надвигание с севера на юг, то в центральном Иране не могло сохраниться почти не нарушенных складчатостью пространств. Здесь мы невольно затрагиваем важную тему о характере и роли «внутренних масс». По аналогии с Западной Европой в них привыкли видеть жесткие (древние) массивы, не только не поддающиеся смятию, но служащие упорами для продвигающихся складок, подчас же активными таранами.

В этом смысле стали трактовать Фергану, и особенно Кашгарию-Сериндию. Так ли это на самом деле, неясно; эти впадины могут быть иного строения и значения, а именно, они может быть представляют опущенные части смятого комплекса. Для Ферганы это доказано Д. И. Мушкетовым, для Сериндии же высказано аналогичное предположение, которое еще требует окончательного подтверждения. Однако, не дожидаясь его, из тектонического анализа только Ферганы вытекают уже весьма существенные возражения против гипотезы кенозойского расползания Гондваны.

В 1917 г. Д. И. Мушкетовым было впервые сделано важное указание, что между меридианами 42—47° (от Пулкова) все средне-азиатские цепи, включая сюда и Памир, претерпевают какое-то грандиозное смятие, причина которого еще непонятна; северный клин Индии, дуга Памира, Ферганская сигмоида — все это лежит на одном меридиане и несомненно причинно между собой связано (см. гл. IX). Наиболее существенно однако здесь еще то, что все это смятие древнее, *варисцийское*, лишь возобновлявшееся в последующие орогенические фазы, как это явствует из анализа той же восточной Ферганы.[1]

Во всех своих статьях, начиная с 1910 г., Д. Мушкетов всегда отмечал, как наиболее характерную черту фергано-алайской и затем памирской тектоники, именно *постоянство плана* на всем протяжении геологического прошлого, доступном пока нашему анализу, т. е. *с палеозоя* и поныне. Это *постоянство плана должно иметь за собой и постоянство причины, его обусловившей*. Причину эту мы видим в реакции на Среднюю Азию Индии, пассивной или активной — пока неясно, скорее второе. Но отсюда ясно, что влияние этой причины не может относиться только к кенозою; *также и в Африке мы видим более древнее, докенозойское заложение причин ее тектонической эволюции и постоянство плана последней.*

Таким образом и к западу и к северу от Индийского океана, или гипотетической Гондваны, мы находим сходные тектонические условия, что противоречит первоначальной концепции гипотезы материкового дрифта (Вегенера).

Гутенберг не сомневается вообще в возможности смещения материков, но дает свою интерпретацию этой идеи под названием «*теории растекания*» (Fliesstheorie) [*39*].

Главное ее отличие от идей Вегенера заключается в допущении не разрыва первичной континентальной глыбы, а ее растекания под влиянием сил, стремящихся к восстановлению гидростатического равновесия в земной коре и растяжению этой глыбы по всей земле. Эти силы равны 10^9 *дин/см*^{2}, и так как эта величина почти равна сопротивлению текучести горных пород, то там, где последнее весьма мало, могут возникать глубинные движения этого вида — пластичные токи. На эти силы накладываются направленные от полюсов напряжения, возникающие вследствие сокращения земли и смещения полюсов.

Исходя из всех этих соображений, Гутенберг реконструирует ход перемещений и дифференциации материковых глыб с карбона доныне, принимая кроме дрифта их — эпейрофореза, также и вращение, скручивание материков.

На возможность последнего недавно обратил особое внимание Фудживара [*64*], который указал на вращение дна Тихого океана в последние эпохи против часовой стрелки (также Кото и Нагаока [*36*], а для Западной Европы — Филипп). Эти движения, как и вообще горизонтальные смещения отдельных глыб, должны однако еще быть доказаны бо́льшим числом точных геодезических наблюдений. Их физическое отличие от вертикальных заключается в том, что они могут происходить без нарушения изостазии, что обязательно при вторых.

---

[1] См. лист десятиверстной геологической и тектонической карты вост. Ферганы. Тр. Геол. ком. Вып. 169. 1928 *г.*

Синтез Р. Штауба [*34*] — *механизм движения земли*, также основанный на идее эпейрофореза, в отличие от идей Вегенера исходит из ритмического чередования смещений материков от полюсов к экватору и обратно, дающих циклы орогенического развития. Эти циклы состоят из: а) сближения материков = смятиям геосинклинали, б) орогении = выжиманиям геосинклинали, в) разрывания материков = образованию новой геосинклинали.

Штауб полагает, что два основные материка — Лавразия в северном и Гондвана в южном полушариях, двигаясь навстречу друг другу, сминают осадки разделяющей их широтной геосинклинали (Тетис) в складки. Вместе с тем, благодаря охлаждению подкоровых масс под утоненной корой дна геосинклинали, в них развивается обратное течение, т. е. от экватора к полюсам, смещающее и материки в этом направлении. Вследствие растяжения экваториальной зоны в ней возникает снова геосинклинальная впадина, накопляющая опять осадки, которые будут смяты в складки и выжаты в следующую фазу сближения Лавразии и Гондваны. По Штаубу следовательно вся мировая система альпийской складчатости является генетически единой и построенной по одному плану. Этот грандиозный синтез Штауба несомненно интересен и увлекателен, однако обладает многими недостатками. Весьма спорный вопрос о продолжении средиземноморской орогеновой зоны поперек Атлантического океана Штауб решает положительно без оснований, тем более что использованная им карта глубин Кролля устарела и после работ «Метеора» не может приниматься во внимание. Целый ряд структурных связей, свободно прокладываемых Штаубом, не существует и базируется лишь на употреблении им карт слишком мелкого масштаба (ср. рис. 617, *а* и *b*). Весьма туманны такие утверждения, как «соединение цепей Сибири, Саян, Алтая с европейскими в области Охотского моря» и т. п. Непонятна роль Тихого океана, как препятствия складчатым зонам, их расщепляющего, вследствие поднятой здесь после отрыва луны тяжелой магмы...

Не останавливаясь на массе подобных вопросов, можно сказать, что основными недостатками синтеза Штауба являются:

1. Крайняя натянутость и неверность физических обоснований.

2. Произвольное распространение узко специальных альпийских условий на всю землю,

3. Недооценка тихоокеанской орогении, приводящая Штауба к невольному выводу о неподвижности дна Тихого океана, т. е. к отрицанию всяких движений земной коры меридиональных.

Сводка различных причин континентального дрифта дана Хольмсом [*65*], указывающим, что главными причинами могут быть:

а) различие в охлаждении коры под океанами и материками,

б) химические процессы (в магме),

в) магнитные и электрические явления.

Линдеман и Криге [*66*] пытались видоизменить гипотезу Джоли, приложив ее для объяснения континентального дрифта.

Линдеман в отличие от большинства геологов считает, что накопление тепла в земле идет так медленно, что вообще за все геологическое прошлое не происходило расправления коры ее.

Наконец Гавеман [*67*] выводит все смещения материков из дрифта в западном направлении (величина которого однако заведомо недостаточна), а Жардецкий [*68*] ссылается на подкоровые течения, возбуждаемые космическими причинами, т. е. исходит из идей Амиферера и Швиннера (см. выше).

Развитие земли, по Гутенбергу, который исходит из основной предпосылки, что под Тихим океаном нет салической коры, происходит в результате действия различных сил в земле, которые он делит на:

А. *Универсальные процессы* (Weltweite Vorgänge):

Источник силы	Результат
1. Химические процессы. Сила тяжести	Образование ядра, коры и других слоев земного тела
2. Космические причины	Отрыв луны. Образование Тихого океана
3. Отклонение земли от гидростатического равновесия вследствие отрыва луны и других причин	Тенденция к расплыванию осадочной коры по всей поверхности; растяжение, образование этим других океанов
4. Образование разных уровней материков и сима (силы, направленные от полюсов)	Смещение материковой массы в симметричное к экватору положение с образованием складок по фронту ее
5. Седиментация	Опускание шельфов; образование геосинклиналей
6. Охлаждение земли	Сжатие, выжимание геосинклиналей особенно вдоль экватора
7. Блуждание полюсов	Растяжение частей, движущихся к экватору; регрессии и трансгрессии
8. Химические процессы, изменение агрегатного состояния	Вулканизм, подкоровые токи

В. *Местные процессы:*

1. Смещение полюсов	Местное разрешение напряжений (землетрясения)
2. Изменения давления атмосферы	
3. Приливы	
4. Образование и стаивание льда	Изменение уровней
5. Снос	То же

Гутенберг называет периоды относительного покоя *эпейрогенезом*, в течение которого однако до нового накопления контракционных напряжений и наступления следующей орогении происходит смещение экватора вследствие продолжающихся движений, направленных от полюсов. Поэтому-то последующие орогении и происходят в других местах, мигрируют, как это видно по истории Западной Европы (Зюсс, Стилле).

Гутенберг дает следующую диаграмму орогений:

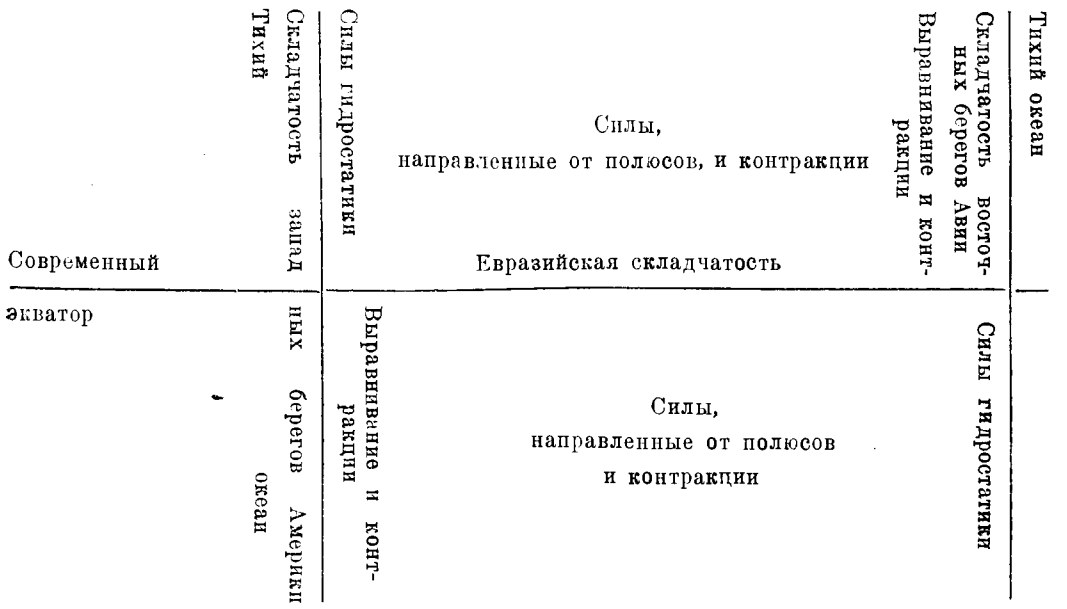


Схема эта сходна с тейлоровской картой и другими дрифтовыми теориями, но в отличие от них построена не на основе наблюденных фактов, а чисто теоретически в ожидании результатов, которые получились бы, если

допустить действие известных сил внутри земли. Ее подтверждают и карты распространения вулканов и землетрясений.

В будущем, по мнению Гутенберга, ввиду уравновешивания материковой массы симметрично на экваторе, нельзя ожидать больших ее смещений, а следовательно и таких сильных климатических изменений, как в предыдущие эпохи. Дилювиальные же колебания климата и им подобные зависят от наклона эклиптики и изменения эксцентриситета земной орбиты.

Растекание материковой массы однако должно продолжаться, вызывая надвигание материков на Тихий океан, их растяжение, опускания в зонах растяжения (берега Атлантики) и увеличение расстояний между ними. Действие же направленных от полюсов и контракционных сил должно продолжать выжимание складок из геосинклиналей в экваториальных областях и следовательно иметь результатом новый орогенический пароксизм.

Теория Гутенберга сложная, мультикаузальная, построена на признании эпейрофореза, контракции, смещений полюсов и подкоровых течений в отличие от других, которые чаще всего основываются лишь на одной причине (уникаузальных).

Идеи Боголепова и Хаармана находят сейчас еще поддержку С. Бончева [*69*]. Он объясняет образование молодых глубоких каньонов во мно-



Рис. 617*a*. Соотношение Евразии и Индо-Африки, по Штаубу.

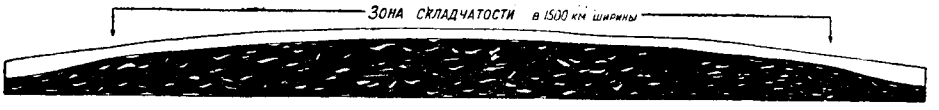


Рис. 617*b*. Соотношение Евразии и Индо-Африки, по Ампфереру (в истинном масштабе).

гих частях Балканид процессами растрескивания от растяжения в перпендикулярном делению направлении (или по простиранию) во время складкообразования. Этому же соответствуют высказанные за десять лет до того взгляды Ампферера о Восточных Альпах.

Все существующие геотектонические теории можно разбить на 2 главные группы также по (введенным Арганом) признакам *фиксизма*[1] и *мобилизма*. Основной вопрос здесь в следующем: неподвижна (в целом или частями) земная кора по отношению сети координат, привязанной к оси вращения земли, или нет, и возможно ли такие смещения доказать?

Как мы видели, к группе фиксизма прежде всего относится контракционная теория. Основными недостатками ее являются не столько даже сомнение в достаточной для всего горообразования энергии, порождаемой сокращающимся от охлаждения телом земли, сколько трудность объяснения эпизодичности, неравномерности орогений во времени и в пространстве, — зональность складчатых гор. При этом сильнейшие возражения возникают вследствие недооценки контракционной теорией данных радиоактивного распада и распределения силы тяжести.

[1] Термины эти вообще неудачны. Для мобилизма Саломон-Кальви ввел лучший термин — эпейрофорез, или буквально — «перемещение материков».

К фиксизму же склоняется и одна из новейших гипотез — осцилляционная Хаармана. Основная мысль Хаармана о подчинении всего тектогенеза лишь силе тяжести ошибочна, так как множество фактов вулканизма и горообразования говорит обратное, однако с другой стороны несомненно, что в ряде случаев сила тяжести играла большую роль и заслуживает внимания и учета. Она, так же как сила контракции, не универсальна и не дает достаточного объяснения всего горообразования, повидимому невозможного без признания идеи мобилизма или эпейрофореза, что однако не равносильно с безоговорочным признанием гипотезы Вегенера. Основные ошибки Вегенера произошли потому, что он (как и очень многие старые и новые авторы тектонических гипотез) исходил не из данных региональной геотектоники, а из теоретических предпосылок, частью с первыми сходившихся, а частью им противоречивших (древность северной части Атлантики — Скандика, обратное движение в Калифорнии, строение Анд Южной Америки и многое другое; см. выше). *Важнейшим же доказательством мобилизма — эпейрофореза служит верхнепалеозойское оледенение Гондваны*, т. е. материка, состоявшего из современных Австралии, Южной Африки и Южной Америки, в дальнейшем расползшегося. Иначе это оледенение необъяснимо [77] (см. рис. 615). Явления эпейрофореза — смещения материковых глыб — медленные (до 5 *см* в год, по вычислениям Хольмса). При этой скорости отделение Америки от Старого света должно было начаться несколько сот миллионов лет тому назад, т. е. в мезозое. Фактических доказательств эпейрофореза все же еще очень мало, но как рабочая теоретическая предпосылка тектонических гипотез — он весьма важен. В объяснении причин эпейрофореза мы имеем снова двойственность в смысле активности или пассивности движущихся глыб. Вегенер исходил из активности, порождаемой вращением земли и ее самоуравновешиванием, однако дальнейшие обсуждения влияния стремления на запад или к полюсам ее почти отрицают. Пассивность оболочки и движения ее вследствие увлечения подкоровыми течениями являются уже довольно давно основой тектонических гипотез австрийской школы Ампферера и Швиннера. Причина этих течений, самими авторами не указанная, весьма вероятно может лежать в конвекционных движениях, возбуждаемых постоянным изменением теплового баланса в теле земли вследствие радиоактивного распада. Исходя из таких принципов, возможно (Хольмс) сочетать идеи Вегенера, Швиннера и Джоли, в отдельности неудовлетворительные.

Гипотеза такого термически обусловленного эпейрофореза (Бубнов) обладает рядом преимуществ, а именно:

1. Вулканизм и тектоника, плутогенез и орогенез, геологическое единство которых теперь неоспоримо, легко генетически объединяются.

2. Происхождение кристаллических сланцев получает объяснение, как горизонта запечатлевшегося движения в основании материковых глыб, как пограничной зоны активных конвекционных токов и смещающейся оболочки. «Кристаллические сланцы — это застывшие следы движения эпейрофореза», — говорит Бубнов.

3. Накопление тепла с соответственным усилением вулканизма на поверхности может лежать в основе и эпизодичности горообразования, иначе пока необъяснимой (Джоли).

§ 59. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

Мы весьма кратко рассмотрели лишь важнейшие гипотезы. При рассмотрении их помимо приведенного выше расчленения возможных источников энергии можно провести еще деление всех гипотез, в зависимости от решения следующих дилемм:

1. Представляются ли полосы земной коры, смятые в горные хребты, активными носителями источников энергии, потребовавшейся для этого смя-

тия, или пассивными, лишь испытавшими и принявшими на себя какие-то внешние воздействия? Старые тектонические теории, включая сюда и господствующую еще контракционную, придерживаются второго решения вопроса, т. е. на пассивности орогенических зон, тогда как новейшие придерживаются чаще активности их.

2. Вторая тектоническая дилемма заключается в выяснении глубины складчатости, а также в определении — происходит ли активно складчатость в верхней части литосферы, или поверхностное складкообразование и дислокации являются только пассивным результатом, отражающим движения более глубоких, пластических зон литосферы? В этой дилемме более старые теории придерживались первого решения, а новейшие — второго (кроме Хоббса); сам Э. Зюсс в конце (Antlitz d. Erde III. 2. 1909. S. 1668) видимо склонялся уже в пользу этого последнего, хотя раньше твердо стоял на первой точке зрения: «Верхним частям литосферы принадлежит *пассивная* роль. Они передвигаются, надвигаются и складываются стяжением более глубоких горизонтов». Слоистая значительная часть оболочки sial сминается пассивно, разрываясь при этом сверху вниз.

3. Третья дилемма: имеется ли в литосфере только давление-стяжение или также и растяжение, причем возникает еще вопрос о том, обязательно ли приурочивать складки к сжатию, а разрывы к растяжению (Рихтгофен, Рид), или же всевозможные формы дислокаций обусловливаются лишь одним давлением? «Альберт Гейм знает в земной коре только давление и никакого растяжения» — говорит он сам о себе.

4. Четвертая дилемма заключается в том, что̀ есть причина и что̀ следствие в процессе формирования геосинклинали: опускание или отложение? Первоначальная точка зрения, преимущественно авторов и последователей теории изостазиса (равновесия), принимала за причину отложение, нагрузку; в последнее же время в связи с развитием учения об эпейрогенических движениях вопрос чаще склонны решать в обратном смысле (Стилле). Скорее всего мы можем определять геосинклинали как области особенно сильного опускания, а вследствие этого — и усиленного отложения.

5. Пятая дилемма состоит в определении (в случае признания вообще стяжения за причину горообразования) одно- или двусторонности тангенциального давления и решается наименее определенно (сначала принималось всестороннее давление, затем двустороннее, одностороннее и наконец наряду с ним снова двустороннее).

6. Шестая дилемма относится к направлению силы, создающей складчатые дуги, со стороны надвигающейся на впадину цепи (Зюсс и др.), или обратно (Виллис, Хоббс) со стороны океана с подсеканием поднимающихся складок, опрокидывающихся при этом не наружу (в сторону движения), а внутрь.

7. Седьмая дилемма, связанная с шестой, заключается также в определении причины дугообразности складчатых цепей — зависит ли она исключительно от механического давления (Зюсс и др.) (с той или иной стороны) или воспроизводит древние береговые очертания соответственного бассейна (Рейер, Виллис, Андрэ, Брувер, Арган).

Помимо указанных имеется еще большое число других менее важных принципиальных расхождений и вопросов, и из этого ясно, какое громадное количество совершенно различных комбинаций тектонических гипотез уже имеется и может быть еще построено. Изложить их все с указанием на все их сходства и различия — невозможно, особенно в пределах курса, без того, чтобы совершенно не затемнить основного вопроса, а потому мы ограничимся лишь главными течениями. Однако следует оговориться, что всякому желающему самостоятельно разрабатывать вопросы тектоники детальное знакомство со всеми взглядами обязательно, так как без этого очень часто предлагаются, как новые, много раз уже созданные и отвергнутые гипотезы; вместе с тем

исследования эти на основе одних лишь геологических данных без геофизических и обратно теперь совершенно невозможны.

Вместе с тем следует помнить, что разные геотектонические гипотезы принимают разные периоды жизни земли за отправные точки, но во всех важен вопрос об изменениях поверхности — вертикальных и горизонтальных.

Подводя итоги всему вышесказанному, *мы можем притти к следующему общему заключению о возможных причинах всех тектонических процессов и в особенности горообразовательных* — орогенических. *Решающую роль для объяснения причин движения литосферы должны играть действительно наблюдаемые в земной коре геологические явления* — изучение и исследование всевозможных форм нарушений и метаморфизма горных масс в тесной связи *с морфологией* их. *Основной причиной горообразования является стяжение земной коры*, но процессы термические, вулканические, изостатические и сила тяжести должны также играть несомненную роль. Помимо общего процесса стяжения, мы можем допустить и другой источник энергии горообразования в глубоких частях литосферы, всего вероятнее — в пластической зоне между твердой корой и ядром, а может быть — и в нем самом. За последнее говорят указания на нахождение центра тяжести системы Луна — Земля на глубине 1 700 *км* под поверхностью последней, описывающего там круги вокруг ядра земли, что совпадает и с сейсмометрическими указаниями на наличие на той же глубине некоторой сферической границы. Всего вероятнее, что именно изменения объема и залегания этих глубинных неоднородных масс в силу различных физико-химических и космических причин вызывают опускание и смятие лежащих над ними полос земной поверхности, план и конфигурация которых зависят кроме того от бокового давления или сопротивления более жестких частей литосферы. Многое говорит за то, что горообразование есть функция пластической зоны.[1] Откидывая все крайности новейших теорий, мы можем признать эти основные их положения. Однако новыми они в сущности не являются, так как уже давно были высказаны Сакко [*71*] (в 1906 г.) и Э. Зюссом (в 1909 г.), т. е. приверженцами контракционной теории.

Укажем кстати, что самая идея о роли горизонтального движения в преобразованиях земной коры впервые была высказана еще Соссюром 156 лет тому назад, а далее последовательно развита, как уже сказано было выше, Эли де-Бомоном (1829 г.) Шимпером (1846 г.), Дэна (1863 г.), Геймом и Э. Зюссом (1875 г.).

Наиболее оформленные, широкие и в значительной мере жизненные тектонические взгляды видим мы у трех старых авторов — Ломоносова (1740 г.), Брейслака (1819 г.) и Д. Соколова (1839 г.), первого русского профессора геологии, которым может гордиться наш Ленинградский горный институт. Приведем цитаты из их основных работ, сохраняющие интерес и до сих пор:

Ломоносов: — «Двумя образы обпажает натура недро земное: иное усиливанием тел, вне оного обращающихся, иное движением самых внутренностей».

«Разных сил действий одна причина, одно огня действие, хотя тем поверхность повышается, другим опускается».

«Есть в сердце земном ... неизмеримое могущество, которое по временам заставливает себя чувствовать на поверхности, и коего следы повсюду явствуют, где дно морское на горах, на дне морском горы видим».

«Такие перемены» (поднятия гор) «произошли на свете не за один раз, но случались в разные времена несчетным множеством крат, и иные происходят и едва ли когда перестанут».

[1] Как уже было указано, не следует считать эту пластическую сима-зону за жидкую (см. выше сравнение ее физического состояния с сургучом). Вернее всего определять ее пластичность как потенциальную, зависящую от изменения давления и температуры.

Исходя из распространения и характера землетрясений, продолжительности вулканических извержений и обширности поднявшихся континентальных масс, Ломоносов определял глубину «подземного жара» не менее 30 *км*, но кроме того: «сравнение вышины гор ... с их горизонтальной обширностью уверяет больше о безмерной глубине ... Азия есть гора ... главной ее широкой хребет в Тибете и в его пограничностях представляет некоторый вид сводов; коих края лежат при берегах морей ... Хотя ж оные своды и не без довольных подпоров; однако должны быть ужасной крепости, что бы не обрушились. И так ежели положить только сотую часть их поперечника, то неотменно должны быть на семдесят верст толщиною; считая большой поперечник Азии в семь тысяч верст».

Брейслак в своем руководстве по геологии намечает следующие тектонические идеи: по мере охлаждения земная кора нарастает вниз в жидкую массу неравномерно; огненно-жидкие массы под большим давлением устремляются кверху восходящими токами, насыщенными газами, местами значительно увеличивающими давление, подымающими соответственные части коры. Охлажденные газы опускались обратными нисходящими токами вглубь, вызывая опускания коры, сопровождавшиеся расколами и растяжениями. Вертикальные силы распространялись и в горизонтальное давление, сминая и выводя из первоначального положения еще не уплотненные, более податливые зоны земной поверхности, причем новое положение пластов всецело зависело от величины и направления давления.

Как отчетливо выступают здесь все якобы новые идеи, появившиеся 100 лет спустя — идеи подкоровых потоков Ампферера, магматических циклонов и антициклонов Швиннера и Боголепова, плутонических поднятий В. Пенка и подкоровых газовых скоплений, обусловливающих эпейрогению и гравианомалию Фредерикса. Мы видим у самых первых тектоников основную и важнейшую идею, начинающую лишь теперь находить признание, — о необходимости тесной связи между теорией контракции и плутоническими, идею, помогшую и Эли де-Бомону уйти от крайностей плутонизма.

Все внутренние виды энергии, проистекающие от веса гор и движения магмы, не противоречат контракции, но представляются лишь разными формами ее проявления [*1*].

Д. Соколов, разбирая горообразование и стоя тоже на комбинированной точке зрения плутонизма и контракции, говорит: «Переломы и сдвиги пластов, трещины, долины, жилы и дики (дайки) показывают ... простиранием своим и то направление, по которому действовала сила, произведшая эти расстройства во внутренности земной, и потому они могут служить столько же, как и горные кряжи или крутое падение, к определению системы поднятия... Одна и та же толща могла несколько раз подвергаться поднятиям и потрясениям, и оттого внутреннее строение земли бывает иногда очень запутанно ...»

Соколов намечает даже идею изостазиса. Наконец он считает, что «поднятия должны были во все времена сосредоточиваться всего более на материках или в соседстве с ними. Такой характер был свойствен наиболее последним переворотам на земной поверхности. Ни один из новейших кряжей не имеет такой простоты в своем устройстве, в какой бы представился например кряж, поднявшийся теперь со дна Атлантического моря».

Основное представление контракционной гипотезы, понятие о своде коры, передающем давление, замеченное еще Ломоносовым, было опровергнуто Ампферером и заменилось представлением о пассивной оболочке, покоящейся на пластической активной подстилке, нарушающей прямую связь между корой и ядром и дающей возможность смещения первой над вторым; при этом смещении жесткие части коры должны были подобно раме сминать более податливые промежуточные полосы. Таким образом источник активности горизонтального давления и складчатости переместился из твердой коры в под-

коровой пластический слой, произошло погружение тектонических причин и вместе с тем создалась предпосылка для глубинной тектоники.

Разрушена была «контракционная гипотеза», но отнюдь не «идея контракции», все более, наоборот, утверждавшаяся.

Выше мы видели уже, что теоретически для смещения коры нужны силы небольшие повидимому и далеко не достигающие величины давления, необходимого для преодоления сопротивления горных пород (менее чем в 1 000 раз). Классическое сравнение с усыхающим яблоком, требующее равномерной складчатости по всей поверхности земли и опровергающее якобы контракцию, неверно, так как именно при легком смещении коры и равномерном распространении во все стороны тангенциальных напряжений разрешение их происходит в слабейших местах коры. При этом контракция разрешается спорадически, и таким образом объясняются два столь важных признака складчатости, локализация ее во времени и в пространстве, а также постепенно и все большая ориентация первоначально всесторонних и безразличных движений в коре. Наконец по поводу самого важного возражения контракции в виде саморазогревания земли от сокращения ее объема и следовательно отпадения как бы основной причины такого сокращения следует сказать, что:

1. Величина сокращения определяется не только количеством излучаемого в мировое пространство тепла, но еще в гораздо быть может бóльшей степени другими процессами — интрателлурическими, термодинамическими, а также кристаллизацией (6—9%), выделением газов из магмы на глубине и извержениями ее самой на поверхность.

2. Забывают о факторе времени, так как излучение тепла в пространство происходит в течение неизмеримо больших периодов, чем разогревание ядра от сокращения во время коротких и редких орогенических пароксизмов. Наконец для первых дней жизни земли, согласно еще признаваемой небулярной гипотезе, даже физиками допускается контракция, и если в дальнейшем развитии ее отрицать, то необходимо указать причину и момент прекращения ее действия, а это невозможно, так как мы видим полную аналогию складчатых явлений всех времен и не можем относить их к разным причинам.

Важным преимуществом идеи контракционного горообразования является вышеуказанная универсальность тектоники, которая не поддается объяснениям другими гипотезами. То же приходится еще раз повторить в отношении изостазии, фактора далеко не столь чувствительного, как это принимается, с большим запозданием стремящегося сглаживать нарушения, произведенные орогенией, установившегося лишь в древних щитах и безусловно, как уже указано, не способного к складкообразованию. Без горизонтальной передачи давления в коре самая изостазия является в сущности невозможной.

Все способы объяснений тектогенеза можно разбить на несколько групп, которые в свою очередь распадаются на две главные — одну, выводящую складчатое горообразование из местных причин, данных горообразовательных — орогенических зон, и другую, рассматривающую эти зоны как пассивно сминаемые какими-то вне их действующими процессами. Учение об изостазии нельзя при этом включать ни в одну их этих групп, так как изостатическое уравновешивание, приспособление (если оно вообще существует) должно естественно сопровождать всякое горообразование, поскольку оно независимо от генезиса нарушает равновесие масс земли. Изостазия и горообразование (орогения) логически противоположны, что однако не отрицает образования поднятий путем изостатическим. Здесь еще раз следует заметить, что *горообразование не равносильно поднятию*, и не всякое поднятие — орогенического происхождения, хотя частично орогения и создает поднятия. Поэтому самый термин *орогенез*, как сбивчивый, желательно вообще изъять, заменив другим — *тектогенез*.

К первой из намеченных групп тектонических гипотез относятся:

А. Исходящие из процессов, действующих в самой осадочной толще литосферы	а) Расширением мощных накоплений отложений в опускающихся впадинах, вследствие их разогревания в глубине (Меллар Рид) *(термическая)* б) Скольжение осадочных толщ (Т. Рейер, Хаарман) *(гравитационная)*
Б. Исходящие из движений подкоровых пластичных масс	в) *Интрузионная плутоническая* (Л. Бух, А. и В. Пенк, Ротплетц, Саломон, Зандберг) г) Подкоровых течений *(магматическая)* (Ампферер, Андрэ, Коссмат, Швинер)

Ко второй группе относятся гипотезы:

В. Принимающие постоянное положение полюсов	д) *Контракционная* е) *Радиоактивная* (Джоли, Хольмс) ж) Замедления вращения вследствие влияния приливов (Бем) *(ротационная)*
Г. Принимающие смещение полюсов	з) Колебания земной оси — *пендуляционная* (Рейбиш, Хаарман) и) Смещения земной коры — *дрифта — эпейрофореза* (Вегенер, Тейлор, Саломон, Бубнов).

Наконец можно еще иначе сгруппировать гипотезы, соответственно принятому нами в § 56, 57 и 58 порядку изложения так:

1. *Гипотезы астрономические — космические:*

а) сателлитные — Бело, Руссо;

б) приливные: основанные на влиянии луны, замедлении вращения земли, изменении эксцентриситета орбиты земли — Эндрьюс;

в) приливные, основанные на смещении полюсов — Кант, Дарвин, Пикеринг, Квиринг, Бушнори, Рейбиш, Симрот, Скиапарелли, Джакобитти, Крейхгауер, Шнейдер.

2. *Гипотезы, основанные на влиянии силы тяжести:*

а) гипотезы обрушения — Леонардо да-Винчи, Патрицио, Стенон, Симонович;

б) гипотезы скольжения — Рейер, Хаарман, Бомбиччи;

в) гипотезы пластичности — Гебхард;

г) гипотезы изостазии — Бови, Эри, Деттон, Б. Виллис, Лоусон, Нансен;

3. *Гипотеза контракционная* — Зондер, Дэли и многие другие.

4. *Гипотезы расширения — экспансионная:*

а) химические;

б) термические:
кристалло-кинетические,
магмакратическая;

в) магматического поднятия:
вулканическая,
плутоническая,
магматических инъекций в геосинклинали;

г) кристаллизационные;

д) магматической дифференциации;

е) расширения ядра земли;

ж) чередования сжатия и расширения — Букановский и Тетяев, Ротплетц, Бухер.

5. *Гипотезы совместного или чередующегося действия разных факторов:*

а) совместного действия разных процессов — Ван-Хайз, де Григорио;

б) сменяющегося действия — трансформационная;

в) скольжения материков — Дэли.

6. *Гипотезы радиоактивного распада* — Джоли, Хольмс.

7. *Гипотезы глубинных потоков и возникающих вследствие них движений и дрифта:*

а) глубинных потоков — Ампферер, Андрэ, Швинер, Коссмат, Краус;

б) континентального дрифта:

первоначальные — Брейслак, Лефльгольц;

гипотеза Тейлора, Вегенера;

» Шмидта, Гаурески, Моленграфа, Дэли, ван дер Грахта, Кирша, Гутенберга;

» Аргана;

» Штауба;

» Саломона, Бубнова.

Отметим в заключение несколько наиболее важных и спорных вопросов тектоники. Они частью заимствованы нами из некоторых критических работ Расталь [72], Берри [73], Лонгвелль [74]; мы их систематизируем и даем лишь краткий перечень этих вопросов тектоники. Значительным толчком к выявлению этих больных вопросов явилась длительная десятилетняя дискуссия о теории Вегенера. Помимо упомянутого выше интересного сборника о ней (Symposium) и Расталь рассматривает важнейшие «геологические невероятности» (Impossibilities and Geologie).

Гипотеза Вегенера отклоняется преимущественно потому, что математики и астрономы еще не нашли причины горизонтального смещения материков; это еще не доказывает вообще ее отсутствия. Это две разные вещи, но именно в этом порядке многое решается в геологии. Так, идея Гельмгольца-Кельвина об охлаждении земли была дискредитирована лишь потому, что давала слишком малый срок жизни земли, недостаточный ни для эволюции жизни, ни для накопления осадочных свит, пока стояли на точке зрения простого охлаждения и невозможности уже земле получать тепло. Открытие радиоактивного распада устранило эти возражения. Известна непрерывная дискуссия о причинах оледенений; появление их в Южной Африке, Австралии и Индии в одни эпохи особенно осложняет вопрос, равно и бо́льшее число их в низких широтах — это все еще не объяснено, но никто ведь не сомневается вообще в оледенениях. Большие горизонтальные орогенические перемещения, согласно современным идеям альпийской геологии, признаны; ясно, что каким-то образом внешние части земной коры были интенсивно смяты и, что особенно важно, лишь по узким полосам, причем сокращение поверхности достигает большой величины. Многие допускают натиск Африки на Европу, Гондваны на Евразию для объяснения альпийского строения последней, а с другой стороны берега Тихого океана обрамлены такими же цепями, надвинутыми... — на океан (?) — другой парадокс!

Основной вопрос альпийской тектоники — это образование ее формы под давлением на глубине, но пора наконец это доказать математически.

Таков же старый вопрос о «мостах» между материками, созданных палеонтологами, «не считающимися с геологией и географией». Нельзя понять ни образования этих мостов, ни (еще хуже) их уничтожения. Эта ортодоксальная идея принята большинством геологов европейских, но не американских. Сюда же относится и развитая Дж. Дарвином и Пиккерингом идея об отрыве луны из Тихоокеанской области, чем стремятся объяснить, почему лишь $^1/_3$ земной поверхности сложена легкими породами. Толщина материковых сиалевых масс принимается до 20 до 60 *км*. Если же пересчитать массу луны на поверхность ее предполагаемого отрыва, т. е. $^2/_3$ земной поверхности, то получится толщина последней тоже 40—60 *км*. Это все же замечательное совпадение. Тем более, что исследования Вагнера в Южной

Африке доказывают тоже залегание эклогитовой подстилки на глубине 60 *км* на площади не менее 1,5 млн. *км*^{2}. Приняв же возможность отрыва луны, мы получаем основание для теорий Хаармана, Штауба и Вегенера. Компенсирующие этот отрыв горизонтальные смещения материков становятся понятными.

Лонгвелль метко нанизывает серию еще неразрешимых главных геологических противоречий. Например:

1. Одни убеждены, что диастрофизм (тектонические движения) периодичен, другие же это отрицают.
2. Одни отождествляют складчатость с горообразованием, другие же считают поднятия совершенно независимыми от складчатости.
3. Одни считают подкоровую постель вязкой, тягучей, другие же упруго-жесткой.
4. Постоянны ли материки, или часть их обрушилась?
5. Неподвижны ли материки, или плавают в любых направлениях?

Итак мы имеем четыре главных геотектонических взгляда:

1. Сокращение земли и обрушение ее коры.
2. Магматические и термические выпучивания.
3. Скольжение коры под влиянием медленных приливных сил.
4. Скольжение масс по наклонам в силу тяжести.

Высказаться определенно однако в пользу одного из них мы еще не можем.

Для сознательной ревизии всех взглядов надо решить *три основные вопроса геологии:*

А. *Периодичен ли диастрофизм и универсален ли он?* Причем *периодичность не равносильна повторяемости* вообще, или повторению во всех геологических периодах, так как их продолжительность заведомо различна. Все спекуляции, основанные на определении этой продолжительности, сомнительны, подобно подсчетам Джоли, весьма шатким (период в 31 млн. лет; свинец различного геологического происхождения и возраста). В этом смысле и кривые Стилле не периодичны, равно как и искусственный график Хольмса.

В. *Дает ли складчатость (и шарниры) поднятия — горообразование непосредственно?*

С. *Какова истинная роль изостазии* в горообразовании? Имеем ли мы резиноподобную земную кору, легко реагирующую на малейшие вертикальные давления, но неспособную на передачу горизонтального, или наоборот, причем геологи, стоящие на точке зрения контракции, конечно добиваются именно второго ответа, т. е. упругой коры (в духе идей Барреля), неуравновешенной (что доказывают аномалии силы тяжести). За это же высказываются и некоторые физики (Джеффрис), в то время как геодезисты (Бови) стоят за первое решение.

«Пока мы не знаем, был ли Тихий океан всегда морем или временами и континентом, не знаем, выклиниваются ли батолиты вниз или широко расходятся, как шло давление в Восточных Альпах — с юга или востока,— и целого ряда подобных же основных вопросов, нельзя твердо прокламировать истинность какой-либо тектонической теории» — говорит Бубнов. Эти теории необходимы и плодотворны, пока они не превращаются в догмы. «Не следует отождествлять необходимые для постройки леса с самой постройкой» — говорил Гёте.

Краткий исторический обзор развития тектонических идей

Заканчивая на этом изложение гипотез, рассмотрим еще раз развитие тектонических воззрений в историческом порядке, останавливая свое внимание на главных этапах этого развития и их связи между собой.

Начало тектонической геологии положил датский ученый Стенон (1631—1686 гг.) на основании исследований Апеннин.

Правила — принципы Стенона, лежащие в основе геологии и сейчас, были:

1. Всякий слой беспрерывен — его можно прослеживать через долины.

2. Всякий слой первоначально отлагался в горизонтальном положении; если он наклонен, то произошло следовательно его нарушение после отложения.

3. Если данный слой отложился горизонтально, но на наклонном слое, то это значит, что нарушение последнего произошло задолго до образования первого.

4. Горы не представляют собой постоянной величины.

Первые понятия о *революционных периодах развития земли* были даны французским ученым Кювье (1779—1832 гг.). Идея о революционных катастрофических моментах развития земли была со временем вытеснена эволюционных принципом, или принципом *актуализма.* Обе идеи вместе — эволюция, сменяемая периодически революционными моментами развития земли, — составляют господствующее в настоящее время учение о геологических циклах. Леопольд фон-Бух (1774—1853 гг.) впервые выдвинул идею об активной роли в создании лика земли. Эта идея, вскоре затем забытая и опровергнутая, возродилась в самое последнее время в трудах преимущественно австрийских геологов в виде учения о «глубинной или плутонической тектонике». Французский геолог Эли де-Бомон (1798—1874 гг.) впервые ввел понятие о стяжении верхней оболочки земли, о контракции ее, положив тем начало контракционной тектонической теории, с различными изменениями, несмотря на все возражения и нападки на нее, господствующей и до настоящего времени. Американские геологи Холл (1811—1898 гг.) и Дэна (1814—1895 гг.) создали теорию о геосинклиналях, развитую затем и в значительной мере измененную французским геологом Марселем Бертран и Огом. В последнее время эта теория претерпела целый ряд видоизменений, которые внесены швейцарским геологом Арганом, русским — Борисяком и американским — Грабау.

В течение XIX века, благодаря геологическим исследованиям различных странах, но преимущественно Европы, накопилось сравнительно большое количество фактического материала, давшего возможность австрийскому геологу Э. Зюссу (1831—1914 гг.) дать первый синтез общего строения земной поверхности с точки зрения тектоники. Эта работа и до настоящего времени, несмотря на то, что целые ее отделы нуждаются в коренной переработке, благодаря накопившемуся за последнюю четверть века новому фактическому материалу, является все-таки основной сводкой, знакомство с которой обязательно для всякого геолога, занимающегося тектоникой.

Начало XX века характеризуется расцветом альпийской геологии с применением совершенно особой методики тектонических исследований и анализа, а также началом нового направления в тектонике, объяснительного, т. е. анализирующего, а не только описательного. Одновременно с этим возникает и третье направление тектонического исследования, а именно сравнительная геотектоника, т. е. изучение систематического изменения форм строения земли на историко-генетической основе. Основной работой по сравнительной геотектонике является труд гёттингенского профессора Стилле. Наконец также с началом XX века, и в особенности за последние 10 лет, чрезвычайно усилилась еще одна отрасль тектонического исследования — геофизическая, основанная на применении точных геофизических данных, т. е. на учете аномалий силы тяжести и явлений сейсмичности. Наиболее существенные работы в этом направлении стремятся сейчас соединить вместе данные чистой геологии, данные тектонических исследований с данными гравиметрическими и сейсмометрическими, изобра-

жая их все вместе на особого рода картах, дающих представление не только о формах, но и о продолжающихся процессах строения земной коры (см. § 60).

Э. Зюсс первый набросал план закономерного построения поверхности земной коры, который был основан на постулате непрерывного сжатия, уменьшения земли. В основе всех представлений Э. Зюсса лежали радиальные центростремительные движения — влияние тяжести. Поднятия и горизонтальные перемещения земной коры рассматривались лишь как следствие первых движений. «Мы присутствуем при общем обрушении поверхности земли», — говорил Э. Зюсс.

Открытие шариажей, создание покровной теории выдвинуло на первый план, наоборот, горизонтальные движения в тектонике. Резкое различие между мобильными узкими сминаемыми зонами земли — орогенами и жесткими массами — кратогенами легло в основу синтеза Кобера

Стилле ввел в тектонику точность хронологии и номенклатуры. Вегенер фиксировал внимание на давно уже предполагавшихся горизонтальных смещениях земной коры, что было в значительной мере развито затем Аргандом и Штаубом [*34*]. Последний дал широкий и весьма оригинальный синтез всех альпийских образований земли, основанный на чередовании движений основных больших континентов — Лауразии и Гондваны. В течение истории земли эти массы то надвигались одна на другую, то расходились снова в своем движении к полюсам. В результате этих движений располагавшиеся между ними глубокие морские впадины — геосинклинали — периодически выжимали из себя складчатые сооружения. Альпийская складчатая система земли, по гипотезе Штауба, представляет собой одно неразрывное целое, опоясывающее всю землю. Таким образом, по Штаубу, нет различия между средиземноморскими или андийскими цепями, нет отдельных восточно-азиатских или австралийских складчатых зон, но все вместе образуют одну великую альпийскую систему земли. С древнейших эпох и до настоящего времени, по Штаубу, движения происходили однако закономерно, вызывая и в жестких щитах растяжения, деформации, разрывы, гораздо реже — складчатость. Все эти движения в устойчивых массах рассматриваются Штаубом как альпийские отзвуки.

В этой *идее отраженных движений*, возникновения боковых, причинно, но не непосредственно связанных, тектонических элементов, заключается может быть наиболее существенная часть построений Штауба. Что же касается общего его плана, то в нем, как отмечалось выше, чрезвычайно много противоречий, вытекающих главным образом из общей всем подобным синтезам причины. Всегда возникают искусственные построения, когда в одно целое связываются по существу палеогеографически и геотектонически совершенно различные элементы. Равным образом все подобные геотектонические построения представляются как будто удовлетворительными только при рассмотрении и изображении на картах очень мелкого масштаба, где все детали маскируются.

Цикличность тектонических движений земной коры согласуется с цикличностью трансгрессий и регрессий моря на краях материков, с цикличностью речной эрозии, оледенений, развития органической жизни. Моменты оживления тектонических процессов различными авторами в настоящее время называются революциями или пароксизмами, или критическими моментами.

Наиболее талантливым объяснением, хотя все же не безупречным, причин этой периодичности и цикличности тектонических движений, как проявления накапливаемой в течение известного периода времени энергии, является гипотеза Джоли.

Методика тектонических исследований в настоящее время чрезвычайно развилась и распадается на шесть основных направлений:

1. Мы можем прежде всего изучать формы залегания геологических отложений, т. е. подходить к тектоническому изучению чисто геологическим методом, методом геологической съемки, картирования.

2. Мы можем изучать различные плоскости отдельностей, диаклазов, параклазов, кливажа, различных деформаций и трещин, преимущественно больших интрузий или плутонов. Мы можем сравнивать все эти явления с закономерным распределением деформаций различных тел, подвергаемых искусственному давлению, анализируя их согласно законам теоретической механики, и таким путем делать выводы о характере, направлении, силе и времени давления. Эта методика преимущественно развита за последнее десятилетие германскими геологами Клоосом, Ф. Зюссом, Борном, С. Бубновым и др.

3. Изучая различные горные породы методом петрографического анализа, мы можем по различию их сложения делать выводы о тех деформациях, которые эти породы претерпели. В этом направлении за последнее время имеется ряд весьма интересных методических работ. Для примера можно указать работу Баклунда по изучению пород Северного Урала и Зандера в Тироле.

4. Благодаря чрезвычайному успеху геоморфологического анализа, разработанного главным образом американской школой Дэвиса и др., представляется возможным путем сравнительного изучения форм земного рельефа и расположения на разных высотах древнего пенеплена, абразионных поверхностей, относительной высоты, изменения этой высоты, положения и характера наносов, вынесенных боковыми притоками, изменения направления речных долин и целого ряда подобных же морфологических признаков—устанавливать новейшие движения в тех или иных горных массивах, а равным образом, находя подобные элементы более отдаленных геологических эпох, восстанавливать такие процессы и для этих эпох, т. е. метод географического, геоморфологического анализа в настоящее время является мощным орудием, помогающим тектоническому анализу.

5. В соответствии с последним методом также весьма интересным является установление миграции или смещения водоразделов каких-нибудь горных систем в различные геологические периоды. Это достигается тем, что, зная, из каких частей данной горной системы могут происходить те или иные гальки, рыхлые породы и валуны, из которых состоят рыхлые пролювиальные отложения предгорий, и изучая стратиграфию этих отложений, можно установить определенные периоды, в которые с хребта смывались те или иные свиты, т. е. и смещение водоразделов. Вместе с тем самый факт смещения мог происходить вследствие поднятия тех или иных частей горной системы, т. е. опять-таки косвенным путем мы получаем возможность восстановления тектонических процессов прошлого.

6. Смещение отдельных частей земной коры в целом, т. е. целых материков, является еще гипотетическим, тогда как движения, установленные предыдущими пятью методами, не подлежат сомнению.

Мы видели, что разрешение основных задач очень часто становится непосильным одной геологии без помощи ряда других наук и прежде всего физико-химических и геофизических. Их участие однако вместе с тем сильно осложняет работу и обязывает геолога гораздо более внимательно обращаться с основными, особенно с физическими законами, чем это делалось и продолжает делаться до сих пор.

Основным отличием современной геотектоники от прежней является, так сказать, ее динамичность, осознанная недавно, хотя еще Гёте сказал, что «учение о форме есть учение о превращениях». Эта *идея о непрерывных превращениях, о переходе одних форм тектоники в другие, как бы противоположные, разрешает целый ряд накопившихся ложных противоречий о принципиальном различии разных форм дислокаций, которые отражаются*

в нашей классификации и терминологии, и лучше всего выражается мыслью Энгельса о «единстве различных форм движения».

Основная задача геотектоники — превращение статических геологических реконструкций в динамические — выполнима с трудом или вовсе невыполнима без правильного применения основных законов физики и механики. Это обстоятельство таит в себе главные трудности и опасности, не преодоленные еще ни одной из тектонических гипотез. Каждая из них обычно имеет какую-то основную отправную предпосылку, опираясь на которую развивает более или менее логично и удачно объяснения для ряда случаев, но при критическом анализе их эти предпосылки оказываются очень часто или заведомо неверными или сомнительными. Строго говоря, мы еще не имеем тектонической теории при наличии массы *гипотез*. Отношение к этим гипотезам (вообще и в особенности в СССР, где исследовательская работа в теоретической геологии почти еще не поставлена) двоякое: или их без критики применяют все, какая, где удобнее или какую случайно тот или иной геолог узнал, или, наоборот, отметают все, а еще хуже, не зная их, создают заново подобные же, делая мнимые открытия. И то и другое одинаково вредно, все гипотезы нуждаются в критической планомерной проработке и использовании в них того, что помогает изучению действительных процессов.

«Создание все новых тектонических гипотез останется неблагодарной задачей, пока эти процессы преобразования структур земли, изменения ее масс, непрерывно совершающегося, и их механизм не будут ближе выяснены» (Бубнов). Для этого выяснения однако в руках геологии очень долго был лишь один метод — геологический. Он дает индуктивную картину событий, которая должна быть объяснена при помощи других методов, по преимуществу физических. Способ обратной дедукции, исходящей из физических *возможностей*, содержит в себе слишком много неизвестных, чтобы с успехом вывести нас самостоятельно из того хаоса гипотез, в котором мы находимся. Полвека тому назад Фогельзанг говорил, что «*нужна не геогения с геогностическими пояснениями, а геогнозия с геогеническими объяснениями*». Использование геофизики весьма запоздало в геологии, но главным образом потому, что ее методика и инструментальное вооружение развились совсем недавно. Для тектоники геофизика уже дала многое (см. § 60) за четверть только века своего реального применения, в особенности сейсмометрия, затем гравиметрия и магнитометрия и наконец обещает дать и электрометрия (здесь не говорится о чисто разведочном применении всех этих методов, достаточно уже распространенных). Только с их помощью мы постепенно начинаем проникать в тело земли, глубже тех немногих километров, которыми до сих пор ограничивалось геологическое непосредственное наблюдение, и только этим путем мы можем действительно подойти к осознанию всего этого тела, не ограничиваясь одной его поверхностью и «корой земли»; поневоле сложилось неправильное представление об оторванности коры от остального тела земли, потому что ведь только земную кору геолог и знает, и то лишь с поверхности. И понятна его невольная вина в том, что все свои представления он, желая стоять на материальной почве фактов, допускающих проверку, выводит из наблюдений именно над поверхностью. Естественно, что и геотектоника должна была начать с наблюдений и систематизации устройства этой поверхности, сначала исходя именно лишь из рельефа. Громадным достижением было вложение в представление о рельефе понятий структурных, а особенно установление этих структурных связей по всей поверхности земли, сделанное Э. Зюссом полвека тому назад. Лишь тогда стало понятным, что отдельные структуры земли, обнажающиеся в различных частях ее поверхности, причинно, планомерно и исторически связаны между собой; возникла важная идея об исторической унаследованности структур данного этапа развития от более ранних и столь же

важная идея о том, что это развитие, хотя и непрерывно, совершалось однако этапами, пароксизмами, скачкообразно. Тогда же возникло и понятие о движении масс земной коры в определенных направлениях по отношению к ее поверхности, хотя и неточно сформулированное как «направление давления», и наконец разграничение различных проявлений геотектогенеза — движений колебательных больших площадей — эпейрогенических от движений горизонтальных — складчатости и сдвигов («парафор») и радиальных дислокаций с разрывом — сбросов, горстов и грабенов; правда не все они были сразу правильно оценены, и долго роль радиальных движений недооценивалась, но основы анализа были заложены, и он мог в дальнейшем развиваться.

Когда миновала первая стадия изучения структур земной поверхности, то стала ясной невозможность первоначального объяснения их элементарным представлением о контракции, тривиальным сравнением со сморщивающейся кожей, оболочкой сокращающегося (безразлично от каких причин) тела, оболочкой этому телу чуждой, отделенной.

Явилось стремление искать причин движения масс на поверхности, причин изменения этой поверхности, под ней, на глубине, и возникла идея (лежащая в основе всех теорий мобилизма) о подкоровых течениях, глубинных перемещениях, лишь отражающихся, запечатлевающихся в изменениях земной поверхности, пассивной, несомой подкоровыми пластичными массами.

В этом выразилось, так сказать, уже приобщение более глубоких зон земли к тектогенезу. Дальнейшим шагом однако явилось применение тектонического анализа к интрузивным телам, плутонам и вообще представление о вулканизме как о тектонике высокоподвижного вещества, утвердившееся лет пятнадцать тому назад. Это же представление связало генетически и такие формы, как соляные, угольные и рудные залежи, хотя и различного первоначального происхождения, в общем учении об «экспрессионной», инъективной, «соляной» тектонике. Идя по этому пути, а также по пути детального макро- и микроанализа кливажей и различных вторичных текстур как осадочных, так и кристаллических и особенно метаморфических пород, пришли к чрезвычайно важному представлению о внутренних бесконечно малых перемещениях вещества горных масс, обусловливающих их течение, преобразование и перемещение и представляющих вероятно основной процесс тектоники. Эти идеи переходят в представления о внутренних скольжениях в массах и общих скольжениях их на поверхности земли, в силу тяжести, с тех частей, которые поднимаются колебательными движениями, идущими с глубины, в части опускающиеся (идея «геотуморов», первичного и вторичного геотектогенеза). Здесь мы уже имеем гораздо более тесное объединение процессов внутренности земли и ее поверхности, генетическое объединение движений радиальных с тангенциальными с распространением этих движений на всю землю, а не на отдельные избранные почему-то ее участки и исторический переход взаимно противоположных форм одних в другие. Одновременно устанавливается более правильный взгляд на стратиграфию и геологический профиль, в котором привыкают видеть не только архивную летопись физико-географических и биологических условий, но и движений земли с учетом даже их скорости. Этим путем создаются и гораздо более твердые основания для самой сравнительной тектоники, ее хронологии, чем первоначальные, исключительно биологические признаки, весьма еще шаткие. Так стратиграфия, историческая геология вовлекаются в тектоническое исследование гораздо теснее, чем раньше, подобно тому как уже упомянутое изменение взглядов на вулканизм, как на тектонику высокопластического материала, вовлекло петрографию с ее точной инструментальной методикой в тектоническое исследование. Благодаря всему этому изучение и месторождений различных полезных ископаемых совершенно изменяется, в него

вносятся динамические представления. Одновременно в классические представления о геосинклиналях вносятся существенные изменения в том смысле, что их опускание не может быть функцией какого-то внешнего давления, накапливающихся отложений, но должно иметь причиной глубинные процессы общего перемещения масс земли. Сводка и новейший анализ всех данных о больших колебаниях, в частности Фенноскандии, «спектр эпейрогений» (Таннера) доказывают также волнообразный пластический характер этих деформаций. Все эти представления приводят к последним тектоническим гипотезам, которые можно назвать волновыми и которые более, чем какие-либо другие, связывают вместе все геологические процессы в их историческом развитии как поверхностные, так и внутренние.

Наконец одновременно утверждается и представление о вертикальном переходе дислокаций от простых наверху к сложным на глубине.

Идея радиальных движений была неудачно сначала связана с изостазией, которая породила учение об астеносфере и о постоянстве материков и океанов. Дарвин своими талантливыми наблюдениями над коралловыми островами поставил вопрос на правильный путь, но лишь в отношении опусканий, которые признавал и Э. Зюсс, недооценивая поднятия и даже отрицая их, как все геологи XIX века, стоявшие твердо, начиная с Эли де-Бомона, на почве контракции.

Среди геотектонических теорий много лет господствующее положение занимала *контракционная теория*, разросшаяся именно благодаря капитальному труду Э. Зюсса (1886 г.) в синтез всех геологических знаний того времени. Появившаяся позднее *теория континентального дрифта*, сформулированная сначала Тейлором (1910 г.), а затем Вегенером (1915 г.), в короткое время приобрела чрезвычайно многочисленных сторонников. Контракционная теория однако еще не вполне утратила свою популярность, и еще находятся защитники ее (см. Нельке, 1932 г.), хотя в настоящее время число геологов, признающих возможность перемещения материков — эпейрофореза, весьма велико (Арган, 1922 г.; Штауб, 1924, 1928 гг.; Дэли, 1926 г.; Гутенберг, 1930 г.; Саломон-Кальви, 1930 г.; Бубнов). Надо сказать, что у широкой публики редкая научная теория пользовалась такой большой популярностью, как теория Вегенера. Однако, как это часто бывает с теориями, пользующимися большой популярностью и известностью, они не подвергаются достаточно серьезной критике, подавляемой кажущимся величием синтеза, таким образом и принцип континентального дрифта начинает приобретать в научном мышлении характер догмы, аналогично контракционной теории, чего разумеется надо остерегаться.

Исходным пунктом для различных теорий, построенных на принципе континентального дрифта является существование первичной коры из сиалического материала, разбивающейся на глыбы (Вегенер) или растекающейся (Гутенберг). Движение таких глыб является следствием вращательных сил (оттекание материков от полюсов, западный дрейф) или же внутриземных эндогенных сил [«течение», по Амфереру (1906 г.), Швипперу (1920 г.) и Хольмсу (1930 г.)]. Между этими глыбами или по краям их корровой и осадочный материал собирался в горные системы с чешуйчатой структурой. Эту школу, следуя Аргану, можно назвать «мобилизмом». Ей можно противопоставить выдвинутый еще Э. Зюссом принцип нарастания материков, принятый также Марселем Бертран (1897, 1890 гг.). Эта последняя школа не признает смещения континентов и может быть названа «фиксизмом». Фиксизм нашел современных защитников в лице Кобера (1921 г.), Стилле (1924 г.), Крауса (1928 г.) и Акселя Борна (1932 г.). Правда взгляды этих ученых на образование материков еще очень расходятся, но это можно сказать и про мобилистов.

Идея нарастания континентальных глыб представляется наиболее разработанной у Кобера (1921, 1928 гг.). Зародышевые континентальные массы

нарастают на протяжении геологических времен путем постепенного приваивания к ним новых поясов горных цепей (орогеновые кольца) и наконец спаиваются в еще более крупные континентальные области. Вместо распада первичной салической коры, как это принимается «мобилистами», учение «фиксистов» признает горизонтальный рост, эволюцию салической коры на протяжении геологических эпох. По мнению Крауса, нарастание происходит за счет материала, получаемого от дифференциации базальтовой (габбровой) основной магмы, которую он называет «сальсима» и которая во время этой дифференциации распадается на «саль» и «сима».

Эти *два течения — мобилизм и фиксизм — являются в настоящее время главными в геологии.*

На основе «мобилизма» возникла попытка свести все движения наружной или верхней части земной коры к тангенциальным движениям (Арган, Штауб), «фиксисты» проводят строгое различие между двумя родами колебаний — эпейрогеническими и орогеническими (Ог, Стилле).

Вместо этих двух понятий Хаарман [25] (1930 г.) ввел понятия *первичного и вторичного тектогенеза,* приняв для этого две различные причины (двупричинное направление). Первичный тектогенез охватывает все вертикальные колебательные движения земной коры, возникающие под действием эндогенных сил, а вторичный тектогенез обнимает движения в верхнем слое земной коры, являющиеся реакцией на силу тяжести для уравнивания первичной разницы в высотах. Первичный тектогенез нарушает статическое или гравитационное равновесие в земной коре, а вторичный стремится его восстановить.

Со времени установления покровного строения Альп и других горных цепей в геологии особенно усилилось стремление все движения земной коры объяснять исключительно тангенциальным давлением (Арган, Штауб, Кобер и др.), причем именно сторонники учения о шариаже являются одновременно и наиболее горячими защитниками контракционной гипотезы. Вертикальные движения поверхности земли при этом рассматривают как результат исключительно бокового сжатия, выжимания. С этой точки зрения между эпейрогеническими поднятиями материков, геантиклинальными горными цепями и отдельными антиклиналями имеются лишь количественные, но не принципиальные различия. Это, так сказать, однопричинный — уникаузальный взгляд на тектонику. Противоположный — бикаузальный — взгляд рассматривает две категории процессов геотектогенеза: одна из них — нарушает равновесие в земной коре, а другая стремится к его восстановлению. Стилле (1924 г.) резко разграничил понятия эпейрогенеза и орогенеза, придав им особое толкование — ундаций и ундуляций, создав вместе с тем строгую систему тектонического канона последовательности и взаимоотношений этих движений. Вместе с тем он выставил определенное количество фаз, которые конечно не исчерпывают всех движений, испытывавшихся в различных частях земной корой. Если количество этих фаз значительно увеличится, а места распространения их будут чередоваться, то мы увидим, что, в сущности говоря, все части земной коры находятся постоянно в том или ином движении, и как орогенез, так и эпейрогенез представляют собой явления, присущие всем частям земли, и регионально лишь чередуются. Мы знаем, что это особенно отчетливо проявляется для четвертичного времени, которое, надо сказать, не нашло своего выражения в схеме Стилле. Большой заслугой Стилле было внесение значительной ясности и точности в терминологию тектоники. Однако чрезмерное увлечение этой стороной ее грозит сделаться вредным и повести к схоластике. Установление большого количества тектонических фаз в значительной мере напоминает увлечение созданием многочисленных видов в палеонтологии, доводящее иногда до абсурда. Другой ошибкой Стилле был именно отрыв явлений орогенеза от эпейрогенеза. В смысле известных поправок к этим ошибкам Стилле можно рассма-

тривать работы Хаармана, главной заслугой которого является признание большого значения вертикальных колебательных движений и установление тесной связи между ними и складчатостью. С другой стороны, Хаарман резко выступил против существующих методов хронологии тектонических движений. «Никогда не появится в тектонике Галилей», — говорит Хаарман, — «который предскажет, где, когда и какое геологическое явление произойдет; существующий геологический критерий времени не может обладать той же точностью, что и физический». Он должен основываться на геологических процессах, преимущественно же на первичных движениях земной коры. По представлениям сторонников контракционной теории эти движения — горизонтальные, с точки зрения же Хаармана — вертикальные, радиальные колебания *(осцилляции)*. Вторичные движения, являющиеся функциями первых, как и окаменелость, могут приниматься за марки времени лишь условно.

Первичный и вторичный тектогенез в противоположность Стилле Хаарман не считает возможным разделять во времени искусственно, выборочно. Следует сказать, что схема эпейрогенических и орогенических движений Стилле основана была по существу на положениях Джильберта, однако с значительным отходом от них. На самом деле как Джильберт на основании исследования области озера Бонневилль, так и позднейшие американские геологи вовсе не проводили столь резкой границы между эпейрогенезом и орогенезом; наоборот, именно американские авторы, благодаря наблюдениям в западной части США и в частности в Калифорнии, определенно высказываются за постоянство, непрерывность и тесную связь тектонических процессов, происходящих иногда даже в чрезвычайно большом масштабе.[1]

Земная кора движется непрерывно, причем во времени нельзя отделить одних движений от других, — так полагает Хаарман. Ритм интенсивности этих движений нам еще неизвестен, хотя несомненно интенсивность эта меняется. С этой точки зрения для геотектогенеза в отношении послеархейского времени позволительно в общем применять принцип актуализма. В настоящее время мы присутствуем при одновременно происходящих первичных тектогенетических поднятиях и опусканиях со всеми сопровождающими их явлениями вторичного характера. Наблюдающиеся несогласия между отдельными свитами могут доказывать начало одних и прекращение других первичных движений только при допущении одного контракционного объяснения тектогенеза. Несогласия лучше объясняются осцилляциями, колебательными движениями, лишь сопровождаемыми вторичными тектоническими явлениями, время проявления которых и определяется этими несогласиями.

Тектонические эксперименты

Помимо чисто теоретического исследования тектонических вопросов и в подкрепление его давно уже производились работы экспериментальные, на которые мы здесь лишь укажем. В зависимости от точек зрения отдельных авторов, эти опыты пытаются разъяснить различные вопросы механизма горообразования; некоторые опыты весьма просты и доступны каждому, другие же требуют довольно сложных специальных аппаратов. Идею о влиянии жестких массивов на складкообразование пытался воспроизвести еще Добрэ [75]: он покрывал желатином шар, надутый воздухом, и затем, за-

[1] Примером может служить например долина св. Иоакима в Калифорнии, где не только происходят крупные перемещения отдельных глыб во время землетрясений, но проходящие горизонтальные нефтепроводы должны непрерывно перекладываться ввиду их смещения как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Здесь горизонтальные смещения одной глыбы относительно другой достигают 5 *см* в год без всяких землетрясений.

ставляя шар сокращаться, получал желатинные складки, подобные складчатым горам. Подкладывая под желатин в разных местах кусочки папки и затем заставляя сокращаться шар, он получал складки в желатиновой коре только там, где не было кусочков папки, над которыми желатин складок не давал; чем более было кусочков папки, тем интенсивнее была складчатость в промежуточных местах. Этот опыт доказывает, что различная интенсивность складок в коре может обусловливаться частными или местными причинами. Последующие сбросы усложняли соседнюю систему складок, вызывая повторную складчатость.

Теория скольжения воспроизводилась на опыте Рейером [*76*].

Основные явления складчатости и шариажей под влиянием горизонтального давления в духе контракционной теории были удачно воспроизведены особыми горизонтальными прессами (над слоями материалов различной пластичности) сначала Каделлем [*77*], а затем Лоэстом [*78*] и особенно Паульке [*79*], Чемберленом [*80*, *81*], а Тула [*82*]—опытами над сморщиванием резиновых мячей. Довольно простым аппаратом Бэло [*83*] подтвердил идеи о сдвижениях коры по пластической зоне отчасти в связи с гипотезами Ампферера и Швиннера.

Очень интересные опыты для объяснения механизма пологих надвигов поставлены Чемберленом [*80*] и Квирке [*84*]. Основной идеей опытов Квирке [*85*], являющихся как бы продолжением подобных же опытов Тула, частью дополнением опытов Чемберлена и Шенарда, было доказать, что деформации земной коры, происходящие с точки зрения автора вследствие контракционного ее оседания, сводового обрушения в силу тяжести, тесно связаны и однозначны с деформациями глубоких зон самого тела земли. Принцип единой земной массы без резкого отграничения «коры» от «тела», проводимого большинством не только старых гипотез, но и таких как дрифтовые (Вегенера и все подобные), магмакратические и др., выдвигался особенно определенно Т. Чемберленом [*86*]. В результате своих опытов Квирке получил некоторую закономерность образования двух взаимно перпендикулярных (экваториального и меридионального) поясов выпячивания—складчатости, на пересечении которых располагаются наибольшие вздутия — поднятия. Главным выводом Квирке является заключение о большой однородности литосферы. В отношении однако этих выводов приходится сказать то же, что и о других подобных опытах: *переносить непосредственно наблюдаемые искусственные деформации резиновых шаров и других аналогичных предметов на геотектонические процессы весьма рискованно, если даже не невозможно, пока не будут изучены свойства упругих и пластичных деформаций горных пород и литосферы в целом методами точных наук.*

Весьма интересны опыты Клооса [*87*], дающие очень хорошие результаты, детально описанные и хорошо изображенные, а к тому же из всех экспериментов самые простые, не требующие сложной аппаратуры.

Пересечение упомянутых основных широтных поясов складкообразования и опоясывающего Тихий океан в глазах Ли представляет собой результат борьбы между океанической и континентальной глыбами земной коры. Ли изучал с помощью особых экспериментов [88] план расположения различных складок.

Эти эксперименты сами по себе, независимо от широких выводов из них геотектонических построений, представляют известный интерес как метод, по своей простоте и дешевизне не требующий никаких особых аппаратов: в качестве материала употребляется намоченная в мыльной воде калька, сминаемая по желанию в различных комбинациях.

Работа Ли, опубликованная в 1929 г., продолжена им в 1933 г.[1] главным образом в смысле анализа напряжений в различных тектонических

[1] Доклад на Геологическом конгрессе в Вашингтоне в 1933 г.

структурах. Этот анализ как над небольшими формами, так и в приложении ко всей поверхности земли приводит Ли к установлению трех категорий тектонических образований: 1) уже упоминавшихся широтных зон складчатости или сморщиваний земной поверхности; 2) геосинклиналей и геоантиклиналей, образующихся по краям континентов или вблизи них; 3) различных форм разлома — растяжения. Все эти три типа образований Ли считает хорошо выраженными именно в Восточной Азии. Он пытается установить взаимные связи происхождения всех этих трех тектонических форм, указывая, что по ненормальному развитию одной из них можно указывать на потенциальное наличие другой и обратно.

Зейдль [*89*], производивший много экспериментов над условиями и характером различных изгибов, скручиваний и разрывов всевозможных строительных материалов и металлов, пытается в ряде работ проводить параллели и аналогии между ними и тектоническими деформациями, распространяя их даже на целые складчатые системы. Последнее вряд ли является удачным, но для детального анализа отдельных деформаций и установления механических закономерностей тектонических форм технически совершенная методика Зейдля представляет несомненный интерес; работы его снабжены большим количеством прекрасных иллюстраций, могущих служить хорошими примерами.

Главным препятствием на пути геологических, особенно тектонических экспериментов было всегда огромное различие между масштабами опыта и природы, не дававшее возможности анализировать опыт точными математическими методами. Ни одна наука пожалуй не далека еще так от проверки своих идей математикой, как геология, чем и объясняются ее теоретические неудачи; хотя и существует мнение о ненужности математического анализа в геологии, но вряд ли оно правильно. Тектонические опыты Клооса [*87*] тем выгодно и отличаются от всех других, что он до известной степени сглаживает резкую разницу масштабов, применяя вещества крайне слабого сцепления, разжиженные пластичные глины, соответствующие поверхностному давлению и малому размеру создаваемых им тектонических форм. Е. Шмидт [*90*], исходя из результатов исследования давления на жесткие и пластичные материалы, сделал попытку проанализировать закономерность системы разломов Европы и в частности Венгерской впадины. В жестких массах (кратогенах) разрывы возникают обычно диагонально (линии Моора) к давлению, а в пластичных (орогенах) поперечно, т. е. по простиранию (см. также выводы Боичева). При смене зон складчатости или их миграции прежние орогеновые районы и деформации переходят в кратогены; при этом тектонические элементы первых могут близко совпасть с наложенными на них разрывами вторых. Тогда-то особенно можно ожидать «оживления старых линий» тектоники, на что еще ранее особенно указывал Швинер, справедливо подчеркивая значение этого явления для сейсмологического анализа. «Старые линии притягивают к себе молодые разломы, когда разница их направлений невелика». Однако часто «залеченные» разрывы оказывают как раз большее сопротивление, чем окружающие части (жилы изверженных пород), и тогда будут рядом возникать новые разрывы. Мид [*91*] предложил совершенно новую методику опытов, особенно хорошо иллюстрирующую результаты растяжения и скручивания, а следовательно — генезис жил, но не дающую явлений обычной складчатости и особенно вертикальных разрезов складок, так блестяще достигнутых Паульке и Чемберленом. Майэ и Блондель однако все подобные попытки считают неудовлетворительными, доказывая это математически.[1]

[1] R. Maillet et J. Biondel. Sur la similitude en Tectonique. Bull. Soc. Géol. de France. 1934. № 6—7. Эта статья весьма интересна как первый критический анализ геологических экспериментов, но не могла быть здесь использована, так как вышла в середине 1935 г., после набора данного курса.

Наконец весьма важна и методика рационального изображения различных тектонических форм в стереографической проекции, разработанная Штахом [*92*], помогающая правильному пониманию их.

Большое значение должно иметь рациональное применение математического анализа к решению ряда тектонических проблем, пока еще почти не развитое, особенно у нас. Кроме небольших работ польской ученой Смолухонской, в сущности в этом направлении ничего не сделано.

Разбирая явления, на первых порах придется их значительно схематизировать. Решения, полученные в условиях упрощенной схемы, можно рассматривать как первое приближение.

Богатый материал геологических наблюдений позволит сделать поверку этих выводов. Наконец многие построения и расчеты могут быть подвергнуты испытанию в лабораторной обстановке.

Сначала естественно заняться вопросом о нарушениях, вызываемых данными силами при тех или иных условиях.

Для примера назовем задачу о деформации осадочной толщи. Имея первоначальную осадочную толщу в горизонтальном залегании, естественно поставить вопрос об изменении характера залегания при действии на толщу вертикальных, горизонтальных или иных сил.

Такая же задача может быть поставлена для складчатости, появившейся в результате первичной деформации осадочной толщи.

Решение задачи о величине и характере деформации, происходящей под действием данных сил, естественно предшествует другой задаче, обратной первой, об определении сил, вызвавших наблюдаемые нарушения. Эта последняя задача представляет особый интерес с точки зрения физической геологии потому, что она дает возможность подойти к силам, действовавшим и действующим в земной коре, и определить те силы, которые произвели наиболее характерные наблюдаемые в ней нарушения.

Обратная задача труднее первой, и разбор первой представляет необходимую стадию решения второй.

И та и другая задачи очень обширны. В них включены и вопросы, связанные с горными цепями, со складчатостью, и вопросы, относящиеся к образованию трещин земной коры. Если мы получим решение той или другой задачи даже не в полном виде лишь для главнейших наиболее интересных с точки зрения физической геологии случаев, то все же ясно, какие богатые перспективы нам открываются. Материал, накопленный в результате долголетних геологических наблюдений, все те изменения на лике земли, которые так тщательно зафиксированы, дадут возможность установить распределение усилий, действовавших в различное время на различных участках земной коры, дадут возможность построить динамическую карту различных геологических эпох. Сравнение этих карт позволит лучше понять динамику земной коры и может быть позволит ближе и лучше представить жизнь нашей планеты.

Возможно, что после такой систематизации геологических наблюдений удастся установить законы, которые позволят делать предсказания и на будущее.

Но каковы бы ни были общие заключения, одно несомненно, что результаты этих исследований чреваты многими выводами практического характера и найдут приложение в вопросах разведки.

Обширность стоящих перед нами задач и многочисленные трудности, с ними связанные, заставляют думать, что полное решение поставленных вопросов есть дело может быть не близкого будущего и что мы не располагаем сейчас всеми теми данными, которые нужны для достижения желаемой цели.

Однако к этим исследованиям больше, чем к каким-либо другим, приложимы слова знаменитого геометра: «если бы человеческая мысль не позволяла ставить задачи, полное решение которых принадлежит будущему, мы может быть не имели бы такого быстрого прогресса науки, который наблюдается сейчас».

§ 60. ПРИЛОЖЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ К ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ[1]

За последние четверть века, а особенно со времени мировой войны 1914—1918 гг., методы прикладной геофизики приобрели громадное значение главным образом для познания скрытых от обычного геологического наблюдения структур. Мы даем здесь самый краткий обзор этих методов в развитие глав II и IX,[2] отсылая интересующихся к специальным руководствам [*108*].

[1] Далее по проф. А. М. Журавскому (см. его доклад в 1931 г. Сейсмологическому институту).

[2] Исторические выдержки взяты из статьи: А. А. Петровский. Развитие геофизических методов разведки. Труды Института истории науки и техники. Сер. 1, в. 2.

Римский писатель Плиний старший (23—79 гг. н. э.) в своем сочинении «Historia Naturalis» рассказывает о том, как некий пастух Магнес прилип гвоздями своих сапог и острием своего посоха к камню и таким образом открыл магнитную руду. Как бы ни был неправдоподобен этот рассказ, с которого в конце прошлого века иногда начинались курсы физики в отделе магнетизма, на него приходится смотреть, как на фантастическое оформление идеи о возможности определять местонахождение некоторых руд по их магнитным действиям.

Во многих сочинениях средневековья можно встретить указания на особый способ поисков подземных вод — применение так называемой «волшебной лозы» (Wünschelrute, baquette divinatoire, divining rod doodle bug). Это — разветвляющаяся на две части веточка орешника, которую нужно было держать обеими руками. Когда человек, державший эту лозу, подходил к месту, где находился источник, свободный конец палочки неудержимо стремился опуститься вниз и таким образом указывал искомое. Волшебная лоза имеет обширную литературу, причем вера в ее чудесные свойства сталкивается с их полным отрицанием; в настоящее время физиологи находят однако ей научное обоснование.

Научная постановка геофизических методов повидимому начинается со второй половины XVIII века изобретением в Швеции горного компаса. Горный компас изобретен около 150 лет тому назад вероятно горным советником Тилас (умер в 1772 г.). Несмотря на примитивность устройства и малую чувствительность, этот прибор способствовал открытию многих месторождений железа как в Швеции, так и в других странах. Так, по заявлению директора Шведского государственного геологического учреждения, Гавелина, одна треть шведских железных запасов открыта с помощью примитивных шведских магнитных методов.

Около этого же времени английский астроном Маскелайн (Nevil Masklyne, 1732—1811 гг.) произвел наблюдения над отклонением отвеса под действием притяжения, оказываемого на него массой горы (см. гл. И), установив *плотность земли.*

Если начало *магнитометрии, гравиметрии и геотермике* было положено уже в конце XVIII века, то *электротермия* естественно могла начаться лишь значительно позднее: в XVIII веке было известно лишь статическое электричество и основным источником являлась электростатическая машина. Возникновение электризации при соприкосновении разнородных тел и сопровождающие его физико-химические процессы были обнаружены только около 1800 г., а действие тока на магнитную стрелку, давшее в руки экспериментатора удобный и чувствительный прибор для обнаружения самого электрического тока, было замечено Эрстедтом только в 1820 г.

Все же исследование естественных земных токов не заставило себя долго ждать. Повидимому в 1829 г. английский горный инженер Фокс пришел к мысли, что руды, находящиеся в естественных условиях залегания, могут развивать электродвижущую силу и создавать в окружающей породе (если только она является проводником) электрический ток. Опыты, проделанные им в медных копях Корнваллиса, вполне подтвердили правильность этого предположения. Нужно заметить, что такие опыты в то время представляли большие трудности, так как физики еще не выработали достаточно удобных чувствительных приборов для измерения тока.

9 февраля 1846 г. член Ирландской академии наук Роберт Маллет представил доклад, в котором высказал мысль *об искусственном воспроизведении землетрясений.*

В этом докладе Маллет предлагает производить взрывы значительного количества пороха под водой на большой глубине и этим вызывать сотрясения. Целый ряд магнитных обсерваторий, снабженных соответствующими приборами, должны наблюдать достигающие до них волны упругости

для того, чтобы по полученным цифрам можно было определять соответствующий породе модуль упругости. Он описывает также и специальный прибор для регистрации времени пробега вертикальной составляющей, горизонтальной составляющей и азимута линии распространения волны [*93*].

Маллет еще не имел перед собой теории распространения волн в земле, которая была разработана только в начале XX века, а потому он надеялся при помощи задуманных им опытов изучить упругие свойства только поверхностных слоев земной коры. Однако он отдавал себе совершенно ясный отчет в громадном значении, которое должны иметь эти эксперименты для научной постановки вопроса. Это видно из первых же слов доклада: «Настоящая работа представляет, по моему мнению, первую попытку ввести изучение явлений землетрясений в разряд точных наук, систематизировать необъятное количество разрозненных, часто разноречивых и плохо наблюденных фактов, которые содержатся в многочисленных рассказах о землетрясениях, и построить на этих фактах при помощи установленных законов высшей механики теорию сотрясений земного шара».

Так было положено начало *сейсмометрии.*

В двадцатых годах XIX века начались систематические магнитные съемки (в частности в Азиатской России; работы Врангеля и Анжу), а в сороковых годах планомерное изучение элементов магнетизма и составление магнитных карт охватили почти все культурные страны [*94*]. Громадный опыт магнитометрических исследований, приобретенный при этих работах, подготовил первые кадры для геофизической разведки, а открытие магнитных аномалий, сопровождавшее эти работы, естественно заставляло искать причину их возникновения. Видную роль сыграла здесь Курская магнитная аномалия, обнаружившая в некоторых местах столь резкие уклонения магнитного поля, что стрелка буссоли перевертывалась почти на 180°. Эти исследования, начатые в 70-х годах [*95*] и продолжающиеся по сие время, привели в конце концов к открытию богатейших запасов железной руды.

Таким образом только в 70-х годах прошлого века магнитометрия заняла то положение, которое она занимает среди всех остальных геофизических методов. Она обязана этим в значительной мере изобретению чисто полевых приборов для точного определения элементов земного магнетизма. Первым из таких приборов является *полевой магнитометр* упсальского профессора Талена, сконструированный в законченном виде в 1879 г. и специально предназначенный для поисков железных руд. Введение этого прибора и его дальнейших видоизменений составило новый этап в истории развития магнитометрии.

Однако магнитометр представлял прибор, сравнительно мало чувствительный, и ограничивал таким образом сферу применения магнитометрии лишь такими рудами, которые имели значительную магнитную восприимчивость. Потребовалось несколько десятков лет для того, чтобы создать такой аппарат, который позволял расширить магнитометрические исследования на слабомагнитные и даже диамагнитные породы, например бурые железняки, соль. Такой прибор был построен только в 1914—1915 гг. германским физиком Шмидтом и носит название *весов Шмидта.*

Промышленное применение гравиметрического метода началось значительно позднее. Только в конце 80-х годов венгерский физик Этвеш начал свою работу по разработке точного и чувствительного аппарата для измерения вариаций силы тяжести. Эта работа опубликована в 1896 г. и дает изложение теории и конструкции двух родов приборов: один из них измеряет непосредственно функцию $g\left(\frac{1}{p_1}-\frac{1}{p_2}\right)$, где g есть ускорение силы тяжести, а p_1 и p_2 — два главных радиуса кривизны изопотенциальной поверхности силы тяжести в данной точке пространства, и назван им *ва-*

риометр кривизны (Krümmungsvariometer); второй прибор дает непосредственное изменение величины горизонтальной составляющей силы тяжести и назван им *горизонтальный вариометр* (Horizontalvariometer).

В течение промежутка времени с 1901 по 1912 г. Этвеш обследовал при помощи своих приборов Венгерскую равнину, а вскоре по окончании мировой войны гравиметрия стала быстро распространяться в Европе и в Северной Америке, особенно при поисках соляных куполов, служащих руководящими признаками, указывающими на присутствие нефти.

Несмотря на чрезвычайно высокую чувствительность (вариометр Этвеша отмечает величину градиента силы тяжести, равную 10^{-9} CGS единицы; эту величину условились называть этвеш), а также на весьма тщательно разработанную конструкцию, вариометр Этвеша есть все-таки лабораторный прибор, только приспособленный для возможности применения в поле. Чрезмерно большой вес и объем, а также медленность работы (в течение рабочего дня снимается 3—4 точки) делают гравиметрический метод часто нерентабельным и ограничивают сферу его применения теми случаями, где невозможно использовать другие, более дешевые и быстро работающие методы.

Для больших площадей изучения региональных гравианомалий применяются маятники разных типов (например новые маятники Вейнинг-Мейнеса и особенно Лежэ).

Наибольшее отставание обнаруживает *геотермика*. Несмотря на более чем столетнюю давность, она не выработала каких-либо оригинальных приборов и не получила широкого распространения, а скорее представляет добавочный метод, в некоторых случаях присоединяемый к другим методам исследования. А между тем в дальнейшем геотермическим исследованиям должна принадлежать видная роль, например в вулканических областях или в районе вечной мерзлоты.

Началом настоящего промышленного применения электрометрии постоянного тока надо считать лишь примерно 1910 г. (работы французского профессора Шлюмберже), а применения электрометрии переменного тока — 1918 г. (работа шведских инженеров Лундберга и Зундберга).

Несмотря на то, что применение *электрометрии* началось совсем недавно, она быстро завоевала себе широкое поле деятельности, выработала многочисленные варианты работы и своеобразную аппаратуру. Некоторые из электрометрических приборов, например приборы Шлюмберже для разведки при помощи постоянного тока, можно считать стандартизованными, но большинство аппаратуры изменяется и совершенствуется с каждым годом.[1]

В 1933 г. Шлюмберже сделал очень интересные наблюдения относительно связи между формой облаков на небольшой высоте до 1 000 *м* в моменты их формирования или расхождения и региональной тектоникой. Эти наблюдения производились в Вевре, где выходы юрских пород, связанные с ними формы рельефа, лесные зоны и основные гидрографические артерии расположены в общем меридионально или с ССЗ на ЮЮВ. Шлюмберже наблюдал при слабом западном или северо-западном ветрах образование утром при хорошей погоде облаков типа кучевых на высоте 800—1 000 *м*. Первоначально это были очень тонкие облака длиною от 10 до нескольких десятков километров и шириною от 1 до 6 *км*, на которые потом накладывались настоящие кучевые облака, вытеснявшие первые слоистые. Расположение этих последних, не находясь ни в каком соотношении с орографией местности, было ориентировано на СВ 50° и, во-первых, параллельно к общему прости-

[1] Доклад в заседании Французского геологического общества 28 мая 1934 г.

В кровле и стенах одной английской каменноугольной шахты заложены микрофоны. Они улавливают малейшие тектонические движения, происходящие в толще угля или заключающих его горных пород, и передают через усилитель и репродуктор всем работающим в шахте, предупреждая их о возможности обвалов.

ранию юрских сбросов, выходящих в Вевре, и в особенности к их предполагаемому продолжению — глубоким палеозойским сбросам бассейна Саар-Лотарингия; во-вторых, параллельно оси отрицательной местной магнитной аномалии (вертикальной составляющей).

Шлюмберже полагает возможным объяснить расположение облаков местной концентрацией ионов, исходящих быть может благодаря очень сильной радиации по линиям глубинной тектоники. Подобные же наблюдения были сделаны в Эльзасе над границами разрывов низких облаков зимой. Так например некоторые из этих границ были совершенно правильного прямолинейного очертания на протяжении нескольких десятков километров с общей ориентацией па СВ 35° и шли параллельно с направлением больших разломов Вогез и Шварцвальда, пересекая Рейнский грабен.

Эти наблюдения с геологической точки зрения быть может дадут возможность экстраполировать или соединять на большом протяжении основные линии глубинной тектоники, тем самым помогая интерпретации магнитных аномалий, — во-первых, и во-вторых, могут помогать объяснению некоторых морфологических элементов, иногда разъединенных скал (как в данном случае это было замечено), погруженных меандр, не имеющих видимой связи с поверхностной тектоникой, но вызванных приспособлением эрозии к глубинной тектонике.

Еще позднее вошел в промышленность сейсмический метод. После опытов Маллета не раз производились эксперименты с целью определения скорости распространения волн упругости (Пфафф в Германии в 1873 г., Аббот в США в 1878 г.), причем иногда получались необъяснимые разноречивые результаты.

Поворотный пункт в этом деле представляет классическая статья германского сейсмолога Вихерта, появившаяся в 1907 г. В этой статье, кроме ряда общих вопросов (о распределении масс в земном шаре, о теории распространения волн упругости и их отражении), Вихерт дал подробную теорию распространения продольных и поперечных волн в сфере, в которой плотность и упругость изменяются непрерывно в зависимости от расстояния от центра (но не зависят от других координат). Непосредственным следствием этой теории явилась возможность выделения при помощи записи на сейсмографе отдельных видов приходящих к нему волн (продольные, поперечные, поверхностные и различные комбинированные из этих трех видов волн). Теория Вихерта и легла в основу всех дальнейших применений к разведке сейсмического метода.

Впрочем первое применение сейсмического метода, патентованное в США Фессенденом в 1917 г. и заключавшееся в наблюдении прямых и отражеиных волн при помощи аппаратов, помещавшихся в буровых скважинах, не получило большого распространения, но зато весьма ценным оказался прием, патентованный в 1919 г. проф. Минтропом, давший возможность быстро, просто и достаточно точно находить глубину залегания отражающего слоя.

За последние полтора десятка лет сейсмометрия нашла непосредственное применение в геолого-разведочном деле, разработав специальную методику исследования самых верхних слоев земли, прямо или косвенно интересующих геолога-разведчика. Это направление сейсмометрии оформилось в настоящее время в самостоятельную дисциплину — сейсморазведку с особой специфической аппаратурой и приемами исследования. Основные закономерности, установленные в общей или, как иногда говорят, глубинной сейсмологии и сейсмометрии, остаются в силе и здесь. Главное отличие глубинной сейсмологии и сейсморазведки заключается в резком изменении масштабов энергии, расстояния и времени.[1]

[1] Стр. 868 составлена Н. В. Вешняковым.

В сейсморазведке источником энергии является взрыв небольшого количества взрывчатого вещества (чаще всего аммонала). Этот взрыв возбуждает в почве упругие колебания, которые распространяются по обычным законам, общим с глубинной сейсмологией. Так как момент взрыва (начало землетрясения) и его координаты заведомо известны, то определение подземного строения приобретает совершенно определенный и сравнительно легко разрешимый характер.

Сравнивая определенные сейсмическим методом скорости распространения упругих колебаний с результатами лабораторных и специально поставленных полевых опытов (см. табл. 83), можно получить представление о составе скрытых под земной поверхностью пород. Конечно при этом сообразуются с общегеологическими представлениями о строении данной местности.

Таблица 83

Скорость v продольных волн в различных горных породах

Название породы	v км/сек
Гранит	6,5—8
Кристаллические породы (доломит, ангидрид)	5—7
Каменная соль	4,5—5,5
Гипс	3,5
Мергель, твердые глины	3,2—3,8
Песчаник	2,4—2,8
Мел	2,2
Глинисто-песчаная толща	1,8—2,1
Глины	1,8—2,8
Песок	0,8
Аллювиальные наносы	0,6
Ледниковый лед	3,1
Известняки	4—5
Каменный уголь	3,8—4,0
Кварциты	5,5—7

Здесь был освещен только простейший случай разведки одного слоя, параллельного земной поверхности. В настоящее время разработана и практически освоена сейсморазведка сравнительно сложных геологических структур, как то: многослойных, наклонных, несогласно залегающих слоев, куполов, сбросов и т. п.

В последние годы большое практическое значение приобрело использование отраженных волн. Главное преимущество применения этих волн заключается в экономии взрывчатого вещества, что возможно благодаря малому в этом случае разносу между взрывом и сейсмографом. Однако использование одних отраженных волн целесообразно только в тех случаях, когда хотят детальнее проследить только какой-либо определенный горизонт, так как о подстилающих породах отраженные волны не могуть дать сведений.

Ондометрия есть использование электромагнитных волн для целей разведки. Условия возникновения и свойства этих волн найдены теоретически Максвеллом в 1864—1865 гг., экспериментальное подтверждение их существования, а также и подтверждение всех указанных Максвеллом свойств этих волн дал германский физик Герц в 1889 г., а первый технический прибор для улавливания этих волн был построен только в 1895 г. русским физиком А. С. Поповым. Вполне естественно, что первые мысли о возможности применения электромагнитных волн для горной разведки появились только в начале текущего столетия.

Ондометрия представляет совершенно необходимое дополнение к электрометрии. Электрометрия требует, чтобы породы обладали некоторою проводимостью, позволяющей пропускать в почву ток достаточной силы, и отказывается служить разведчику-геофизику там, где проводимость оказывается слишком мала.

Ондометрия же, наоборот, лучше всего применима в непроводящих породах. К таковым можно причислить сухой песок, лед, соль и т. п. Поэтому ондометрии предстоят широкие перспективы в пустынях Средней Азии и в области вечной мерзлоты.

Почти одновременно с ондометрией появилась и *радиометрия*. В основе ее лежат явления радиоактивности, открытые впервые в урановых соединениях французским физиком Беккерелем в 1896 г. Как теперь установлено, сущность этих явлений состоит в распаде атомов материи, причем она превращается в новое вещество, часто также радиоактивное, т. е. подвергающееся дальнейшему распаду. Распад сопровождается испусканием в пространство так называемого радиоактивного излучения, состоящего из трех сортов: α-лучи, представляющие ионы гелия, следовательно заряженные положительно; β-лучи, представляющие электроны, следовательно заряженные отрицательно, и γ-лучи, представляющие электромагнитные волны необычайно малой длины ($\lambda < 10^{-8}$ *см*). Общее свойство, по которому узнаются все эти излучения, состоит в их способности ионизировать воздух, т. е. делать его проводящим — это дает возможность применить для обнаружения радиоактивных веществ электрометр, который под действием указанных излучений начинает быстро терять свой заряд; скорость потери этого заряда и служит мерой интенсивности наблюдаемого явления.

Контакт радиоактивности с геофизикой возник в 1901—1902 гг., когда германские ученые Эльстер и Гейтель открыли присутствие в воздухе радиоактивного газа — так называемой эманации, а Резефорд и Кук установили, что воздух кроме того пронизан V-лучами.

Так как радиометрия, как и магнитометрия, основывается на специфическом свойстве, присущем в заметной степени сравнительно немногим веществам, то сфера применения ее в настоящее время еще очень ограничена (радиевые месторождения, целебные источники).

Итак для геолого-разведочных целей теперь, при благоприятном соотношении физических свойств и при благоприятных структурных формах геологических сред, геофизически возможно разрешение нижеследующих задач в части геологического картирования:

1. Определение мощности рыхлой толщи, в частности наносов, и одновременно выявление рельефа коренных пород.
2. В особо благоприятных случаях — определение глубины залегания отдельных горизонтов и литологическая характеристика пород по геофизическим данным.
3. Определение мощности простирания и падения наклонных круто падающих геологических сред.
4. Определение местоположения и исследование элементов складчатости: антиклиналей, синклиналей и куполов.
5. Выявление массивов изверженных пород среди толщи осадочных.
6. Примерное определение форм интрузии и элементов залегания.
7. Прослеживание контактовых зон: контактов изверженных с осадочными, а также кислых и основных изверженных пород.
8. Выявление зон нарушений: зон разломов, трещин, плоскостей сбросов, сдвигов и надвигов.
9. Выявление водных горизонтов на глубине.

Разрешение перечисленных основных задач в различных случаях возможно или отдельными геофизическими методами или в сочетании отдельных методов применительно к формам и физическим свойствам изучаемых

геологических сред, но во всех случаях в теснейшей и органической увязке, совершенно неотделимо от геологической части процесса исследований.

В отношении регионально-тектонических исследований наибольшее значение приобрела сейчас гравиметрия (маятниковые наблюдения), хотя геологическая интерпретация ее данных не только еще несовершенна, но часто весьма противоречива. Тем не менее мы приведем некоторые примеры таких исследований в соединении с другими геофизическими методами.

Мы видели (гл. II), что из всей уже накопленной массы гравиметрических наблюдений вытекает, что величина силы тяжести на возвышенностях ниже нормальной, а на низменностях и над океанами — выше, или, как принято говорить, — в первых *дефект*, а во вторых — *избыток массы*.

Обобщая отдельные элементы рельефа, скорее можно говорить теперь о дефекте масс в материковых частях земной поверхности и избытке масс в океанических ее частях.

Из этого вытекает весьма важное заключение о равновесии между возвышенностями и впадинами земли, приведшее к развитию теории изостазиса (см. гл. IX).

Вопрос о причинах такого неравномерного распределения силы тяжести, помимо вышеуказанных наведений Фая, Гельмерта, Слудского. Пфаффа, Лейпольда, Швейцера, Пиляра, Рато, Рудольфа и др., трактуется еще со следующих геологических точек зрения. Признавая зависимость дефектов и избытков массы от различной плотности соответственных участков земли, Мессершмидт [*96*] считал возможным приурочить эти различия плотности лишь к верхним ее частям, и никак не глубже 200 *км*.

Гораздо ранее А. Гейм [*97*], исходя из своих представлений о складчатом горообразовании, полагал, что в результате его сминаемые части литосферы, перегружаясь, опускаются, выдавливая в стороны подстилающие их части барисферы; таким путем происходит замещение более легким веществом тяжелого под горными странами, и эти части земной поверхности обнаруживают поэтому «дефект массы».

По той же причине, согласно Гейму, грабены, зоны опускания, должны обнаруживать дефект масс, а горсты, зоны поднятий — избыток их. Эти же взгляды развиты Геймом и в новейших его работах [*97*], в которых он разбирает распределение силы тяжести в Швейцарии в связи с ее геологическим строением на основании чрезвычайно точных гравиметрических работ Геодезической комиссии Швейцарского о-ва естествоиспытателей. На карте, составленной этой комиссией, видно, что на всем пространстве альпийской складчатости между Шварцвальдом и верхнеитальянскими озерами имеется дефект масс, с максимумом в верховьях Рейна и Роны (до 1 600 *м* условной мощности пород в 2,4 уд. веса), тогда как в области смытого древнего массива (горста) Шварцвальда и у Локарно (в районе корней альпийских перекрытий) — избыток масс. Интересно, что на южном склоне изменение от минуса к плюсу происходит гораздо резче, чем к северу, что вполне соответствует несимметричному строению Альп в современном его объяснении (см. гл. IX).

Деке [*98*], исходя также из связи силы тяжести с горообразованием, пришел к несколько иным выводам. Он придает главное значение степени сжатия пород вследствие динамометаморфизма в области горстов и грабенов интенсивной радиальной дислокацией. Породы дна океанов и материковых впадин также должны находиться вследствие опускания в сильно уплотненном, а следовательно более тяжелом состоянии. Простая же складчатость, по мнению Деке, скорее разрыхляет породы, и в областях ее преобладания, особенно молодых, вероятен дефект масс. На возможность констатирования новейших тектонических перемещений как будто указывает значительное отклонение данных гравиметрических наблюдений 1904 г. против 1874 г. в предгорьях Гималаев [*99*].

Ольдгэмом [*100*] указано, кроме того, что между 63 и 69° в. д. в Центральной Азии аномалия силы тяжести положительная, а между 69—73° в. д. отрицательная.

Для Северной Америки составлены также гравиметрические карты [*101*], не обнаруживающие пока столь ясной связи с геологическим строе-

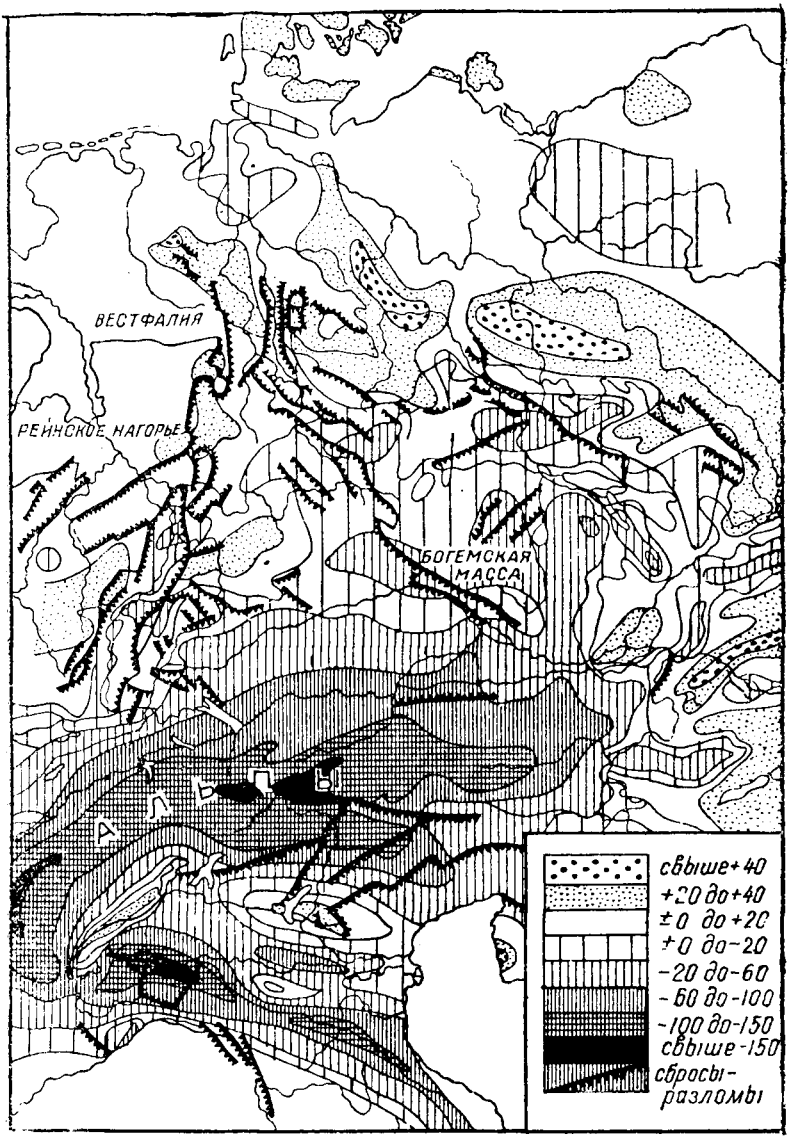


Рис. 618. Карта распределения аномалий силы тяжести в альпийской системе, по Коссмату.

нием, как в Швейцарии и Баварии; более отчетливо отражаются лишь дефектом масс складчатые полосы Аллеган и Кордильер, а избытком — древний массив Скалистых гор, побережье Атлантического океана и Флорида. Взгляды Гейма получают однако все большее признание в последнее время; к ним же присоединяются В. Пенк [*102*] и Коссмат [*103*].

Коссмат, исходя из распределения силы тяжести в Восточных Альпах, обобщает свои взгляды в полном соответствии с Геймом по отношению

ко всей Средиземноморской области, давая карту «изаномалий» Средней Европы (рис. 618), и даже ко всему восточному полушарию. Некоторые части тектонического плана Европы (см. гл. IX) трактуются Коссматом при этом совершенно иначе, чем до сих пор; так например арморикапская складчатость, по его мнению, не продолжается через Атлантический океан на запад, но, круто изгибаясь, переходит в испанскую Мезету и Марокко. Смелая теория Вегенера также основана на различии силы тяжести под океанами и материками, объясняемом различием в плотности материала, слагающего соответственные части литосферы.

При современном геологическом объяснении аномалий силы тяжести обыкновенно применяется принцип действующего внутри земли гидростатического давления, как гипотеза, стремящаяся объяснить распределение материалов различной плотности в земном теле. Помимо вертикальных изменений этой плотности, несомненно надо учитывать и изменение ее в горизонтальном направлении. Как выше сказано, изостазия не является основной причиной тектогенеза, и роль ее лишь второстепенная. Но существу изостазия, так сказать, враждебна горообразованию, и если вообще существует, то стремится лишь сравнивать, аннулировать его результаты; орогении происходят скорее именно вопреки, а не вследствие изостазии.

Верхние части земной коры вообще не определяют характера аномалий; в противоположность часто высказываемым мнениям мы имеем низменности, заполненные легкими, рыхлыми отложениями, как например Венгерская или Паннонская, над которыми наблюдаются положительные аномалии, т. е. избыток масс, между тем как над тяжелыми плотными древними кристаллическими породами Фенноскандии и других подобных мест наблюдаются аномалии отрицательные. Это парадоксальное на первый взгляд положение легко объяснить, если причины аномалий искать глубже, в более глубоких горизонтах земной коры. Например общий избыток масс Альп можно объяснить (по Коссмату), во-первых, влиянием связанных в одно целое с хребтом краевых впадин, держащих, образно выражаясь, хребет подобно плавательному поясу и выше того уровня, на котором он находился бы в силу изостатической компенсации самостоятельно, иначе говоря, в данном случае имеется изостатическое уравновешивание не одного только хребта, а всего захваченного данной орогенией комплекса, т. е. хребта вместе с прилегающими к нему краевыми впадинами. Возможно второе решение того же вопроса в том смысле, что весь комплекс еще не компенсирован вследствие естественного отставания изостатического уравновешивания от орогенического процесса. Не только Альпы, но и некоторые другие складчатые системы также обнаруживают общий избыток силы тяжести, тогда как отдельные их части могут обладать дефектом масс или аномалийностью отрицательной. Роль внешних краевых впадин, окаймляющих складчатые молодые хребты, была особенно оттенена Коссматом, который назвал их геосинклиналями второго рода, не имеющими конечно ничего общего по существу с настоящими геосинклиналями. В этих краевых впадинах, обязанных своим происхождением тому же процессу смятия, как и складкообразование, создавшее самые хребты,[1] если рассматривать их отдельно от хребтов, движение совершается в противоположном направлении, какое можно было бы ожидать для изостатической компенсации, т. е. эти впадины являются парадоксальными, а не закономерными. Мы имеем нередко еще более парадоксальную картину, когда низкие, заполненные большой мощности рыхлыми молодыми отложениями впадины или равнины обладают отрицательной аномалией силы тяжести, тогда как значительные, возвышающиеся над ними горные массивы,

[1] Бухер и А. Архангельский считают их, наоборот, зонами растяжения, опускания и заполнения.

сложенные вулканическими породами, также обладают отрицательными аномалиями.

По существу геологических элементов здесь на первый взгляд имеются противоречия, но детали этого различия выясняются только при подробном геологическом анализе. Изостатическое давление хребтов не следует представлять себе как происходящее однородно в целом; вернее при этом процессе осадки горных сооружений, как это например доказано для Альп, происходят местные изгибы и дифференциальные движения, как отзвуки происшедшей орогении. Ширина краевых впадин и величина дефицита их масс прямо пропорциональны величине соответствующих складчатых комплексов, т. е. соответствуют бо́льшему или меньшему подмятию впадины хребтов. Так например северная краевая зона Альп (молассовая) имеет ширину от 100 до 120 *км* в среднем, тогда как Индо-гангская впадина достигла 300 *км* ширины. Вместе с тем однако всегда следует помнить, что величины аномалий в низменностях и горных хребтах не вполне сравнимы между собой, так как они чаще зависят от влияния местного рельефа и близости склонов хребта. Переход от низменности Ганга к краю хребта Гималаев, например, очень резок, от —47 до +5, причем наибольшая величина дефицита наблюдается на самом крае, т. е. у подножия хребта, что подтверждает вышеуказанную идею захвата впадин хребтами, так сказать, их тесного сочленения (см. в конце этого параграфа мнения Глинни). Основные гравиметрические профили предгорий и склонов Гималаев вполне соответствуют принципиально таковым же через Альпы и молассы, а также восточному склону Скалистых гор в Северной Америке. Наблюдается и обратная картина, т. е. области с избытком масс (с положительной гравианомалией), например как Тирренская и Венгерская впадины, захватывают края прилежащих хребтов.

Области некомпенсированные естественно должны быть вместе с тем и сейсмичными (так например Фергана с ее отрицательной аномалией силы тяжести до 200 представляется весьма сейсмичной областью). В Фенноскандии замечательно полное отсутствие связи между распределением землетрясений и геологическими границами и системами дислокаций. Последние простираются преимущественно на СЗ, тогда как сейсмические линии ориентированы на СВ. Это указывает на зависимость сейсмичности скорее от общих движений всей массы, т. е. именно от движений эпейрогенических. Сейсмические районы приурочены к побережью как Норвегии, так и Швеции, совпадая с осью наибольшего эпейрогенического поднятия, а наиболее дислоцированные тектонические области, как например район озера Меларн, являются как раз несейсмичными. Новейшие измерения современных поднятий указывают па годы повышенного движения (1902, 1904, 1907, 1909 гг.), которые вместе с тем совпадают и с повышением сейсмичности. Области больших современных отложений не проявляют однако ясной связи с сейсмичностью, но области современных опусканий в низовьях Миссисипи западнее Нового Мадрида, все более заболачиваемые, начиная с 1911 г., ритмически через 40—50 лет подвергаются сильным землетрясениям. Область эта обладает площадью до 2 000 000 $км^2$.

Важным теоретически является вопрос — господствует ли вообще региональная компенсация в земной коре или местная? Это полностью зависит от вероятной степени эластичности земной коры. Американские авторы, особенно геодезисты (Хейфорд и Бови), принимают эту эластичность весьма малой, т. е. допускают компенсацию чрезвычайно малых площадей уже в 18,8 *км* радиусом. С другой стороны другие авторы (Хельмерт и др.) принимают величину возможных площадей компенсации не менее нескольких сотен километров в поперечнике. Следует сказать, что геологические и гравиметрические данные вообще говорят именно за региональную компенсацию больших пространств.

Анализируя имеющиеся в настоящее время гравиметрические данные

по методу Коссмата, мы видим, что взгляд на изостазию, высказанный в свое время Эри, более правилен, чем взгляд Пратта, который для геолога вообще неприемлем.

Одной из первых была подвергнута гравиметрическому анализу область Фенноскандии. Ее гравианомалии, в общем отрицательные, были поставлены в причинную зависимость от четвертичного оледенения в том смысле, что во время наличия этого оледенения, мощность которого могла достигать нескольких тысяч метров (современные ледники Гренландии достигают 2 000 *м* слишком), Фенноскандия опустилась вниз под тяжестью льда. В дальнейшем, после стаивания льда и исчезновения этой впадины, вся Фенноскандия стала выпучиваться, поднимаясь в виде одного целого с большой амплитудой в средних частях, где были бо́льшие скопления льда. Эта идея была еще высказана в 1865 г. Джемиссоном. Гейер в 1910 г. высказал другой взгляд, приписывая поднятие Скандинавии опусканию прилегающей части севера Атлантического океана, так называемого Скандика. В настоящее время Борн и другие возобновляют однако прежнюю идею Джемисона, так называемую онерарную гипотезу, указывая, что если бы выпучивание, т. е. поднятие Скандинавии, обусловливалось опусканием прилегающей части Скандика, то это поднятие вызывалось бы притоком, избытком тяжелых масс, которые дали бы положительную аномалию, а не отрицательную. Наблюдение гравианомалий таким образом приобретает очень важное значение также для познания новейших геологических движений земной коры, как в Северной Европе, так и в Центральной. Мы знаем, что в Шотландии центр оледенения был, судя по последним поднятиям, на Гебридах. Указанное Шмидтом опускание северной Франции также представляется с этой точки зрения логичным, как опускание области оттока покровных масс на север под Фенноскандию (см. также работы А. Пенка). Точно так же новидимому подвергавшемся четвертичному оледенению полуострове Лабрадор имеются еще невыравненные дефициты силы тяжести, хотя обстоятельные наблюдения здесь к сожалению еще не произведены. Заполнение нижних частей альпийских долин ледниковыми отложениями, озерными и речными, также возможно только при допущении значительного опускания в ледниковое время части Альп (Пенк и Ампферер) и последовавшего поднятия отдельных частей. Эти колебания связываются с оледенением Альп, но они естественно отстают во времени от оледенений. В пользу тех же соображений говорят следы высокого стояния уровня послеледниковых озер (озера Берн, Цюрихское, Боденское и др.). Так у Боденского озера это превышение достигает 0,4%, а у Бернского — 0,5%. Все это вместе доказывает, что даже сила альпийского смятия, а следовательно, согласно нашим представлениям, и утолщение данной части земной коры не лишили ее большой подвижности. В ряде других мест мы имеем данные подобного же порядка. Так на Шпицбергене наблюдаются послеледниковые долины-террасы до 140 *м* над уровнем моря, на земле Франца-Иосифа — до 40 *м*, на Новой Земле — до 300 *м*. Подобные же факты отмечаются и в южном полушарии. Важно в пользу такого толкования террас, вопреки представлениям об изостатических колебаниях самого уровня океана, что поднятие испытавших оледенение областей совершалось и совершается неодинаково.

В общем колебания были пропорциональны величине мощности оледенения. При этом поднятие происходило часто не непрерывно, а скачками, причем амплитуда отдельных фаз становилась все меньше, как это видно например на Лабрадоре.

Анализируя геологические условия районов гравианомалий восточнее Скалистых гор, в США, приходим к следующим выводам (Дэвид Уайльд).

1. Области выходов докембрия имеют положительную аномалию, причем наибольшие — вблизи особых поднятий.

2. Породы особо тяжелые оказывают влияние на аномалию.

3. Общее расположение аномалий как положительных, так и отрицательных находится в соответствии с геологическим строением, в особенности — с тектоническими линиями.

4. Отрицательные аномалии характерны для синклиналей с накоплением осадочных пород свыше 1 000 *м* мощности, и чем больше эта мощность, тем больше аномалия.

5. Геологические факторы, влияющие на аномалию, лежат неглубоко — до 8 000 *м* и в пределах 5 000 *м*, т. е. повидимому все аномалии компенсированы, и следовательно равновесие земной коры оказывается больше, чем это представляется.

Для Фенноскандии помимо уже сказанного за последнее время высказан ряд суждений (Борн, Рейх, Швиннер), основанных на опубликованных в 1930 г. обширных финляндских гравиметрических наблюдениях (Пезонен). Тут наблюдается некоторая связь положительных аномалий с полосой пегматитовых пород древнеархейской складчатости, но наряду с этими местными аномалиями главное значение имеют повидимому все же региональные (колебательные) движения. Важность наблюдений в Финляндии обусловлена именно тем, что здесь с архейского времени, как известно, орогенические движения не имели места. Швиннер полагает, что финляндские изогаммы характеризуют тектонику южной Финляндии и, исходя из этого, считает возможным говорить о том, что они продолжаются далее на юг под Русскую плиту, т. е. высказывает предположение, что карелиды одной ветвью уходят под Нижнюю Двину, а другой — сигмоидально изогнуты севернее Ильменя в районе Вышнего Волочка. Намечается соединение дугой юго-западной оконеч-

ностн Финляндии через Эстонию, район Двины, со скифским валом. К близким выводам пришел Архангельский.

Вопреки Борну, Швиннер считает, что связь между изогаммами и четвертичным поднятием почти неуловима. Однако последние наблюдения советских ученых скорее подтверждают мнение Бориа. Из данных Очаповского (1934 г.) по Карелии вытекает близкое совпадение нулевой изогаммы с нулевой изоанабазой.

Для решения этих спорных и весьма важных с точки зрения познания всей тектоники нашего севера вопросов необходимы дополнительные гравиметрические наблюдения прилегающих районов.

Анализируя распределение аномалий силы тяжести в пределах СССР (рис. 619), мы видим, что Главный Кавказский хребет, Куринско-Рионская низменность и горы Малого Кавказа характеризуются такими же резкими отрицательными аномалиями силы тяжести, какие свойственны молодым альпийским цепям Средней и Западной Европы. В такой же степени мы имеем, даже еще значительно больше, отрицательные аномалии для всего складчатого молодого комплекса Памира и Алая. В области, прилегающей к северному побережью Черного моря, намечается полоса положительных аномалий, как бы

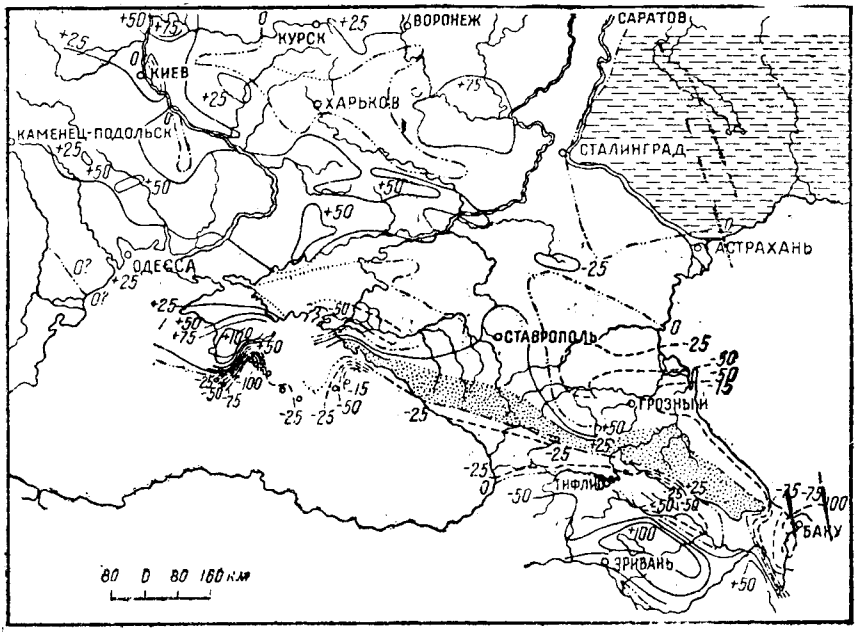


Рис. 619. Гравиметрическая карта юга Европейской части СССР, по Архангельскому.

Точками показан Главный Кавказский хребет; *прерывчатой штриховкой* — северокаспийская депрессия; *различные линии с цифрами* — изогаммы.

продолжение к В той полосы избытка масс, которая характеризует в Средней Европе зону древнегерцинского массива. Крупное положительное значение характеризует также Уральский хребет, к В и З от которого намечаются полосы отрицательного значения аномалий.

В 1924 и 1931 гг. А. Архангельским был дан анализ распространения аномалии Буге на пространстве Европейской части Союза. Он пришел к выводу, что отрицательное значение приурочивается в Северной Европе к Балтийскому щиту в той местности, где докембрийские породы залегают сравнительно неглубоко под поверхностью. В северо-западных частях щита господствует отрицательная аномалия, а юго-западные характеризуются положительной аномалией. Благодаря такому чередованию возникает полосовое распределение положительного и отрицательного значений. Полосы эти имеют направление с СЗ на ЮВ. Новейшие выводы Архангельского были в противоположность первым основаны не на аномалиях Буге, но на значениях полных аномалий, которые, по мнению Архангельского, точнее передают структуру земной коры, что однако не может считаться доказанным. Исходя из этих новых сопоставлений, мы видим, что все послекембрийские горные образования независимо от их возраста характеризуются крупными положительными аномалиями силы тяжести, величина которых превышает 50 единиц третьего знака и достигает даже ста. Не менее отчетливо проявляется аномалия силы тяжести в районах молодых прогибов земной коры (отрицательные величины). Ясно вырисовываются области

опускании в Закавказье, в северном Предкавказье, в районе Азербайджана, в западных частях Кубани, в Прикаспийской полосе и другие. В районе Ставропольского плато, где древний фундамент приподнят, отрицательная аномалия сменяется положительной. В северной Украине и в ЦЧО вырисовывается полоса отрицательных аномалий, соответствующая Окско-русской впадине, которая отделяет Воронежский докембрийский район от Азовско-подольского кристаллического массива (рис. 619).

Ряд разрозненных редких наблюдений вдоль нижней Волги в районе Урало-эмбенском дает основание подозревать район больших отрицательных аномалий в области Прикаспийской впадины. В средней и западной частях Азовско-подольского массива аномалии имеет направление ССЗ, а в восточных принимает меридиональное простирание. Что эти изменения находятся в теснейшей связи с тектоникой, Архангельский выводит из того факта, что магнитная аномалия, связанная с железорудными кварцитами, имеет в восточных частях Азовско-подольской группы не северо-западное, а меридиональное простирание.

Весьма ценный материал по изоаномалиям Восточной Европы получен в течение самого последнего времени и позволяет убедиться, что в Восточной Европе впадины так же характеризуются отрицательными аномалиями, как и в Западной. Благодаря этим аномалиям совершенно отчетливо выступают Южно-русская, Днепровско-донецкая впадины, Предкавказская, Закавказская или Куринско-рионская, а вдоль западного склона Южного Урала намечается существование Предуральской впадины.[1]

Отрицательные аномалии распространяются также на котловину Каспийского, Азовского и Черного морей, а также на районы восточного и западного погружений Главного Кавказского хребта.

Мы уже говорили, что при разрешении многочисленных основных проблем, связанных с эволюцией земной коры, геология Нидерландской Индии, благодаря особому геотектоническому положению последней, открывает широкие возможности: здесь встречаются молодые горные системы альпийского и тихоокеанского типов; здесь Австралийский и Азиатский материки приближаются друг к другу в смысле «мобилистов» или они же нарастают и спаиваются в смысле «фиксистов»; горообразование находится в активной стадии, сопровождаемое проявлениями вулканизма, землетрясениями и нарушениями изостатического равновесия, что дает ценный материал для суждения о процессах, сопутствующих горообразованию на глубине.

Не удивительно поэтому, что все геотектоники всегда возлагали надежды на Малайский архипелаг, а голландские ученые занялись в последние годы его изучением в геотектоническом и геофизическом отношениях. Результаты их исследований вкратце изложены ниже.

Соответственно вышеуказанным направлениям нидерландские геологи и геофизики являются сторонниками двух течений: к группе «мобилистов» принадлежат: Венинг-Мейнес (поддерживаемый Эсхером и Умбгрове) и Смит Сибинга, представителем же «фиксистов» является Ван Беммелен.

В 1930 г. Венинг-Мейнес[2] установил в Индийском архипелаге присутствие зоны отрицательных аномалий силы тяжести, ограниченной областями положительных аномалий. Ширина этой зоны около 150 *км*. Расхождение между отрицательными и соседними положительными аномалиями в среднем 150—200 миллидин. Несмотря на поразительный параллелизм между дугой вулканов и этой полосой аномалий силы тяжести, направление последней более или менее независимо от рельефа поверхности, и она идет то на глубине моря, то по гребню островов.

Для объяснения этой зоны Венинг-Мейнес (1930, 1931 гг.) допускает, что земная кора состоит из «наружного слоя» толщиной в несколько километров и «основного» или главного слоя мощностью в 20—30 *км*. Последний состоит из легкого салического материала и изостатически покоится на более тяжелом пластическом слое «сима». Вследствие предполагаемой тенденции Азии к смещению в юго-восточном направлении (о причинах чего Венинг-Мейнес не высказывается) возникают тангенциальные напряжения, в результате которых главный слой земной коры перегибается и вдавливается наподобие киля из салического материала в более тяжелый субстрат. Наружный слой, состоящий из менее

---

[1] По Архангельскому. Выводы эти однако нельзя считать вполне ясными и необходим более глубокий их анализ.

[2] Гравиметрические определения на морях и океанах представляют собою единственное средство к получению данных для суждения о фигуре земли, а также для суждения о сходстве или различии континентальных и океанических частей земной коры. Этим определяется чрезвычайно важное значение таких наблюдений. Впервые они были выполнены в конце XIX века Геккером в Атлантическом океане и в Черном море. Однако его метод был неудовлетворителен и определенных результатов не дал. Гораздо большее значение имеют новейшие исследования голландского физика Венинг-Мейнеса, разработавшего вопрос не только с теоретической стороны, но и сконструировавшего особый аппарат, содержащий в себе 3 главных маятника и 2 вспомогательных.

Аппарат и метод вполне оправдали себя на практике. Венинг-Мейнес сделал уже много определений.

твердых пород (осадочных), одновременно с этим перегибанием собирается в складки, оси которых идут более или менее независимо от направления главной складки (перегиба главного слоя). Этим должна объясняться независимость рельефа поверхности от так называемой оси Венинг-Мейнеса.

В 1933 г. Венинг-Мейнес опять возвращается к своей теории и сравнивает положение в Индии с тектонической историей Альп. Пенниды, как и домиоценовые шарнажи на Тиморе, совпадают с первым перегибанием земной коры под геосинклиналью Тетиса; гельветиды, как и плиоценовые складки на Тиморе, являются следствием движений в нижележащем главном слое коры. О причинах тангенциальных сил Венинг-Мейнес и в 1933 г. не высказывается.

Теория Венинг-Мейнеса более подробно разрабатывается Эшером (1931 г.) Тангенциальный напор в земной коре является, по его мнению, следствием конвекционных токов в субстрате (Швиннер), откуда энергия передается наподобие «фрикционной муфты» в налегающий на субстрат салический слой. В своих более поздних статьях (1933 г.) Эшер основывает свой взгляд на подкоровых процессах. Они в точности совпадают со взглядами Хольмса.

Изучение силы тяжести в Японии привело к выводу (Цубой [*104*]), что в бо́льшей ее части аномалии положительные, за исключением четырех районов: юго-западного побережья о-ва Хоккайдо, средней части о-ва Хоншпу, области между Сикоку и Киусиу и окрестностей Токио. Аномалии последнего района объясняются (Цубой) изостатическими явлениями — неуравновешенностью больших молодых хребтов, что же касается остальных, то объяснения пока японцами не найдено.

Анализ гравианомалий Китая [*105*] с поправками Буге приводит к следующим общим выводам. Сила тяжести уменьшается постепенно с востока на запад в пределах провинций Хэбей, Чахар, Чжан-Си, Хэнань и Шантунг. Нулевая линия проходит недалеко от побережья Печилийского залива, параллельно ему, а линия со знаком — 150 — меридионально по провинции Чжан-си, параллельно этой части течения Желтой реки.

Гравианомалии не связаны с рельефом непосредственно, увеличиваясь однако как в низменности Хэбей, так и на плато Чжан-си и сохраняя приблизительно одни и те же градиенты. Причина аномалий должна лежать в более глубоких слоях. Следовательно можно предполагать, что в северо-восточной части Китая мы имеем на глубине породы небольшой плотности. Интересно, что на глубине копей Ташн-Шан на побережьи Иечилийского залива также обнаружена отрицательная аномалия, в то время как на дневной поверхности в этом же месте аномалия +5.

К интересным выводам пришел Швиннер на основании анализа исключительных по силе и области распространения магнитных возмущений в Мексике (данные 12 станций, стоящих друг от друга на 100—200 *км*) [*106*].

Южно-калифорнийские узкие резкие изгибы изогон точно совпадают с очертаниями Калифорнийского полуострова на 1 200 *км* его длины. Эти изгибы смещают все изогоны к северу на 1,5—2°. Современные вулканы не могут объяснить этого явления, так как обыкновенно дают гораздо меньшие возмущения. Но объясняются они также составом доступных для наблюдения горных пород. Швиннер приходит к выводу, что такая большая амплитуда действия региональных возмущений может объясняться только структурно. Мы знаем, что Калифорнийский залив находится на протяжении большого активного сброса — сдвига св. Андрея, играющего такое большое значение в жизни северо-американской части Калифорнии. Исходя из идей Клооса и геодезических наблюдений, произведенных после известного калифорнийского землетрясения 1906 г., предполагается (см. выше), что Северо-американский материк смещается, вообще говоря, к югу в отношении Тихого океана. Швиннер полагает, что при этом процессе снизу по разрывам может проникать основная магма, что здесь доказывается и массовыми излияниями базальта, вероятно богатого магнетитом. Эти явления вероятно лежат в основании магнитных возмущений. Еще ранее (1921 г.) тот же автор объяснял ряд аномалий силы тяжести в Восточных Альпах наличием апофизного основного субстрата, проникшего по дислокационным поверхностям разрывов. В этом отношении чрезвычайно важно было бы как в Калифорнии, так и вообще в подобных местах параллельно с магнитометрическими наблюдениями производить обязательно и гравиметрические.

Результаты обширных гравиметрических исследований (гравитационным вариометром и вертикальным магнитным вариометром) в южной Баварии, произведенных в последние годы, приводят к очень интересным обще-геологическим выводам, в значительной мере подтверждающим имевшиеся предположения различных геологов: [1]

1. С большой очевидностью устанавливается, что кристаллический комплекс Ботемского массива погружается в юго-западном направлении под молодые отложения южной Баварии, служа их основанием, соединяясь подземно с кристаллическим основанием австрийско-баварских Альп; при этом Регенсбургский сброс повиднмому простирается на юг также под молассовыми образованиями.

2. Далее предположительно намечено простирание так называемого Винделицийского кряжа мезозойского образования южнее современного третичного бассейна.

[1] Доклад Бартона на Международном геологическом конгрессе в Вашингтоне в 1933 г.

Насколько можно судить по сравнительно немногим гравиметрическим данным, в средней части Балканского полуострова наблюдается большая аналогия с гравиметрическими условиями Паннонско-венгерской впадины. Оба эти элемента тектонически равнозначны, представляя собой внутренние промежуточные массы между двумя орогеновыми альпийскими ветвями. Во всей внутренней части Балканского полуострова обнаружены положительные небольшие аномалии, тогда как дефициты сил тяжести появляются исключительно в самих складчатых зонах: с одной стороны — албанской, с другой стороны — балканской. Коссматом обращено внимание на оригинальные осцилляции в Балканах, которые выражаются в исторической смене фаз сильного поднятия, вздымания всего складчатого комплекса с фазами зональных депрессий ниже уровня моря, вызывавших соответствующие трансгрессии. Такие погружения сравнительно широких зон, предварительно испытавших складкообразование и эрозию, установлены для верхнего мела, среднего эоцена и нижнего олигоцена. Коссмат называет этот процесс «рецидивными движениями», видя в нем поверхностное отражение глубоких пластических перемещений масс, которые с его точки зрения обязательно сопровождают орогению. Всякое сильное складкообразование достаточно широкой зоны вызывает перегрузку более пластической подстилки и, вместе с тем, медленное расплывание последней в стороны. Однако вязкость этих глубинных масс столь велика, что их движение наступает не сразу после первых орогенических движений, а возможно лишь после ряда их, как бы запаздывая. Таким образом складчатость верхних частей земной коры и деформации более глубоких зон не идут совершенно параллельно между собой, но, так сказать, синкопически, в определенном ритме поднятий и опусканий, т. е. колебательных ундационных движений [*107*].[1]

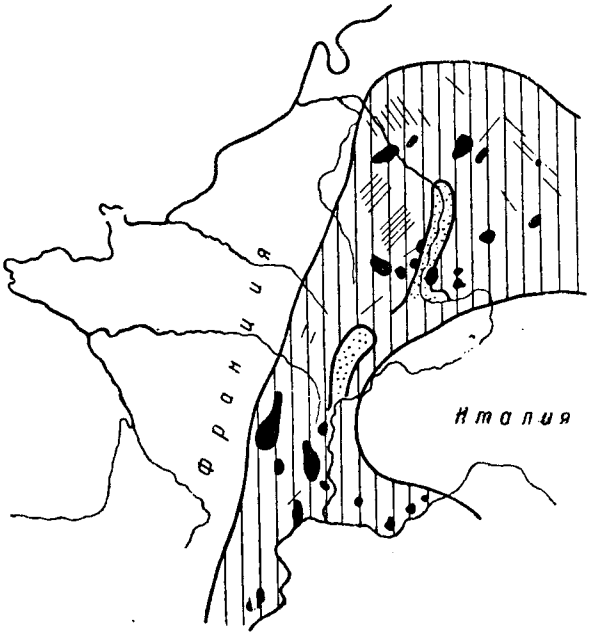


Рис. 620. Геофизическая схема, по Юнгу.

Вертикальная штриховка — зона положительных аномалий силы тяжести и предполагается зоной с утонщенной земной короной; она заключает все области разломов (*косые штрихи*), депрессии (*точки*) и вулканические проявления (*черные пятна*).

Во время европейской войны германскими наблюдателями было сделано большое количество магнитных наблюдений в пределах Балканского полуострова на 141 станциях, отстоявших на 50 *км* одна от другой, доведенных до Черного моря у устья Дуная. Анализ этих наблюдений, сделанный Швиннером, приводит к следующим выводам:

1. Отдельные локальные магнитные возмущения вызываются наличием молодых вулканических и ультраосновных пород.

2. Депрессии потому проявляются магнитными аномалиями, что магнитные свойства масс, заполняющих эти депрессии, иные, чем масс, составляющих очертания — «раму» этих депрессий (Черное море, Фракийская равнина, Эгейское море с занесением устьев р. Струмы и др.).

3. Балканы на северном склоне дают отрицательные аномалии вследствие накопления маломагнитных отложений, в главной же цепи дают положительные аномалии.

4. Древнекристаллические массивы, как например Радобский, дают аномалии положительные.

5. Наибольшую связь с геологическим строением обнаруживают изогоны и изодинамы вертикальной интенсивности.

---

[1] В этом отношении намечается уже сближение взглядов у различных авторов, как Коссмат, Стилле, Кобер и в последнее время удачно объединенные ундационные гипотезы Беммелена. Движения положительные или поднятия Коссмат называет «орогеническими», движения отрицательные или опускания — «таллатогеническими». Из сказанного ясно, что по существу между ними различия никакого нет. Сравнивая меловую историю внешних динарских складок о македонской центральной зоной, Коссмат например указывает, что в то время как в первой происходили таллатогенические опускания, во второй происходили орогенические поднятия и складчатости.

6. В Восточных Альпах магнитные элементы пересекают альпийскую складчатость так же, как изосейсты, что было объяснено еще ранее тем же автором на основании анализа восточно-альпийских землетрясений бо́льшим влиянием старых варисцийских дислокаций на протяжение сейсмических волн, нежели новейшей складчатости.

7. Наоборот, в Швейцарских Альпах расположение геофизических элементов аналогично Балканам до их восточной границы по линии долин Рейна и Роны. Это обстоятельство может указывать на совпадение структурного плана Швейцарских Альп с древним планом их строения — варисцийским, чего нет у Восточных Альп.

Основным выводом из всех этих сопоставлений является чрезвычайная важность геофизических характеристик новейших складчатых хребтов, которые могут указывать на гораздо большее разнообразие их строения, чем это можно думать на основании только геологических данных, доступных нашему непосредственному наблюдению. Поэтому всякого рода комплексные геофизические наблюдения — магнитометрические, гравиметрические и сейсмометрические, объединенные единой программой, должны иметь громадное значение в познании тектоники.

Весьма тщательные геофизические наблюдения последних лет во Франции также дают очень интересные выводы. Юнг различает гравианомалии трех родов[1] (рис. 620):

1. Местные, причина которых чисто локальная, весьма близка к поверхности земли, — до 2 *км*.

2. Региональные, зависящие от более глубокой тектоники, — до 10—12 *км*.

3. Аномалии земной коры большого масштаба, зависящие от громадных нарушений на глубинах нескольких сот километров и более или менее связанных с процессами изостатических компенсаций.

Возможность подобного рода разделения движений в земной коре известна нам и по изучению глубин гипоцентров землетрясений. Мы знаем, что в то время как большинство землетрясений обладают гипоцентрами 6—10—20 *км*, наряду с ними мы имеем гипоцентры, лежащие на глубинах в 300—400 *км*.[2]

Исходя из деталей указанного тройственного деления аномалий и анализируя полученные геофизическими наблюдениями данные для Франции (рис. 620), Юнг приходит к следующим выводам: во-первых, что в Альпах преобладают в настоящее время локальные глубинного происхождения движения над горизонтальными смещениями; во-вторых, что поперек всей внеальпийской Франции от Голландии до Лангедока идут как бы диагональные флексуры, горизонтально отделяющие расположенную на западе мощную гранито-гнейсовую глыбу от более тонкой части на восток от этой линии. С этой восточной частью связаны зоны альгонкского опускания, больших разломов и молодого вулканизма.

Можно много было бы привести аналогичных примеров, доказывающих правильность гениального предвидения А. Гумбольдта, причислявшего маятник к инструментам геогностическим задолго до того (почти за 100 лет), как он действительно таковым стал.

Добавим лишь, что наряду со всеми другими геофизическими методами и электрометрия обещает дать важное подспорье в познании больших тектонических элементов, и особенно больших глубин земли. Метод Шлюмберже, по мнению его автора, как это видно из его доклада в конце 1933 г. в Особой комиссии Академии наук, при большом разносе электродов новидимому дает возможность проникновения в тело земли на десятки километров. Степные ненаселенные пространства западного Казакстана могут быть наиболее удобной ареной постановки этих грандиозных по масштабу и значению опытов, которые быть может одни только и в состоянии будут выяснить старую геотектоническую загадку о предполагаемой связи с Тянь-шанем.

Из громадного числа определений силы тяжести, сделанных в 1933 г., особенно интересны результаты, полученные в Фергане, Черном море и Туркменистане. Наблюдения в Фергане дополнили производившиеся ранее по инициативе Д. Мушкетова и подтвердили его предварительные выводы об их значении, доказывающем, что Ферганская впадина относится к числу внутренних, участвовавших в общем комплексе тянь-шаньского складкообразования, весьма еще не уравновешена, что подтверждается и ее сильной сейсмичностью.

Тот же вывод о тесной связи повышенной сейсмичности с местами наибольших градиентов, резких изменений силы тяжести (а не знака ее) получается для западного Туркменистана (южнее Красноводска — работы Федынского) и в районе Ашхабада, особенно для дна Черного моря в полосе, отстоящей от южного берега Крыма на 30—40 *км*, к которой приурочено уже около 800 эпицентров за пять лет (1928—1933 гг.). Здесь летом 1933 г. Сорокиным впервые в СССР были произведены наблюдения по способу Венинг-Мейнеса с подводной лодки в 34 пунктах, расположенных по расходящимся от Крыма

---

[1] Работы Юнга «О глубинной геологии Франции на основании магнитометрических и гравиметрических наблюдений», напечатанные в Трудах Геофизического института Парижского университета. 1933 г.

[2] Анализ гипоцентров крымских землетрясений указывает, что бо́льшая часть их, располагаясь вдоль южного побережья Крыма и на нем самом, обладает сравнительно небольшими глубинами заложения — около 20 и немного более километров, но наряду с этим констатируются и сейсмические явления, приходящие из глубин до 400 *км*.

четырем радиусам; от положительных аномалий самого п-ва Крыма в указанной полосе происходит резкий переход к отрицательным, достигающим южнее до —107.

Совпадение сейсмичности с участками крупных градиентов выявилось и работами на Байкале и даже в Московской области, характеризующейся наибольшими аномалиями в Европейской части СССР и вместе с тем, хотя слабой, но определенной сейсмичностью.

Только что (1934 г.) произведены гравиметрические наблюдения по методу Вейнинг-Мейнеса японскими геофизиками в окружающих Японию морях, доказывающие также непосредственную связь узких полос значительных аномалий с сейсмическими зонами (зонами постоянных эпицентров), подобно тому как это доказано для Зондского архипелага, восточной Африки и Черного моря около крымских берегов. Выяснившаяся (1934 г.; Райко и Д. Мушкетов) сильная сейсмичность Арктики, приуроченная к сравнительно узкой полосе, протягивающейся от устья Лены севернее арктических островов и Земли Франца Иосифа к Гренландскому морю, представляет собой также весьма интересный предмет для постановки маятниковых наблюдений по способу Вейнинг-Мейнеса. Наконец и окраина большого эпейрогенического поднятия Фенноскандии должна характеризоваться теми же явлениями — быстрого перехода значений силы тяжести от одного знака к другому и сейсмичностью. Данные такого порядка, хотя и небольшие, уже имеются, и необходимо здесь, как и в Арктике, скорейшее производство систематических наблюдений. Этот комбинированный сейсмографический метод несомненно скорее, чем что-либо иное, раскроет нам динамику и сущность геотектоники.

Следует подчеркнуть однако, что в настоящее время значение различных редукций величин силы тяжести для геологической интерпретации далеко не выяснено, что порождает большие споры между приверженцами разных редукций и даже разную оценку вообще важности гравитации для геологии. Если для районов в областях платформ уже получаются сравнимые и наводящие данные, то для зон активной динамики, мобильных в настоящем, это не так, и здесь необходим еще детальный анализ каждой из возможных причин в каждой отдельной точке. Без этого, путем простых обобщений, экстраполяций получаются заведомо ошибочные выводы, друг другу противоречащие, возбуждающие ненужную полемику и дискредитирующие самую идею. *Поскольку* однако мы твердо убеждены, что *сейсмичность является функцией тектоники, а с другой стороны, она же тесно связана с изменениями силы тяжести*, то для нас несомненно, что *и последние ближайшим образом зависят от процессов геотектогенеза, и в этом именно смысле сравнительное рассмотрение изменений силы тяжести должно составлять немаловажную часть всех регионально-тектонических исследований, описаний и синтезов.*

Наиболее интересной задачей гравиметрического анализа вместе с тем является выявление именно *региональных аномалий* [по Юнгу вторая категория (см. выше)] и геологическая интерпретация их возможных причин. Упомянутые выше наблюдения в Ферганской депрессии были, по инициативе и плану Д. Мушкетова, распространены не только на ее окраины, т. е. обрамляющие ее Алайский и Чаткальский хребты, но и далеко на юг, на Памир. Эти наблюдения (1933 г.), дополнив прежние (Залесского), дали возможность сделать первые предварительные выводы об условиях распределения силы тяжести в этом грандиозном молодом поднятии (между 70 и 74° в. д.). Главная западная часть его от верховьев Пянджа в Вахане до Ферганы и Андижана обнаруживает сплошь отрицательные величины (в редукции Фая) до —200, а судя по морфологическому анализу ее, находится в состоянии интенсивного поднятия с четвертичного времени. Восточный Памир и прилежащая Таримская впадина (Сериндия) находятся в области небольших положительных аномалий и не испытывают повидимому поднятия. Более отчетливы результаты анализа аномалий Индии (наблюдавшихся с 1904 г.), произведенного Глинни (1932 г.) [*23*] в связи с установлением здесь формы геоида. Определенное поднятие его (в 7,5 *м*) проходит через Индию поперек с СЗ на ЮВ от 21 до 28° с. ш., пересекая различные геологические свиты и породы (как и изаномалии на Памире). Севернее и южнее параллельно протягиваются понижения. Интересно, что изгиб гималайской дуги совершенно параллелен этим элементам геоида. Вместе с тем места положительных аномалий совпадают с современными поднятиями, доказанными точными геодезическими работами, а также с повышенной сейсмичностью (см. гл. VIII). Все это приводит к выводу о региональном значении гравианомалий Индии, в полном противоречии с идеями изостазии, причем, вопреки Бови и Риду, Глинни таким же образом объясняет и не объясненные ими региональные аномалии Скалистых гор в США. Для подобного анализа Глинни, как и некоторые другие, считает однако более правильной обработку аномалий по методу Хейфорда, лучше рисующую глубинное строение земной коры.

Литература к главе X

1. Основными работами по геотектонике как оригинальными, так и обобщающими, содержащими в свою очередь обширные литературные указатели, являются кроме указанных к главе IX:
K. Andrée. Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Berlin, 1914.
E. Argand. La tectonique de l'Asie. 1924. Bruxelles.
S. Bubnoff. Die Grundprobleme der Geologie. 1931. Berlin. Имеется в русском переводе. 1934.

Его же. Über geol. Grundtheorien. Geol. R. XIV, 4.
Его же. Die Gliederung der Erdrinde. 1923.
Bucher. The Deformation of the Earth's crust. 1933.
R. Chamberlin. Isostasy from the geological point of view. The Journal of Geology. XXXIX. 1. 1931.
R. Daly. Our mobile Earth. 1926.
Gutenberg. Handbuch der Geophysik и Lehrbuch der Geophysik.
Hobbs. Earth Evolution and its Facial Expression. 1921.
Jeffreys. The Earth.
J. Joly. The surface History of the Earth. Oxford, 1925.
L. Kober. Der Bau der Erde. 1921—1928.
A. E. H. Love. Some Problems of Geodynamics. 1911. Cambridge.
Nölke, F. Geotektonische Hypothesen. Berlin. 1924.
Его же. Die vorgeologische Entwicklung der Erde u. Geol. Beitr. Geophysik. B. 37, 1932.
Holmer. The Earth.
E. Reyer. Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung. Leipzig, 1822.
Sieberg. Zur Mechanik tektonischer Vorgänge. Z. d. D. Geol. G. 84. 1932.
H. Stille. Die Schrumpfung der Erde. Berlin, 1922.
W. Trabert. Lehrbuch der kosmischen Physik. 1911. S. 561.
В. Варсанофьева. Жизнь гор. 1933.
И. Лукашевич. Механика земной коры. Зап. Минер. о-ва. 45. 1907.
Его же. Неорганическая жизнь земли. 1908—1910.
В. Обручев. Образование гор. Изд. Ак. наук. 1932.
Ог. Геология. 5 русское издание с дополнениями А. Павлова и Милановского. 1933.
М. Рудзекий. К теории векового охлаждения земли. Зап. Мет. отд. Новоросс. о-ва ест. XV. 1893. 1—70.
Д. Соболев. Диастрофизм и тектоника революции. Природа. 1927. № 7—8.
Л. Ячевский. О термическом режиме земной поверхности в связи с геологическими процессами. Горн. журнал, 1905. Т. II, № 4, 5, 6
2. Эти вопросы всего полнее изложены у I. Geszti. Zusammenschub der Erdrinde. Gerl. Beiträge Geophysik XXI, 36, 1929.
3. H. Quiring. Entstehung der Schollengebirge. Zeitschrift der Geol. Ges. 1913.
4. H. Cloos. Eine neue Störungsform. Geol. Rundschau. B. VI. H. ½ и Zur Entstehung schmaler Störungszonen. Geol. R. B. VII. H. ½.
5. Wolff. Radiale Schollenverschiebung... Zeitschr. für Berg. H. S. Wesen. 1918. H. 1.
6. L. Loczy. Geotektonischer Aufbau des Balatonhochlandes... Jahresber. K. Ungar. Geolog. Reichsanstalt für 1916. V. II. 1920.
7. W. Robinson. Folds resulting from vertically acting forces. J. of Geol. Vol. XXXI. № 4. 1923.
8. K. Lehmann. Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen. Glückauf. 1919. № 48 и 1920. № 2.
9. F. Suess. Vergleichende Orogenstudien. Sitzb. Ak. d. Wiss. Wien. 5 VII 1934.
10. Dana. Manuel of Geology etc. New York. 1885; также в Americ. Journal of Science and Arts. 1873 или Горн. журнал. Т. I. 1873.
11. Mellard-Reade. The Origin of mountain ranges considered experimentally, structurally, dynamically and in relation to their geological history. London, 1886. Его же. Secular cooling of the Earth in relation to Mountain Building в Philosophical Magazin. Vol. XXIV. 1887. Vol. XXV. 1888. Geol. Magazin. Vol. III. 1896.
12. C. G. S. Sandberg. Isostasie und die ursachliche Einheit von Gebirgsbildung und Vulkanismus. 1924.
13. J. See. The new Theory of Earthquakes and Mountain Formation... Proe. Amer. Phil. Soc. XLV—XLVI, 1907, p. 131 и 369 и XLVII, 1908, p. 157.
14. E. Oddone. Sulla tettonica delle fosse oceanice. Boll. Soc. sismol. ital. XIII, 1909.
15. T. v. Richthofen. Über Gebirgskettungen in Ostasien. Sitzb. Preus. Ak. Wiss. XL, 1903.
16. A. Rothpietz. Geotektonische Probleme, 1894.
17. F. v. Wolff. Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde. Zeit. D. Geol. G. LX, 1908, S. 431.
18. von dem Borne. Die physikalischen Grundlagen der tekt. Theorien. Gerlands. Beitr. z. G. IX, 1908.
19. A. Sieberg. Kristallisationstheorie, в сборнике „Der Erdball, seine Entwickelung und seine Kräfte". München, 1908.
20. Mordziol. Die Gebirgsbildung der Erde. 1922.
21. Г. Фредерикс. a) История, строение и жизнь земли с точки зрения распада материи. Журнал геофизики и метеорологии. Т. IV, в. 1. 1927.
b) Эволюция и революция в геологической истории Урала. Известия В. Г. Р. Об. Т. L., вып. 75. 1931.
c) Этюды по теоретической геологии. Записки Минералогического об-ва. Н. с. Ч. XLXI, № 2, 1932.
d) Вертикальные движения земной коры, их причины и следствия. Журнал геофиз. и метеоролог. Т. V, в. 2. 1928.

22. R. W. van Bemmelen. De Undatietheorie. Natuurk. Tijdschr. Ned. Indien., 91. 1931.
Его же. Die Undationstheorie und ihre Anwendung auf die Mittelatlantische Schwelle. Zeitschr. D. Geol. Ges. B. 85, 1933.
Ein Beispiel für Seeundärtektogenese auf Java. Geol. R. XXV. 1934.
23. F. Glenny. Gravity anomalies and the structure of the earth's crust. Survey of India. Prof. Paper. № 27. 1932.
24. E. C. Abendanon. Die Grossfalten der Erdrinde. Leiden, 1914.
25. E. Haarman. Die Oszillationstheorie. Stuttgart. 1930, а также сборник мнений о ней, помещенный в B. 83, H. 5, 1932. Z. d. D. Geol. Ges., весьма вообще интересный, тридцать авторов, наиболее выдающихся современных тектонистов.
E. Haarman. Um das geologische Weltbild. 1933.
26. Dutton. On some greater problems of Physical Geology. Bull. Phil. Soc. Washington. XI. 1889 и 1925.
I. Barrel. The strength of the earth crust. J. of Geol. 1914.
O. Meisner. Isostasie und Küstentypus. Peterm. Mitt. 1918. Sept.
27. Simonovic. Tektonische Urhohlräume unter den Faltengebirgen. Sombor. 1925.
28. Guébhard. Carte structurale des environs de Castellane. Bull. Soc. Géol. France. XIV, 1914, p. 487—533.
29. F. Shepard. Isostasy as a result of earth's shrinkage. J. of Geology. Vol. XXXI. № 3. 1923.
F. Shepard. Bearing of normal faults on the hypotesis of shrinking Earth. The Amer. J. of Science. CCVII № 38. Febr. 1924.
P. Shepard. To Question the theory of Periodic Diastrophism. J. of Geology. Vol. XXXI. № 7. 1923.
30. A. Böhm Edler von Bömersheim. Abplattung und Gebirgsbildung. 1910 и критика ее F. Pockels. Änderungen der Rotations Geschwindigkeit der Erde als geologischer Factor. Geol. Rundschau. II. 1911.
F. Schaffer. Wandlungen der Grossformen der Erdoberfläche. 1931.
31. K. Schneider. Zur Frage über die Ursachen geotektonischer Bewegungen. Geol. Rundschau. VII. H. 1/2. 1917.
32. W. H. Pickering. The place of origin of the Moon. The Scotch Geogr. Magazine. XXIII. 1907.
33. G. H. Darwin. Tidal Friction and Cosmogony. Cambridge, 1908.
34. R. Schwinner. Astrophysikalische Grundlagen der Geologie. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. XIX. 1926.
R. Staub. Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928.
35. G. Hinzpeter. Die Bildung der Hochgebirge durch kosmische Katastrophen. Berlin, 1932.
36. Nagaoka. B Proceed. R. Acad. Tokyo. 1932—1934.
37. Matuyama. On the direction of magnetisation of basalt in Japan. Proc. Imp. Acad. Tokyo. 5, 203, 1929.
38. Kreichgauer. Die Aequatorfrage in der Geologie. 1902.
39. B. Gutenberg. Die Fliessbewegungen der Kontinentalscholle. Gerl. Beitr. z. Geophysik. XVII. 1927 и XVIII.
40. F. Wirts. Die Erdgeschichte, als Phasenbild der allgemeinen kosmischen Abkühlung. Halle, 1933.
41. F. Nopcsa. The Influence of geol. and climatol. factors on the distribution of non marine Fossil Reptiles... The Quart. Journ. of Geol. Soc. of London. № 357, 1934.
42. C. Ampferer. Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. J. K. K. A. Wien. 56. 1906 и Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. Mitt. Geol. Ges. in Wien. 1919.
43. R. Schwinner. Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. f. Vulkanologie. 1915. S. 175. Интересно, что независимо от Вегенера и Швиннера к близким идеям о горизонтальных движениях материков и циклонических движениях в массе земли пришел М. А. Боголепов („Происхождение лика Земли". Москва. 1921. Литограф. издание), не развивший их однако в настоящие геологические гипотезы).
44. Salomon. Gebirgsbildende Vorgänge. I.
45. W. Penck. Der Südrand der Puna de Atacama. 1929. Abh. Math. Phys. Klasse d. Sächs. Akad. d. Wiss. B. XXXVII. № 1.
46. Bailey Willis. The mechanics of Appalachian Structure. 13 Annual Report of U. S. Geol. S. 1891.
47. M. Smoluchowski. Über ein gewisses Stabilitätsproblem der Elastizitätslehre und dessen Beziehung zur Entshehung der Faltengebirge. Anzeig. d. Acad. d. Wiss. Krakau. Math. Kl. 1919.
48. J. Königsberger. Handwörterbuch der Naturwissenschaft. IV. 1913. S. 654.
49. F. Heritsch. Die Grundlagen der alpinen Tektonik. 1923.
Daubrée. Experiences sur les deformations, que subit l'enveloppe solide d'un sphéroide fluide soumis à des efforts de constructions, applications possibles aux dislocations du globe terrestre. Comptes rendus de Acad. SC. de Paris. T. CX. 1890.
50. E. Kraus. Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklustheorie. Geolog. Rundschau 9. S. 353—481. 1928.

51. A. Penck. Geomorph. Probleme im Fernen Osten Nordamerikas. Sitzb. Press. Ak. Wiss. 1929.
52. P. Reibisch. Ein Gestaltungsprinzip der Erde. 27 Jabresb. Ver. f. Erd. k. zu Dresden. 1903, S. 105; 1905, S. 39.
53. Simroth — 1907 и 2 Aufl. 1914.
54. П. Чирвинский. Перемещение полюсов. Ежегодн. геол. и минер. России. 1913. XV, 2—3.
55. Б. Личков. Движение материков и климаты прошлого земли. Изд. Академии наук, 1931.
56. Salomon Calvi. Epeirophorese. S. Ber. d. Heidelb.
57. F. B. Taylor. Bearing of the Tertiary Mountain Belt on the Origin of the Earth's plan. Bull. Geol. of America 21, 179, 1910.
58. Ch. Maurin, в Comptes rendus Academie de Paris 184, 612, 1927.
59. Steinmann. Orogen und Magma. Geol. Verein. Jan. 1928.
60. H. Cloos. Bau und Bewegung der Gebirge. 1928.
H. Cloos. Ak. d. Wiss. 1930.
61. N. Stoyko. Sur les deplacements periodiques des continents. Acad. des Se. Paris. Comptes rendus. 20 Juin 1932.
62. P. Russo. Les deplacements continentaux. Paris, 1933.
63. A. Wegener. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 1920.
О гипотезе Вегенера. Ряд статей в журнале Nature за 1922 и 1923 гг., в Naturwissenschaft, Wochenschrift (1920, № 3), в Annalen der Hydrographie (1921, май). Русский перевод М. Мирчинк: „Возникновение материков и океанов". ГИЗ. 1925 и Symposium. Theory of continental drift. Amer. Ass. of petroleum geol. Tulsa. 1928.
64. B. S. Fudjiwhara в Gerlands Beitr. z. Geophysik XVI, 14, 1927.
65. B. A. Holmes. A review of the continental Drift Hypotesis. The Miner. Magazine, 1929.
66. L. Krige. Proc. Geol. Soc. of S. Africa, XXI, 1929. „Magmatic" cycles.
67. H. Haveman. Die Naturwissenschafften XVII, 748, 1929.
68. W. Jardetzky в Geol. Beitr. XXVI, 167. 1930.
69. С Вончев. За произхода не некои напречни долини в обсега на Балканидите. 1934.
70. Salomon Calvi. Die Permokarbonischen Eiszeiten. 1933.
71. Sacco. Les lois fondamentales de l'orogenie de la terre. Turin, 1906. По русски в вып. 2. Изв. Киевск. студ. кружка исслед. природы. 1911.
72. R. H. Rastall. On Continental Drift and Cognate Subjects. Geol. Mag. vol. LXVI. 1929. № X.
73. E. W. Berry. Shall we return to cataclysmal Geology? Amer. J. of Science, Jan. PKAK.
74. C. Longwell. Some Problems of mountain structure and mountain history. Amer. J. of Science. June 1930.
75. Daubré. Études synthetiques de Géologie experimentale. Paris, 1879.
76. Reyer. Theoretische Geologie. 1888. Его же. Geologische und geographische Experimente. II. I. Deformation und Gebirgsbildung. H. 2. Vulkanische und Masseneruptionen. Leipzig, 1892. Philip Forhheimer. Versuche über Gleitflächenbildung und Schichtenfaltung. N. J. B. I. H. 3. 1893.
77. H. M. Cadell. Experimental Researches in Mountain Building. Trans. R. Soc. Edinbourgh. XXXV. 1890.
78. M. Lohest. Experiences de tectonique. Annales de Soc. Géol. de Belgique. XXXIX. L. 4. 1912.
79. Paulcke. Das Experiment in der Geologie.
80. R. Chamberlain and F. Shepard. Some experiments in folding. J. of Geology. Vol. XXXI. № 6.
81. R. Chamberlain. Apeculiar Belt of oblique faulting. J. of Geol. XXVII.
82. Toula. Schrumpfungsversuche. Peterm. Mitt. 1914.
83. E. Belot. Comptes rendus. 1918. № 158, 159, 164, 166 и 167.
84. T. Quirke. Concerning the process of thrust faulting. J. of Geol. 1920. № 5.
85. Quirke. Earth deformation. Comptes rendus. XIV Congrès Geol. Intern. 1926. Madrid.
86. Chamberlain. The origin of the Earth. Chicago. (1916).
87. H. Cloos. Aufgaben und Methoden heutiger Geologie. 1930.
88. Lee в Geological Magazine, 66. 1929.
89. E. Seidl. Bruch- und Fliess-Formen der technischen Mechanik und ihre Anwendung auf Geologie und Bergbau. 1930—1931. Berlin.
90. E. R. Schmidt. Eine theoretisch-mechanische Deutung des europäischen Bruchsystems. N. Jahrbuch. B. 67. 1932.
91. W. J. Mead. Notes on the Mechanics of Geologic Structures. J. of Geol. 1920.
92. E. Stach. Die Stereographische Darstellung tectonischer Formen. Zeitschr. D. Geol. Ges. 1922. № 2—4.
93. Robert Mallet. On the objects construction and use of certain new instruments for selfregistration of the passage of earthquake shocks. Trans. Royal Irish. Acad. vol. XXI, 1848, p. 107—113.

94. П. Т. Пасальский. Об изучении распределения магнетизма на земной поверхности. Одесса, 1901.
95. Отчет о работах Комиссии за 1919 г. (по исслед. Курской аномалии при Московском отделении КЕПС). Москва, 1920.
96. Messerschmidt. Die Verteilung der Schwerkraft auf der Erde. Geogr. Zeitschr. 1901.
97. A. Heim. Geolog. Nachlese № 1, 1892. Vierteljahrs. d. naturf. Ges. Zürich. u. Das Gewicht der Berge. Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs. 1918, а также в Geologie der Schweiz. Bd. I, S. 402 и Bd. II, S. 52.
98. W. Deecke в N. Jahrb. f. Mineral. Beil.- Bd. XXII, 1906, 114 и Festband. 1907, 129.
99. O. Fischer в Americ. Journ. Science. 1906, p. 216.
100. Oldham в Records Geol. Survey India. October 1918, а также
Burrard. Investigations of Isostasy in Himalayas. Geol. Surv. India, Profes. Pap. № 5, 12 и 17.
101. K. Gilbort. Interpretation of anomalies of gravity. U. S. Geol. S. Profes. pap. 85. 1913.
J. Barrel. The strength of the earths. Journ. of Geology. Vol. 22 n 23.
102. W. Penck. Der Südrand der Puna Atacama. Abh. Sächs. Akad. Wiss. Bd. 37. 1920.
103. Fr. Kossmat Die mediterranen Kettengebirge. Abh. Sächs. Akad. Wiss. Bd. 38. 1921.
104. Tsuboi в Proceedings of the I. Academy. Tokyo. October. 1929.
105. Carte gravimetrique du Nord de la Chine, par B. P. P. Lejay et Lou Io In, Peiping, Chine, 1933.
106. Schwinner. Статьи в Zentralblatt für Mineralogie. 1931, 1932, и в Gerl. Beitr. z. Geophysik B. 28, 34 и 39.
107. F. Kossmat. Tektonische Bemerkungen zum Isostasieproblem. Sächs. Ak. d. W. Sitzber. 11 Jan. 1926.
108. Справочная книга геофизика-разведчика. 1933.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абразия 139, 185
Авгиты 150
Австралит 64, 66
Автометаморфизм 491
Агенты денудационные 148
Агломераты 372, 398
Агломераты шлаковые 398
Агматит 332
Азимут падения 242
Айсберги 142
Акмолит 330
Актинолит 503
Актуализм 205, 826
Алеврит 160
Алмаз 63, 68
Альбит 151, 505
Альфититы 160
Алюмосиликаты 150, 151
Амплитуда высот 721
— глубин 721
— рельефа Земли 120
Амфиболиты 503, 505
Амфиболы 150, 151, 505
Анализ геотермических данных 110
— кинетический 504
Анатексис 310, 332, 425
Анатектиты 425
Ангидрит 150, 152, 165, 167
Андалузит 152
Андезит авгитовый 414
Аномалия гравиметрическая 93
— магнитная 92, 93
— маятника 81
Анортит 151
Анортоклазы 151
Антеклиза 272, 775
Антиклиналь 248
Антиклиналь воздушная 248
Антикратеры 620
Антисейсмика 604
Антициклоны 488
Антрацит 167
Апатит 152
Аплит 412
Апофизы 233, 239, 330, 414
Аркозы 165
Артериты 331, 332
Археозой 213
Асидериты 62
Аспиты 339
Астенолиты 813
Астеносфера 110, 147
Астероид 39
Астрофизика 25
Асфальт 165, 167
Атакситы 398
Атмосфера 42, 115
Атоллы 202, 691
Афелий 70, 72, 204
«Афтершоки» 647
Аэролиты 60

Базальт 190, 192, 376, 414, 417
Базаниты 424
Базис эрозии 143
Банки коралловые 141
Барисфера 115, 194
Барранкосы 353
Барханы 173, 176
Бассейн 126
Бассейн арктический 768
«Бассейн ледниковый» 699
— опускания 307
Батисейсмы 684
Батолиты 24, 149, 231, 327, 401, 403, 414
Бедро складки 248
Белемниты 499
«Белониты» 487
Берега нейтральные высокие 124
— — низменные намывные 124
— поперечные 124
— потамогеновые 146
— продольные 124
— талассогеновые 146
— типа гвианского 125
— — далматского 124
— — лагунного 125
— — лиманного 124
— — риасового 124
— — тихоокеанского 127
— — фиордов 124
— — шхерного 125
Береговая линия современная 122
Билитонит 64
Биосфера 115
Биотит 151, 505
Биоценоз 210
Бисмалиты 330
Блатт 309
Блуждание полюсов земли 829
Бок висячий 172, 239
— лежачий 172, 239
— складки 248
Бокка 449
Болиды 60, 61
Бомбы вулканические 344, 364, 399
— грязевые 364
— олпвиновые 190
Бордерленд 725
Брамидо 590
Брахиантиклиналь 269
Брахискладки 256, 783
Брахитектоника 270, 751
Брекчии 160, 164, 165, 398
Брекчии вулканические 372, 382, 398
— дислокационные 291
— соляные 318
— трения 252, 291, 299
— туфовые 372
Будинаж 502
Бури магнитные 93, 679
Буценверки 416
Буцены 416

Вал 272
Вал Вышневолоцкий 756
— Вятский 756
— кратерный 67
— Окско-Цнинский 756
— Полесский 756
— Помпецкого 781
— скифский 781
Валуны 133, 164, 173
Вариометр горизонтальный 666
Века 208
Век бронзовый 219
— гюнц-миндельский 219
— гюнцский 219
— железный 219
— миланский 219
— миндель-рисский 219
— миндельский 219
— монастырский - вюрмский (ледниковый) 219
— неолитический 219
— рисский 219
— сицилийский 219
— тирренский 219
— шельский 219
Величины наибольшего ускорения 604

Величины сжатия эллипсоида вращения 652
Ветвь афразийская 748
— евразийская 748
Взброс 286, 296, 313
Виргации второго рода 782
— вынужденные 782
— несвободные 782
— свободные 782
— тектонической линии 665
Виргация 274
Витрофириты 413
Включения 157, 421
Включения жидкие 157
— стекла 157
Вкрапленники 416
Влияние атмосферы химическое 138
— радиоактивности на термический градиент 108
Вода 140
Вода ювенильная 360
Водораздел Земли 130
Воды вадозовые 484
Возраст Земли 205, 219
Волна поперечная преломленная 527
— продольная отраженная 527
— — преломленная 527
Волноприбойные знаки 176, 177
Волны Блитта 144
— Брюкнера 144
— вековые 144
— вулканические 641
— геологические 144
— дислокационные 641
— длинные 527
— земной коры 243
— обменные 543
— поверхностные 527, 556
— приливные 187
— Релея 527
— сдвига 524
— сейсмические 194, 519, 643
— — поперечные 147
— центропетальные 815
— центрофугальные 815
«Волосы» 364
Волочение 252
Воронки взрыва 400
— грязевые 619
— песчаные 619
— сейсмические 634
Впадина Инда-Ганга 725
— Печорская 756
— Полесско-литовская 756
— фронтальная 317, 734
Впадины 795
Впадины глубоководные 179
— дна 128
— океанические 766
— подводные 130
— фронтальные 726, 801
Вращение земли 788
Вулкан 15, 171, 327
Вулкан слоистый 427, 431
Вулканизм 12, 137, 325
Вулканизм на Луне 58
Вулканисты 21
Вулканиты 401
Вулканы 186, 360, 399
Вулканы грязевые 363, 469, 618
— кучевые 400
— лавовые 400
— массивные 431
— моногенные 483
— однородные 431
— полигенные 483
— смешанные слоистые 400
Выветривание 138, 142, 167
Выветривание органическое 138
— физическое 138
— химическое 138
Выделение рудничных газов 454
Выклинивание пласта 175
— тектоническое 262
Выполнения 153
Высота гребня складки 255
— сброса вертикальная 293
— — истинная 293
— — наклонная 293
— — стратиграфическая 293
— складки 255
— суши средняя 118
Выступы кислых лав 396
Выход пласта 270
Вязкость 194

Габбро 192, 413, 737
Габбро оливиновое 414
Газы 478
Газы вулканов 359
— горючие 478, 619
— земные 478
— ювенильные 484
Галактика 30
Галечники 165, 174
Галлоботниды 734
Галоиды 165
Галька 164
Гальки кремнистые 133
Гаюин 151
Гейзеры 363
Гелий 205
Геллефлинты 163
Гематит 152
Геоантиклинали 659
Геогения 12
География астрономическая 9
— математическая 9
— физическая 9
Геодепрессии 818
Геоид 71, 687, 764, 815
Геоизотермы 99, 169
Геологическое время 20
Геология 9, 41
Геология динамическая 12
— историческая 212
— общая 12
— структурная 222
— физическая 12
— экспериментальная 12
Геоморфогенез 136, 143
Геоморфология 10, 143, 696
«Геоплазма» 834
Геосинклиналь 169, 192, 212, 424, 723, 725, 795, 812
Геосинклиналь главная 752
Геотектогенез 785
Геотектоника 12, 25, 137, 785
Геотектоника региональная 186
— сравнительная 186
Геотермика 864, 866
Геотермы 99
Геотуморы 732, 817, 818
Геоундации 814
Геофизика 9, 25
Геофизика прикладная 75
Геохимия 11, 25, 196, 198, 418
Гиганты красные 34
Гидросфера 42, 115, 116, 117
Гиперстен 151
Гипотеза больших складок 816
— волнообразных поднятий 815
— вулканическая 59
— гейзерная 59
— Джоли 789
— интрузионно-плутоническая 850
— контракционная 782
— кристалло-кинетическая 807
— Лапласа 187, 188, 191, 193
— ледниковая 59
— магмакратическая 807
— магматического поднятия вулканическая 808
— — — плутоническая 808
— метеоритного накопления 58, 59, 191
— небулярная 42, 49
— планетезимальная 42, 49, 108, 110
— планетоидальная 49
— пластичности 824
— плутоническая 59
— радиоактивного распада Джоли 809
— скольжения материков 117
— термическая 850
— ундационная Беммелена 812
Гипотезы глубинной инъекции 485
— глубинных подкоровых геоплазматических потоков 825
— горизонтального стяжения 798
— дистракции 807
— континентального дрифта 825
— контракции 797
— космических влияний 825
— магматического поднятия 807
— — — кристаллизационные 808
— магматической дифференциации 808
— обрушения 824
— опускания 798
— поднятия 798, 808
— приливные 49, 59, 825, 829
— расширения 797, 807
— — ядра 808
— сжатия 797
— скольжения 288
— совместного действия разных процессов 812
— тангенциального стяжения 798
— трансформационные 812

Гипотезы экспансии 797, 807
— эпейрофореза 825
Гипс 150, 152, 165, 167
Гипс древний 208
— переходный 208
— флецовый 208
Гипсификация 319
Гистерезис сейсмический 564
Глина 165
Глина голубая 170
Глины 140, 159, 165, 174
Глины валунные 148
— «геологические» 160
— ленточные 202, 219
— «минералогические» 160
— слоистые 170
Глиптогенез 197
Глобулит 156
Глубина землетрясений 567
— морей средняя 118
— очага 559
— складчатости 274
Глубины 126
Глыбы 304, 795
Глыбы вращающиеся 304
Гнезда 168, 416
Гнейс биотитовый 503
— гранатовый 503
— двуслюдяной 503
— кордиеритовый 503
Гнейсы 163, 503, 505
Гнейсы диоритовые 503
— пироксеновые 505
— плагиоклазовые 503
— роговообманковые 503
Год звездный 71
— тропический 71, 72
Голова пласта 270
Голосидериты 62
Голоцен 219
Гомологии географические 117
Горная порода 10
— система 23
Горнитос 346
Горные цепи 22
Горообразование 194, 733
Горст 287, 304
Горст Азовско-Подольский 755
— активный 305
— клинообразный 306
— косой 306
— пассивный 305
— половинный 306
— складчатый 306
— столовый 306
Горы-кратеры лунные 820
Горы вулканические 728
— накопления 439
— поднятия 439
Грабен 305, 439, 620, 641
Грабены восточной Африки 669, 763
— клинообразные 306
— кольцевые 59
— ложные 287
Гравианомалия 85, 685
Гравианомалия полная 89
Гравий 164, 165
Гравиметрия 81, 196, 685, 864, 870
Градиент аэротермический 98
Градиент геотермический 98, 101
Градус геотермический 202, 203
— меридиана 76, 77
Гранат 152, 505
Гранит 414
Гранит еврейский 409
— письменный 409
— роговообманковый 412
Граниты 412, 424
Граница изостатического равновесия 194
Границы пластов 180
Гранулиты 163, 503
Грантолиты 208
Граувакка 216
Гребень складки 255
Группа археозойская 208
— граувакковая 216
— кенозойская 208
— кремнистых пород 166
— мезозойская 208
— палеозойская 208, 216
— переходная 216
— покровов гельветская 740
— протерозойская 208
Гуано 167
Гумус 167
Густота расположения вулканов 467
Гусэнэ 590

Давление гидростатическое 224
— ориентированное 224
Дайка 240, 298, 330, 415, 634
Дайки песчаниковые 634
Дациты 413
«Движение первое» 565
Движение площади колебательное радиальное 183
Движения баросейсмические 649
— брадисейсмические 686
— вулканосейсмические 649
— дна волнообразные 774
— колебательные 143, 732
— — дифференциальные 696
— микросейсмические 569
— орогенические 220, 223, 686, 775
— приливные 193
— сингенические 796
— современные колебательные радиальные 686
— тахисейсмические 686
— циклонообразные 778
— эпейрогенические 194, 220, 223, 686, 775
— эвстатические 695
Действие денудационных агентов 138
Делимость 228
Дельта 202
Дельты рек морские 181
Денудация 137, 142, 167, 183
Депрессия 126
Деформация вращающаяся 224
— Земли 86
— невращающаяся 224
— пород механическая 156
Деятельность атмосферы механическая 138
— воды геологическая 139
— организмов 142
Диабаз 192
Диабаз оливиновый 413
Диабазы 413, 417, 733
Диагенез 149, 169, 183, 491
Диаклазы 227, 229
Диаклазы Моора 229
Диапиризм 313
Диапиры 783
Диастрофизм земной коры 222
Диатремы 339, 400
Диафторез 491
Дилювий 643
Динамика внутренняя 12
Дипамометаморфизм 65, 170, 495
Диопсид 151
Диориты 413, 414, 424
Дисимметрия рельефа 127
Дислокации 92
Дислокация 169, 191, 223, 224
Дислокация дизъюнктивная 226, 244
— Жигулевская 756
— земной коры 17
— пликативная 226, 244
— радиальная 226, 244
— тангенциальная 226, 244
Дистен 505
Дисторция 224
Дифференциация асцензионная 423
— глубинная 423
— кристаллизационная 423
— магматическая 423
— магмы 423
— статическая 423
Длина гребня складки 255
— пути перекрытия 280
Дождь каменный 344
Долины подводные 642, 691
— речные 691
Доломит 152, 165, 166
Древнее темя Азии 762
Дрожания мелкие 570
Друзы 494
Дуга армориканская 753
— варисцийская 753
Дуги втискивания 782
— опережения 782
— отставания 782
— складчатые 274, 792
Дунит 413
Дюны 171, 173, 176, 690

Желваки 400
Железный блеск 167
Железняк бурый 150, 165, 167
— красный 167
— магнитный 167
— титанистый 152
— хромистый 152
Железняки карстового типа 168
— оолитовые 161
Железо метеорное 68
Жеоды 140, 153

Жесткость 194
Животные морские 141
Жила 149, 168, 225, 238, 330, 375, 404, 414
Жила настоящая 239
— седловидная 262
Жилы изверженных пород 414
— минералов 414
— пластовые 239, 414
— рудные 414

Закон параллельности складкообразований 793
— — — последующих 794
— перманентности 793
— постоянства 793
— симметрии 793
Залегание ингрессивное 186
— моноклинальное 244
— перемежающееся 173
— пластов горизонтальное 180
— — котловинное 180
— — куполовидное 181
— — мульдообразное 180
— — на головах 182
— — наклонное 180
— — облекающее 181
— — первоначальное 180, 181
— — периклинальное 180, 181
— — плащеобразное 181, 272
— — трансгрессивное 170, 182
— регрессивное 170
Залежи жильные 239, 414
— интрузивные 414, 415
— метасоматического типа 168
— нефтяные 101
— рудные 140
— чечевицеобразные 175
Зальбанды 239, 414
Замедление вращения Земли 72
Застывание лавы 95
Засухи 690
Затухание воздушное 536
— жидкостное 536
— поверхностных волн 557
— электромагнитное 536
Звезды-гиганты 33, 45
Звезды голубые 33
— двойные 36, 47
— — спектральные 36
— — телескопические 36
— желтые 33
— карликовые 34
— красные 33
— неподвижные 33
— новые 36, 206
— оранжевые 33
— падающие 61
— самовозгорающиеся 480
— темнокрасные 33
Здания антисейсмические 613
Землетрясение 13, 140, 179, 191, 197, 240, 297, 341, 472, 511, 616, 835
Землетрясения вулканические 675, 678
— денудационные 675
— интрузивные 679
Землетрясения криптовулканические 679
— магматические 679
— на Кавказе 659
— обвальные 91, 675
— периферические 681
— плутонические 678
— поперечные 653, 659, 681
— продольные 653, 659, 681
— радиальные 682
— связанные с давлением 682
давлением 686
— — — образованием надвигов 682
— — — — сбросов 682
— — — — сдвигов 682
— — — — сложных сбросов и движений по ним глыб 682
— — — складкообразованием 682
— — — смещением 682
— — — растяжением 682
— скрытовулканические 679
— субокеанические 639
— тектонические 675, 681
— центральные 682
Зеркало 291
Зерна кристаллические 147, 148
Змеевики 733
Зодиак 71
Золото (россыпное) 173
Зона андезитовая 772
— аутохтонных центральных массивов 740
— безнефелиновая 774
— больших грабенов Восточно-африканская 839
— геоплазматическая 772
— депрессии 271
— кульминации 271
— опускания 271
— орогеновая 800
— пластическая 752
— поднятия 271
— разлома 227
— складчатая альпийская 734
— — варисцийская 734
— течения 224
— цементации 167
Зоны 208
Зоны загружения 726
— земли мобильные 723, 775, 775
— — стабильные 723, 775
— кратогеновые 486
— опускания 726
— орогеновые 486
— отложения 726
— стабильные 795

Идеи о горизонтальном давлении 790
Идея возмущений и приливов 47
— отрыва Луны 72
— планетезимального происхождения Земли 47
Иероглифы 178
Изанабазы (или изоанабазы) 699
Извержения воды 618
— вулканические 191, 217, 325, 359
— газов 618
— грязи 618
— подводные 398
Известняк битуминозный 166
— глинистый 166
— кремнистый 166
Известняки 140, 165, 166, 174
Известняки оолитовые 161, 166
— рифовые 166
Излияния лавовые 339
— массовые 327, 431
— поверхностные 338
— трещинные 327, 338, 400
— центральные 327, 338
Изменения атмосферного электричества 652
— кристаллобластические 497
— оси вращения 236, 829
— палеогеографические 221, 236
— эвстатические 698
— эксцентриситета 72
Измерения градусные 77, 78
Изоанабазы (или изанабазы) 699
Изогоны 91
Изодины 93
Изокатабазы 706
Изоклиналы 92
Изопсиха 97
Изостазис 695
Изостазия 815
Изостазия гравитационная 807
— (равновесие) земной коры 86
— термическая 807
Изотермы 96
Изохазмы 94
Изучение гравиметрическое 768
Ил 159
Ил глубоководный 165
— диатомовый 167
— мидиевый 210
— обыкновенный 165
— радиоляриевый 167
— теребеллидный 210
— фазеолиновый 210
Илы 174
Ильмени 690
Ингрессия 186
Интенсивность землетрясений 567
— складчатости 248
Интерниды 733
Интрузии 169, 327
Интрузии гранитов 213
— магматические 314
Интрузия 197, 331
Инъекция 331
Исследования океанографические 694, 723
Историческая геология 11
История геологическая 220
Источники нефтяные 474
Ихор 332

Кайнозой 213
Каледониды 734
Калий 108
Кальдера 351, 483, 487
Кальцит 152, 505
Камни гороховые 161
— иматровские 152
— смоляные 375
— точильные 166
Каналы Марса 55
Канкринит 151
Каолин 152 165
Карбон 213
Карбонаты 150, 165, 503
Карлики 33
Карлики красные 34
Карру 133
Карты геологические 17, 242
— изосейст 589
— сейсмические 656
— сейсмичности 668
— термические 101
Катаклизм 826
Катастрофа 22
Кварц 150
Кварцит 161
Кварцит жерновый 166
— пресноводный 166
Кварциты 165, 505
Кератофиры 424
Кианит 152
Кизельгур 166
Классификация Гарвардской обсерватории 33
— горных пород 163
— — — химическая 413
— Кеппена 145
— климатических зон 144
— метеорологическая 144
— осадочных пород 164
— островов 134
— Пенка 145
— рыхлых пород сейсмическая 584
— Секки 33
Кливаж 225, 227, 233, 498, 791
Кливаж нормальный 500
— размятия 499
Климат 144
Коенит 68
Кокс 493
Колебания брадисейсмические 514
— вертикальные 596
— волнообразные 597
— земной коры 18, 19
— — — вертикальные 16
— — — медленные 18
— — — радиальные 243
— климатических факторов годовые 144
— — — многолетние 144
— — — суточные 144
— макросейсмические 515
— мегасейсмические 515
— микросейсмические 515, 571, 614
— поперечные 524
— продольные 523
— тахисейсмические 515
Колебания уровня моря 120
— эвстатические 686, 694
— эксцентриситета 204
Колодцы огненные 476
Колуры 134
Колчедан железный 167
— магнитный 167
— медный 167
Кольцеобразные горы Луны 57
Кольцо астероидов 45
— Сатурна 39, 45, 72
Комета 40, 61, 69
Компас горный 242
Компенсация изостатическая 91
Комплекс складок 248
— складчатый 271
Конгломерат базальный 183
— основной 183
Конгломераты 140, 160, 165, 170, 173, 398
Конкреции 152, 288, 400
Консеквентность 781
Константы упругие 522
Контакт слепой 423
— тектонический 183
— трансгрессивный 183
Контакты 421, 422
Континентальность материков 134
Конусы 618
Конусы грязевые 619
— песчаные 619
— шлаковые 400
Кора земная 90, 147, 193
— силикатовая 190
Кораллы 202
Кордиерит 152
Корни перекрытий 288
— покровов 288
Корона солнечная 49, 50, 95
Корунд 152
Космогония 13
Космогония Лапласа 205, 802
— Мультона-Чемберлена (планетезимальная) 205
Космология 43
Космохимия 11
Коэфициент оснований подземный 584
Кратер 327, 338
Кратеры Луны 58, 325
— паразитические 394
— эллиптические 475
Кремень 166
Кривая Земли гипсографическая 119
Криоконит 65
Криптосидериты 62
Кристаллит 156
Кристаллическая форма минерала 154
Кристаллография 11
Кристаллы 147, 157
Кровля 172
Кротовины 623
Крыло мульдовое 249
— сброса висячее 291
— — лежачее 291
Крылья сброса 290
— складки 248
Кряжи горные 126
Ксенолиты 421
Купол 149, 256, 269, 274, 375, 396, 404, 416, 431, 684
Купол овальный 782
— соляной 270
Кыры 186

Лава 19, 164, 345, 359, 374, 398, 491
«Лава» 833
Лава волнистая 380, 382
— глыбовая 380
Лавины жидкие 468
Лавопады 364, 379
Лавы агломератовые 398
— брекчиевидные 398
«Лавы водяные» 468
— кислые 375
— основные 375
— туфо-агломератовые 398
Лагуны 171
Лакколит 24, 149, 231, 264, 327, 403, 414, 416, 440, 441
Лакколиты интрузивные 400
— экструзивные 400
Лапилли 344, 365
Ледники 142
Ледники окаменелые 98
— соляные 315
Лейцит 151
Леониды 61
Лепидолит 151
Лептиты 503
Лептоклазы 229
Лёсс 133, 139, 149, 164, 165
Летоисчисление абсолютное 201
— относительное 201
Лиманы 692
Лимбургиты 424
Линеамент 615, 630
Линии береговые 122, 688
— — современные атлантического типа 122, 123
— — — тихоокеанского типа 122
— герцинские 781
— перистые дизъюнктивные 684
— рейнские 781
— сейсмо-тектонические 615, 642, 672
— тектонические 761, 776, 777
— термальные 654
— ударов 654
Линия апсиды 70
— камповая 654
— надвигания 275
— простирания 248
— сброса 290
Липариты 412
Литогенез 197
Литосфера 109, 115, 116, 147, 193, 194
Лоб надвига 280
Лополиты 330
Лунные горы 57
— цирки 58

Маары 58, 339, 355, 400, 487
Магма 64, 90, 149, 156, 190, 196, 325, 398

Магма базальтовая 192, 425
— габбровая 195
— габброидная 425
— гранитовая 425
— кислая 425
— основная 425
— первичная 401
Магнетизм земной 651
Магнетит 152, 494
Магнитометрия 685, 864
Макалубы 469
Мареограф 692
Масса метеорная 45
— срединная 733
Массив 304
Массивы жесткие 782
— материковые 795
Материал терригеновый 179
Материалы гетеропластические 319
Маятник астатический 534
— Вейнинг-Мейнеса 866
— вертикальный 534
— горизонтальный 534
— Лежэ 866
— математический 529
— опрокинутый 534
— сейсмографа 528
— физический 530
Мезозой 213
Мезоундации 814
Мел 166
Мелафиры 413, 417
Мели 126
Мергели 140, 166
Мергель известковый 166
Меридиан магнитный 91
Месторождения гидатометаморфические 506
— гидротермальные 420
— гипотермальные 421
— динамометаморфические 506
— конкреционные 168
— контактовые 419
— концентрационные 168
— мезотермальные 421
— осадочные 168
— остаточные 168
— первично-контактовые 506
— первично-магматические 506
— первично-осадочные 506
— пирометаморфические 506
— пневматолитовые 419
— рудные 168
— секреционные 168
— цементационные 168
— эпитермальные 421
Метаморфиды 733, 740
Метаморфизация 183
Метаморфизация текстурная 496
Метаморфизм 22, 150, 490
Метаморфизм аддитивный 491
— геобарический 490
— геотермический 490
— гидрохимический 101
— давления 490
— движения 170
— дислокационный 169, 490, 495
Метаморфизм калорический 491
— каустический 491
— кинетический 490, 495
— контактовый 169, 336, 419, 490, 491
— региональный 490
— ретроградный 491
— статический 496
— термальный 490
— экзогенный 495
— эндогенный 495
Метасланцы 151
Метасоматизм 419
Метасоматизм контактовый 419
Метеор 39
Метеорит 39, 41, 42, 58, 60, 61, 69, 190, 205
Метеориты железные 62, 67
— каменные 62
Метеорология эндогеновая 514
Метеоры 205, 652
Метод актуалистический 24
— радиоактивный 219
Метр 78
Мигматизация 310
Мигматиты 331, 504
Микробрекчии 382
Микрокливаж 499
Микроклин 151, 505
Микролиты 156, 157, 404, 405
Микросдвиги 499
Микроскоп поляризационный 156
Милопиты 281
Миндалины 140, 153, 409
Минерал 10
Минерализаторы 419, 494, 496
Минералогия 10, 11
Минералы 147
Минералы аллотигенные 148
— аллотриоморфные 153
— аутигенные 148
— аутоморфные 153
— идиоморфные 153, 406
— ксеноморфные 153, 406
— породообразующие 150
Мистпуффер 590, 591
Млечный путь 15, 30, 205
Мобилизм 859
Мобилизм земной коры 750
Мобильность Земли 25
Модуль всестороннего сжатия 520
— Юнга 521
Моласса 317, 727, 745, 751
Молдавит 64, 66
Монацит 205
Моногеосинклинали 724
Морена тектоническая 282
Моретрясения 511, 639
Моретрясения линейные 639
— центральные 639
Морфология геотектоники 222
Моря 117
Моря внутренние 118
— окраинные 118
— средиземные 117, 118
— эпиконтинентальные 723
Мостовая гигантов 386
Мосты сейсмические 587
Мофетты 362
Мощность жилы 240
— пласта 171
— сбрасывателя 291
Мрамор рунный 233
Мраморы 161, 166, 493, 505
Мульда 248, 267
Мульда балтийская 235
— овальная 782
Мусковит 151, 505

Наблюдения гравиметрические 81, 88, 723
— магнитометрические 685
— спектрографические 33
— температуры тоннелей 104
Наводнения 643
Нагорья глыбовые 728
— промежуточные 736
Надвиг 311
Надвиг альпинотипный 286
— германотипный 286
— глыбовый 287
— пластинчатый 285
— покровный 287
— пологий 285
— складчатый 287
— чешуйчатый 286
Надвиги 244, 275, 658
Надвиги послеэрозионные 280
Наклонение магнитной стрелки 91, 92
— эклиптики 71, 72
Наклономеры 693
Наклоны поверхности 565
Накопления планетезимальные 193
— флишевые 178
Налегание черепичатое 185
Направление герцинское 322
— движения масс 743
— первого движения 684
— рейнское 322
Напряжение магнетизма 93
— сплы тяжести 80
Напряженность магнетизма 91
Натеки известковые 166
— кремневые 166
Небулпты 332
Небулярная теорпя 41
Некк 416, 431
Неозой 213
Нептунисты 15, 20, 21
Несогласие 256, 315
Несогласия горизонтальные 778
Неупругость 194
Нефелин 151
Нефть 165, 167
Низменность 126, 143
Нозеан 151
Нориты 413
Нутация 187
Ныряние складки 269

Обвалы 140, 625
Облака туманностей 31
Области асейсмичные 519, 668
— вулканические древние 441
— континентальные 812
— кратогеновые 812
— пенесейсмичные 519, 668

Области периферические 145
— сейсмические 519, 668, 675
— сейсмического покоя 667
— центральные (бессточные) 145
— эпицентральные 588
Область Динарид 740
— землетрясений 567
— корней и рубцов 736
— сотрясения 585, 587
— фронтальная 727, 801
Обнажение 171
Обогащение давления 319
— тектоническое 261
Оболочка наружная тонкая 550
— силикатовая 195
Образования низолитовые 474
Обсидиан 375, 412
Общее сокращение поверхности земли 792
Объем воды 118
— морей 118
— суши 118
«Огни речные» 476
Оживление древних тектонических линий 685
Озера 171
Озера лавовые 400
— реликтовые 130
— соленые 690
Озы 148
Окаменелости 11, 16, 17, 19, 149, 206
Окаменелости руководящие 208
Океан мировой 118
Океаны 117, 118
Окислы железа 150, 165
Окна 285, 742
«Окна» 186
«Окна» тектонические 186
— эрозионные 186
Оледенение 695
Оливины 63, 150, 152, 505
Олигосидериты 62
Омоложение первичного плана 235
Ондометрия 868
Опал 166
Опережение тектоническое 316, 318
Оплывины 622, 624
Оползни 622
Оползни подводные 641, 642
Определение границы пласта 175
Опускание частей земной коры 169
Опускания 619
Орбита планеты 70
Ороген 728, 733
Ороген Кобера 752
— средиземноморский 736
Орогенез 197, 727, 733
«Орогения» 732
Орогения саксонская 754
Орогены второго порядка 734
Оросинклиналь 728
Ортоклаз 151
Ортосиликаты 151
Ортофиры 412
Ӧрэ 689
Осадки гетеромезичные 209
— глинистые 171
— зоогенные 142
— пзомезичные 209
— пелагические 130
— субъаэральные 132, 139
— фитогенные 142
— эоловые 132, 139
Особенности пластов батрологические 180
Остов жидкий 118
— материковый 118
— морской 118
— твердый 118
«Острова» 186
Острова вулканические 90, 398, 774
— — древние 135
— — новые 135
— зоогенные 135
— континентальные 134, 135
— коралловые 135, 687
— лиманные 135
— минерогенные 135
— накопления (вулканические и коралловые) 135
— невулканические — от поднятия 135
— новые 476
— океанические 134, 135
— подводные 135
— риасовые 135
— сейсмические 584
— тектонические 135
— фитогенные 135
— фиордовые 135
Осыпи 138
Ось земная 71
— складки 248
Отдел готландский 216
— ютнийский 216
— кьюиноуский 216
— ордовичский 216
Отделы 208
Отдельность 225, 228
Отдельность базальтическая 384
— квадерная 390
— квадратная 390
— кубическая 390
— матрацевая 390
— неправильно-полиэдрическая 389
— неправильно-сфероидальная 385
— параллелепипедная 390
— пластинчатая 375, 388, 389
— плитняковая 389
— плитообразная 390, 417
— призматическая 383, 390
— ромбоидальная 390
— столбчатая 375, 383, 416, 493
— цилиндрическая 386
— шаровая 384, 385
Отложения 164
Отложения вулканов «пирокластические» 398
— грубообломочные 727
— дельтовые 691
— делювиальные 164
Отложения ключевые 164
— лагунные 174
— ледниковые 164
— озерные 174
— переходные 208
— прибрежные 175
— промежуточные 208
— спваликские 727
— флишеподобные 179
— эоловые 164, 173
Относительная древность жил 414
Отпечатки волн 176
Офиолиты 733
«Очаги» 652
Очаги магматические периферические 482

Падение метеоритов 59
— общее 271
— пласта 242
Пакет пластов 291
— покровов 281
— складок 248
Палеогеография 11
Палеозой 213
Палеолит 219
Палеонтология 11, 22
Палингенез 310, 332, 425
Палласит (палласово железо) 63, 66
Парагеосинклинали 725
Параклазы 229
Параллелизм географических очертаний 117
Парафоры 310, 779
Пароксизмы вулканические 206
— тектонические 206
Пары водяные 360
Пегматизация 494
Пегматиты 494
Пелиты 165
Пемза 412
Пенеплен 143, 696, 751
Пенепленизация 143
Пепел 344, 398
Пеплы вулканические 165, 366
Перебросы 296
Перегибы тектонических линий 665
Пережим ненормальный 300
— нормальный 300
— пласта 175
Перекрытия 244, 275, 280, 286
Перемещение берегов отрицательное 688
— — положительное 688
— моря 17, 183, 185
— эпицентров 652
Перерывы стратиграфические 183
Пересечение жил взаимное 414
Перигелий 70, 72, 204
Перидотиты 192, 413, 414, 424, 733
Периклипалы 256
Период анимикский 213
— гуронский 213
— девонский 213, 216
— ютнийский 215

Период калевийский 213
— каменноугольный 213, 216
— кембрийский 208, 213, 216
— кьюатинский 213
— ледниковый 72
— меловой 213, 217
— миссисипский 216
— пенсильванский 216
— пермский 216
— силурийский 213, 216
— тимискамийский 213
— третичный 122, 213, 217
— триасовый 217
— четвертичный 213, 217
— юрский 213, 217
— ятулийский 213
Периодичность горообразования 774
Периоды 207
Периоды землетрясений 517
— материковые 122
— складчатости 729
— трансгрессивные 122
Персепды 61
Песок 164, 165
Песок вулканический 366
— дюнный 164
— рыхлый 140
Песчаник граувакковый 216
Песчаники 140, 160, 165, 167, 170, 173, 174, 634
Песчаники красные 208
— кривослоистые 179
Петрография 10, 148, 222
Петрология 10, 148
Петротектоника 10
Петрохимия 10
Пещеры 140
Пиезоклазы 229
Пикрит 414
Пирит 167
Пироксен 505
Пироксены моноклинные 151
Пиролюзит 167
Пирротин 152
Плагиоклазы 151, 505
Планета 39
Планетезимали 42, 110
Пластичность пород 193
Пластование несогласное 182, 183, 185
— параллельное 186
— согласное по углу 181
— трансгрессивное 185
Пластосфера 312
Пласты 149, 171
Пласты вертикальные 244
— некомпетентные 261
— несогласные 242
— опрокинутые 244
— пологие 244
— сильнонаклоненные 244
— слабонаклонные 244
— согласные 242
— стоящие на головах 244
— узловатые 175
— чечевицеобразные 175
Платина 68
Плато, платформы континентальные 212, 723
Платформы 723, 728
Платформы подводные 691
Плейстоцен 219
Плиты 728, 795
Плиты лабильные 795
— стабильные 795
Плойчатость 256
Плоскогорье 120, 126
Плоскость земли двойниковая 752
— напластования 171
— скалывания 224
Плотность всех членов нашей солнечной системы 85
— Земли 82
— — средняя 84
— пород средняя 84
Площади древние 728
— плейстосейстовые 587
Плутонизм 327
Плутонисты 15
Плутониты 401
Плутоны вертикальные 330
— воронкообразные 330
— краевые 330
— периклинальные 330
— пластовые 330
— сводчатые 330
— срединные 330
— трещинные 330
Плывун 619
Побережья тихоокеанские 488
Поверхность изостатическая 87
— надвига 275
— осевая 248
— сброса 290
— смыва 185
Повторяемость землетрясений 518
Поддвигание 311
Подразделение земного шара 550
Подфазы 729
Пожары каменноугольные 493
Покровы 149, 376, 400, 404, 417, 431
Покровы восточно-альпийские 740
— пеннинские 740
Поле сброса 304
Полигеосинклинали 725
Полоса движений евразийская 672
— орогеновая 748
Полисидериты 62
Полюс магнитный 91
Поля ледяные 142
Понижение уровня суши 141
Поправка Буге 89
— за высоту 86
— — рельеф местности 86, 88
— — свободный воздух 88
— на уровень моря 88
Породы 325
Породы абиссальные 149
— азойские 215
— «алевритовые» 160
— эрогенные 149
— бесполевошпатовые 413
— водные 164
Породы водонепроницаемые 140
— водопроницаемые 140
— вулканические 101, 149, 403
— геосинклинальные 733
— гипабиссальные 149
— глинистые 167
— глубинные 149, 401, 403, 414
— горные 148
— — изверженные 400
— — кислые 108
— — основные 108
— гранатовые 503
— дейтерогенные 425
— жадеитовые 503
— жильные 149, 404
— зоогенные 149
— изверженные 162, 409
— — массивные 149
— известково-щелочные 424
— известковые 167
— излившиеся 149, 404, 414
— интрузивные 149, 403
— кайнотипные 412
— кислые 414
— кластические 148, 159
— контактовые 490
— континентальные 164
— кремнистые 165, 505
— криогенные 148
— кристаллические 148
— ледниковые 148
— ленточные 504
— массивно-кристаллические 12, 404
— метаморфические 148, 162, 505
— механические 148
— миндалекаменные 409
— монцонитовые 424
— морские 164
— наждаковые 505
— неотипные 412
— непластичные 224
— несиликатные 505
— неслоистые 149
— нефритовые 503
— обломочные 148
— оливиновые 190
— органогенные 149
— орогеновых фаз 486
— ортоклазовые 412
— осадочные 138
— — галогенные 148
— — химические 148
— основные 414
— офиолитовые 318
— очковые 504
— палеотипные 412
— пелитовые 179
— пирогенные 148
— пироксеново-скаполитовые 503
— пироксеновые 503
— плагиоклазовые 412
— пластичные 224
— плутонические 149, 403
— полнокристаллические 401
— полукристаллические 163, 405
— порфирово-стекловатые 401

Породы пресноводные 164
— протогенные 425
— силикатные 505
— силикатовые 375
— сланцевато-кристаллические 503
— сланцевые 504
— сложнокристаллические 162, 503
— слоистые 149
— солоноводные 164
— средиземноморские 735
— средние 414
— стекловатые 140, 163
— термометаморфические 490
— ультраосновные 414
— фаялито-тералитовые 424
— фитогенные 149
— хлоромеланитовые 503
— щелочные 424
— экзогенные 414
— эндогенные 414
— эоловые 148, 149
— эпейрогенических фаз 485
— эффузивные 149, 401, 404
— яснозернистые 163
Порфир кварцевый 412
Порфириты 413
Порфириты диабазовые 413
— диоритовые 413
— кварцевые 413
Порфиры 417
Постель 172
Постель базальтовая 192, 195, 789
Постоянство континентов 212
— материков 723
— океанов 723, 771
Постплиоцен 219
Постройки коралловые 186, 202, 690, 691
Потоки 149, 168, 375, 404, 417
Потоки базальта 444
— грязевые 468
— лавовые 95
Потоп 643
Почва 172, 208
Почва вечно мерзлая 97
Пояс астероидов 45
— базальтовый 192
— внешний осадочный 192
— гранитный 192
— евразийский 721
— «кислый» 192
— оливиновый 190
— орогенный 192
— постоянной температуры 96
— разлома 117, 752
— — главный 488
— сброса 303
— сероводородный 478
— средиземноморский 721
— тихоокеанский 721
«Прагеосинклинали» 807
Превращения аллометаморфные 491
«Предглубие» 801
Предпосылка космогоническая 109
— планетезимальная 109
Прекращение складки 268
Прерывность в отложении 183
Прецессия 72, 187
Приборы Голицына 540
Признаки несогласного залегания 183
Приливы 617
Приливы земные 72
Примеси 152
Принцип минимума времени 525
— Ферма́ 525
Притяжение лунно-солнечное 86
Причина вулканизма 480
— землетрясений 675
Провалы 619
Провалы карстового типа 675
— котлообразные 307
Провинция бореальная 210
— гетеротопичная 210
— изотопичная 210
— петрографическая 423
— — атлантическая 424
— — тихоокеанская 424
— субтропическая 210
Прогиб Саратовско-Ульяновский 756
Продукты извержений газообразные 359
— — жидкие 359
— — твердые 359
— пирокластические 364
— рыхлые 364
Проектирование тоннелей 107
Происхождение гранитов палингенное 426
— — протогенное 426
— изверженных пород монофилитическое 426
— — — полифилитическое 426
— лунных гор 59
Пропласток 175
Прослоек 175
Прослои псаммитовые 178, 179
— псефитовые 178, 179
Простирание общее 271
— складок главное 776
Протерозой 213
Прототектиты 425
Прототектоника 403
Протуберанцы 45, 50, 325
Профили сборные 289
Профиль земной поверхности средний 119
Процесс абиссо-динамический 327
— внешней динамики 12, 137
— внутренней динамики 137
— вулканизма 191
— вулканический 195, 327
— денудационный 125, 137
— интрузивный 327
— консеквентный 781
— литогенеза 148
— окисления 787
— орогенический 183
— плутонический 327
— постумный 781
— радиоактивный 107, 108
Процесс ренегантный 781
— тектонический 125, 327
— ундационный 775
— ундуляционный 775
— эквилибротурбальный 812
— экзогенный 137
— эксплозионный 327
— эндогенный 137
— эффузивный 327
Проявления эндогенные 197
Псевдоморфозы 157, 177
Псевдоэрупция 69
Пуговица 285
Пульсация 570
Пульсация земли 652
Пуццолана 372
Пыль 171
Пыль космическая 51, 62, 65
Пятна солнечные 52, 487
Пятнистость желвакообразная 400
— пластинчатая 400

Равнина 126
Радиант 61
Радиация космическая 95
— солнечная 652
Радий 68, 108
Радиоактивность 44, 109, 789
Радиоактивность Земли 205
— региональная 108
Радиометрия 869
Радиус Земли 109
— — средний 79
— полярный 77
— экваториальный 77
Развевание 139
Разложение марказита 101
— пирита 101
— полевошпатовых пород 101
Размывание 142
Разрез геологический 242
Разрывы 265, 629
Разрывы восточной Африки 763
— отделения 236
— пластов со сбросами 244
Районирование сейсмическое 671
Районы сейсмические 576, 613
Рама твердая 800
Рамп 306, 765
Рамы 782
Раппакиви 439
Распад радиоактивный 206
— радиоактивных веществ 787
Распределение базальтовых извержений 192
— землетрясений географическое 683
— плотностей внутри Земли 551
Растяжение 224
Растяжение рейнотипное 322
Расщепление магмы 400
«Рвы» Тихого океана 90
Революция вулканическая 206
— тектоническая 206, 213
— — аппалачская 213
— — варисцийская 213

Революция вулканическая иеншанская 213
— — каледонская 213
— — каскадная 213
— — ларамийская 213
Регистрация гальванометрическая 538
— механическая 537
— оптическая 537
Регрессия 143
Регрессия моря 208
Режим Земли тепловой 108
Резкость контакта 423
Реконструкции палеогеографические 73
Рельеф земной 243
— поверхности 122
Ретроградное движение спутников 40
Риолит 414
Рифт 306, 765
Рифы 141, 202, 691
Рифы коралловые 90
Роговик 166, 494
«Родники мыльные» 472
Роль атмосферы 144
— ударов молнии 96
Россыпи 138
Россыпи аллювиальные 169
— элювиальные 169
Руда железная 141, 167
— — бурая 167
— — оолитовая 165
— марганца 168
— никелевая 168
Рябь 176

Сальзы 363, 468, 469
Сальсима 832
Санидин 151
Сапропель 167
Сбрасыватель 290
Сбросо-сдвиг 297, 299, 313
Сбросы 93, 226, 289, 290, 313, 622, 626
Сбросы диагональные 295
— закрытые 291
— зияющие 291
— косые 294
— несогласно падающие 295
— нормальные 296
— открытые 291
— параллельные 294
— перистые 303
— периферические 307
— перпендикулярные 294
— поперечные 294
— радиальные 307
— складок 297
— складчатые 297
— сложные 302
— согласно падающие 295
— ступенчато-концентрические 307
— ступенчатые 303
— — параллельные 627
— террасовидные 303
— трещинные 297
Сверлильщики 142
Свет зодиакальный 51
Свет поляризованный 156
«Свидетели» 186
Свинец 205
Свинцовый блеск 167
Свита 149
Свита аллохтонная 280
— аутохтонная 280
— жил 414
— пластов 171, 223
Свод антиклинали 248
Связь землетрясений с вулканами 653
— между магнитными бурями и землетрясениями 94
Сдвиги 244, 308, 622
Сдвиги ступенчатые 309
Седло антиклинали 248
«Сейсмические центры» 652
Сейсмичность 685, 779
Сейсмичность России 668
— страны 518
Сейсмограмма 519
Сейсмограф 519, 528
Сейсмограф Бениоффа 541
— вертикальный 534
— Вихерта 539
— горизонтальный 534
— Никифорова 540
Сейсмология 24, 191, 193
Сейсмометрия 519, 865
Сейсмоопасность данного района 585
Секреции 153
Селенотуморы 58
Селитра 167
Семейства магм 108
Сера 150
Серия складок 248
Серная кислота 191
Сероводород 618
Сжатие 224
Сжатие абсолютное 792
— Земли полярное 77
— относительное 792
— сфероида 77
Сиаль 194
Сиальма 194
Сигмоида 270, 309
Сигмоида ферганская 749
Сидериты 62, 167
Сиениты 412, 414
Сиениты авгитовые 412
— амфиболовые 412
— биотитовые 412
— нефелиновые 412
Сила тяжести 77, 82, 85
— эквилибропетальная 812
Силикаты 150, 165
Силли 330, 414
Силлиманит 152
Силы землетрясений 572
— приливные (солнечно-лунные) 110
Синафия 779
Синеклиза 272
Синклазы 229
Синклиналь 248
Синтектиты 425
Сиссидериты 62
Система 208
Система альгонкская 208, 214
— архейская 208, 214
— варисцийская 753
— геологическая 122, 207
— герцинская 753
— гуронская 216, 752
— девонская 208
— допалеозойская 752
— каледонская 753
— каменноугольная 208
— кембрийская 208
— кьюатинская 216
— меловая 208
— Моора 236
— нижнепалеозойская 753
— пермская 208
— пластов 171
— протерозойская 214
— сбросов 303
— силурийская 208
— складчатая 752
— солнечная 31
— тимискамийская 216
— третичная 208
— трещин 227
— триасовая 208
— уралидов 731
— уральская 731
— четвертичная 208
— юрская 208
Сифема 194
Сияния полярные 94
Скалы экзотические 282, 739, 741
Скалывание 224
Скаполиты 151
Скифиды 734
Складка взбросов 252
«Складка двойная Гларнерская» 801
Складка-переброс 252
Складка-сдвиг 252
Складки 23, 182
Складки антивергентные 275
— антиклинальные 248
— веерообразные 249, 285
— волочения 258
— вывальцованные 288
— глыбовые 833
— диапировые 285
— дивергентные 275
— дисгармоничные 258
— замкнутые 262
— изоклинальные 249
— киргизские 731
— коробчатые 251
— косые 249
— кулисообразные 274
— лежачие 249, 275
— моноклинальные 300
— надвинутые 252
— наклонные 249
— обратно-веерообразные 249
— опрокинутые 249
— остроугольные 249, 281
— пламенные 281
— повторенные 255
— подобные 262
— покровные 833, 834
— прокатанные 288
— прямые 249

Складки синклинальные 248
— стоячие 249
— сундучные 251
— типа параллельного, гармонического 266
— — подобного, негармонического 266
— угловатые 249
— эксцентрические 262
— эшелонные 274, 311
Складкообразование 212
Складчатости единого плана 731
Складчатость 226, 242, 248
Складчатость алгоманская 213
— возобновленная 256
— гармоническая 256
— дейективная 322
— диапировая 313
— дисгармоничная 256, 319
— инъекционная 313
— компетентная 258
— концентрическая 256
— лаврентьевская 213
— негармоническая 256
— некомпетентная 258
— непараллельная 256
— параллельная 256
— повторная 256
— поперечная 271, 274
— прогрессирующая 315
— протыкающая 313
— саксонская 753, 754
— эйективная 322
— эксцентрическая 256
Склеросфера 194, 234, 312, 803
Склонение магнитной стрелки 91
Скольжение подводное 179
— свободное 819
— троговое 819
— экспрессионное 820
Скорость движения при различных геологических процессах 579
— землетрясений 567
— «кажущаяся» 547
— отложения 171
Скручивание 227
Сланцеватость 150, 225
Сланцеватость веерообразная 498
— вторичная 233, 245, 299
— истинная 172
— первичная 172
— пород ложная 498
Сланцы актинолитовые 503
— антофиллитовые 503
— аспидные 166, 506
— глаукофановые 503
— глинистые 165, 166
— горючие 166
— граувакковые 216
— железистые 505
— змеевиковые 503
— кремнистые 165, 166
— кристаллические 150, 162, 170, 504
— кровельные 166
— магнезиальные 505
— мергелистые 166
— метаморфические 150
Сланцы пятнистые 495
— роговообманковые 503
— слюдяные 505
— тальковые 503, 505
— углистые 166
— узловатые 495
— хлоритовые 503, 505
След скольжения 259
«Слезы Везувия» 364
«Слезы Пеле» 364
Сложение 404
Сложение брекчиевидное 65
— волокнистое 161
— ленточное 163
— листоватое 163
— листовое 227
— микрофельзитовое 406
— оолитовое 161
— осколочное 163
— очковое 163
— параллельно-линейное 163
— пелитовое 159
— пизолитовое 161
— пластинчатое 163
— плойчатое 163
— полосчатое 163, 227
— порфировое 149, 375, 404
— псаммитовое 160
— псефитовое 159
— пятнистое 163, 400
— сланцеватое 161, 227
— слоистое 161
— стекловатое 404
— столбчатое 161
— флюидальное 499
— чешуйчатое 163
— шлаковое 404
— шлировое 400
Слои годовые 202
— литоспоровые 196
— первые 550
— перидотитовые 195
— промежуточные 550
— синхропичные 207
— ферроспоровые 196
Слоистость 164
Слоистость диагональная 172
— косая 172, 173
— — первичная 179
Слой 149
Слой подкоровой 87
Слюда 150
Смещение коры земли по телу ее 829
— нулевой линии 684
— поверхности 565
— полюсов 827
— — оси вращения Земли 72
Смывание 139
Содалит 151
Сокращение Земли 109
Соли калийные 165, 167
Солончаки 690
Соль каменная 150, 152, 165, 167
— поваренная 141
Сольфатары 363, 484
Сопки грязевые 468, 475, 619
Состав каменных метеоритов 64, 192
Состояние тела пластическое 191
Спайность 154
Спектр эпейрогенический 702
Спорадосидериты 62
Спутник 39, 46
Ставролит 152
Стадия 76
Сталагмиты 140
Сталактиты 140
Станции региональные 671
— сейсмические 670
Стекло 149
Стекло аморфное 157
— вулканическое 375
— трахитовое 412
Стеносинклинали 725
Степень расчлененности материков 123
— среднего сжатия 792
Стилолиты 179, 233
Столб пинеобразный 343
Столбы огненные 478
Страны гористые 126
Стратиграфия 11, 208
Стратификация 219
Стратосфера 95, 116
«Стреляние» пород 681
Сгриктолиты 332
Строение 158
Строение коры Земли 192
— минералов поясовое 157
Строительство антисейсмическое 613
Струевые знаки 177
Структура 149, 158
Структура венцовая 407
— вторичная 272
— гранитовая 406
— крупнозернистая 407
— друзитовая 407
— зернисто-кристаллическая 406
— катакластическая 500
— кристаллобластическая 162
— крупнозернистая 407
— мелкозернистая 407
— микрогранитовая 407
— микролитовая 408
— микрофельзитовая 406
— офитовая 413
— пегматитовая 409
— первичная 272
— полустекловатая 406
— порфировая 404
— порфировидная 407
— скрытозернистая 407
— смятия 751
— стекловатая 406
— трахитовая 409
— флюидальная 65, 332, 375
Структуры криптовулканические 358
— скрытовулканические 358
— эшелонные 274
Стрэн 224
Стрэсс 224
Ступень геотермическая 98, 99, 102
— континентальная 130, 723

Стяжение абсолютное 255
— относительное 255
Стяжения 152, 792
Суглинки 166
Сульфаты 150, 165
Сутки звездные 71, 72
— солнечные 71
Сфен 152
Сфера эклогитовая 195
Сфероид 69, 77, 81

Тальк 152, 505
Тафрогенез 764, 839
Тафролиты 439
Твердость минерала 154
Текстура 158, 404
Текстура губчатая 409
— массивно-кристаллическая 162
— микропористая 409
— миндалевидная 409
— пещеристая 409
— пористая 409
— пузыристая 409
— сланцевато-кристаллическая 162
— флюидальная 405
— шлаковидная 409
Тектит 64, 66
Тектогенез 727
Тектогенез вторичный 819
— первичный 818
Тектоника глубинная 333
— глыбовая 796
— интрузионная 333
— первичная магматическая 403
— пластических масс 243, 244
— поперечная 778
— постмагматическая 403
— скольжения 751
— соляная 285, 313, 820
— сравнительная 730
— экспрессионная 285, 313
— экструзионная 313
Тектониты 310
«Тектоносфера» 833
Тектофазы 214
Тела твердые анизотропные кристаллические однородные 147
Температура лавы 107
— места годовая средняя 96
— пород 99
Темя 728
Тени сейсмические 546
Теория аутопластическая 316
— изостазии 110, 695, 824
— изостатическая 87
— колебаний 818
— контракционная 488, 802
— магмакратическая 488
— мультикаузальная Гутенберга 844
— накопления 434
— онерарная 697, 818
— осцилляционная 818
— плутоническая 832
— поднятия 434, 488
— — соли 316
Теория приливная 205
— растекания 841
— скольжения 817
— статическая 316
— столкновения 41
— тектоническая 316
— термической изостазии 807
— цикловая Крауса 832
— шариажа 738
Тепло «фрикционное» 110
Теплопроводность пород 99
— — горных 100
Теплота Земли 96
— фрикционная 788
Тералиты 424
Термиты 613
Термограф-лилипут 99
Термометаморфоз 66
Термы 478
Террасы 688
Террасы континентальные 691
— речные 173
Территории геохимические 214
Тетраэдр Земли 79, 91
Тефриты 424
Течение 226
«Течение» пород 193
Тип атлантический 768
— вулканов везувиальный 400
— — Вулкано 399
— — Гавайи—Стромболи 400
— — гавайский 399
— — исландско-гавайский 400
— — пелейский 399
— — Стромболи 399
— — ультравулканский—Бандай-сан 400
— звезд спектральный 333
— маар 400
— средиземноморский 767
Тифон 415
Торий 108, 205
Торф 167, 169
Торфяники 692
Травертин 141, 166
Трансгрессия 122, 143, 185, 220
Трансгрессия моря 18, 208
Траппы 433
Трасс 373
Трахит 376, 412, 414, 417
Трепел 166
Трепетания 570
Трещиноватость вследствие интрузии 421
Трещины 225, 228, 394, 484, 616, 620, 626
Трещины выпячивания 231
— давления 231
— изгибов 231
— излома 231
— ледниковые 233
— надвигания 231
— опусканий 230
— от высыхания 231
— охлаждения 230, 231
— поднятий 230, 231
— радиальные 395
— расширения 231
— расщепления 231
— сбрасывающие 290
Трещины сбросов 231
— синорогеновые 236
— скалывания 265
— складок 230, 231
— скручивания 231
— сокращения 230, 231
— стяжения 230, 231
— экзокинетические 231
— эптокинетические 231
Трилобиты 208
Трихпт 156
Троилит 68
Тропосфера 116
Туманность 38, 41
— внегалактическая 31
— галактическая 31, 45
— спиральная 31, 42, 45
Туморы 814
Туморы лунные 58
Тутенкальк 152
Туффиты 398
Туфы 374, 398, 404, 449
Туфы базальтовые 372
— вулканические 65, 164, 165, 359, 364, 372
— известковые 166
— кремневые 166
— лапиллевые 398
— налагоннтовые 373
— пепловые 398
— позилипповые 373
— порфировые 372
— трахитовые 372
Тетис 725, 735

Увеличение объема 787
Углеводороды 191
Углекислота 140, 191
Углерод 150
Угол выхода 598
— — сейсмической радиации 527
— сброса 295
Уголь бурый 167
— каменный 165, 167
Удельный вес минерала 154
Уменьшение объема 787
Унаследованность 235
Ундации 698, 796, 814
Ундации общие 782
— специальные 782
— третьестепенные 815
Уплотненность осадков 169
Упругость 194
Ураганы пыльные 138
Уран 108, 205
Уреилит 61, 63
Уровень земной коры средний 119
Ускорения сейсмические 613
Условия жизни хронологические 209
Уступы волноприбойные 688
Учение о катастрофах 208
Учреждения геологические 25

Фаза апостатическая 66
— астральная 66
— атмосферная 66
— геосинклинальная 727
— диатрустическая 66

Фаза истечения 403
— катартическая 66
— киммерийская 754
— орогеновая 727
— перигелическая 66
— позднемагматическая 403
— ирогенная 66
— разломов 403
Фазы 729
Фазы вулканизма 792
— горообразования 198
— луны 647
— развития 66
— складчатости 792
Факел 51
Факолиты 329
Фальбанд 416
Фауны средиземноморские 735
Фации 740
Фации гетеропичные 210
— изопичные 210
Фаялит 152, 190, 424
Фельзит 412
Фельдшпатиды 150, 151
Фенокристаллы 405
Фигура Земли 75, 77, 652
Фигуры видманштетовые 68
— флишевые 178
Фиксизм 859
Филлиты 503, 505
Филлиты альбитовые 503
Флексуры 244, 264, 302, 311, 641
Флексуры горизонтальные 309, 742, 778
— поперечные 778
Флецы 173
Флиш 317, 751
Фонолиты 389, 412, 417, 424
Форланд 733, 801
Форма залегания 149
— контакта 423
— рельефа 143
Формации 22, 208
— вулканические 423
— геологические 207
Формы веерообразные 179
— грибообразные 179
— залегания осадочных пород неизмененные 170
— — несогласного 186
— очагов землетрясений 588
— стяжения 228
Форстерит 152, 190
«Фортифе» 801
Фоссилизация 490
Фосфориты 165
Фотосфера 49
Фтористый водород 191
Фумаролы 339, 346, 359, 475, 480, 484
Фумаролы кислые 362
— сернистые 362
— сухие 362
— углекислые 362
— холодные 362
— щелочные 362
Футшток 692

Хиастолит 152
Хлориды 150
Хлорит 150, 152, 503, 505
Хлороводород 191
Хондрит 63, 65
Хополиты 330
Хребет 126
Хромосфера 50
Хронология геологическая 149

Цвет минерала 154
Цементация 165
Центр прибайкальский 731
Централиды, 733, 740
Цехштейн 375
Цикличность 810
Цикличность явлений 810
Циклоны 197, 488, 643
Циклы 137
Циклы геологические 197
— диастрофические 215
— развития 12
Цинковая обманка 167
Цирки Луны 57
Циркон 108, 152
Цистоидеи 208
Цоизит 152, 503

Чаша 349
Черта 154
Чечевицы 165
Чешуя 286, 287
Чинки 186

Шарнаж 285, 286, 313, 318, 504
Шарнаж альпинотипный 802
— германотипный 802
— скалывания 834
— складки 270
Шарнир складки 248
Шассиньит 63, 66
Шельфы 130, 262, 795
Шельфы лабильные 795
— стабильные 795
Шизолиты 401
Ширина основания складки 255
— переброса складки 255
— перекрытия 280
— сбрасывателя 291
— складки первоначальная 255
Шкала Меркальи 572
— Росси-Фореля 571
— твердости минерала 154
Шлаки 377
Шлиф 156
Шляпы гипсовые 318
Шпаты доломитовые 150
— железные 167
— известковые 150
— полевые 150, 151, 505
Шпинели 152
Шрейберант 68
Штоки 149, 330, 403, 414, 415
Шток жильный 240, 414
— пластовый 175, 415
Штокверк 416

Щебень 164
Щиты 723, 728

Эвтакситы 398
Эйрисинклинали 725
Экватор динамический 83
— магнитный 92, 93
Эклиптика 71
Эклогиты 503, 505
Эксперименты тектонические 860
Экстеряиды 733, 740
Экструзии 169, 314, 484
Эксцентриситет земной орбиты 70, 71, 202
Эластичность земной коры 90
Электротермия 864, 866
Элементы залегания 242
— химические 150
Эллипсоид вращения 38
— напряжений 224
Эманация 418
Энстатит 151
Эпейрогения 732
Эпейрофорез 779, 829
Эпейрофорез термический 845
Эпидозиты 503
Эпидот 152, 503, 505
Эписейсмы 683
Эпоха верхнечетвертичная 219
— каменноугольная 122
— мезозойская 122
— нижнечетвертичная 219
— пермская 122
— среднечетвертичная 219
Эпохи геологические 198
— геохимические 214
— межледниковые 218
— металлогенетические 214
Эра архейская 205
— кенозойская 122, 205, 217
— мезозойская 205, 217
— неозойская 217
— новая 217
— палеозойская 122, 205
— эозойская 215
Эрозия 142, 167, 270
Эссекситы 424
Эстуарии 691
Этмолиты 330
Эукрит 66
Эффузия 779

Явления вулканические 12
— дислокационные 12
— звука при землетрясении 590
— Земли вулканические 187
— Земли геотермические 187
— метасоматические 494
— пневматолитические 494
— псевдовулканические 369, 863
— резонанса 585
— сейсмические 12, 191
— тектонические 191
— унаследованные 285
Ядро 248, 256, 550
Ядро Земли 42, 147, 187, 195
— мульды 248
— протыкания 244, 285
— свода 248
Ярусы 208
Яшмы 165, 166, 493

Абейлат, о-в 453
Абиссиния 338, 453, 669
Авачинская сопка 458
Австралия 116
Агманган, вулкан 453
Аграм 517
Агуа, вулкан 464
Адамелло, массив 443, 444, 487
Аден 453
Адрара, г. 63
Адриатика 642
Азабкев-даг, вулкан 453
Азама, вулкан 365
Азербайджан 661
Азия 116, 132
Азовское море 711
Азовско-подольский горст 756
Азорские о-ва 117, 451
Айршайр 430
Аконкагуа, гора 465
Аксу, р. 616, 630, 632, 674
Алагез, вулкан 453
Алаид, о-в 399
Алай, Алайский хребет 271, 328, 748, 875
Аланджа-даг, вулкан 454
Алатырский район 241
Александровский пост 674
Александровский хребет 663, 674
Алеутские вулканы 463
Алеутские о-ва 129, 468, 563, 751
Алжир 318
Аликуди, вулкан 449
Аллеганы, горы 127
Алма-ата (Верный) 600, 674
Алтай 127, 132, 306, 338, 591
Аляска 98, 376, 627, 751
Альбано, оз. 351, 373, 441
Альбанские горы 355, 373, 441
Альпы 120, 127, 655, 736, 738
Альпы Французские 318
Альпы Центральные 275
Ампат, гора 441
Амстердам, о-в 453
Аму-дарья, р. 132, 477
Анабара, р. 317
Анапа 674
Андалузия 318, 616
Андижан, г. 516, 518, 600, 663, 674
Андийская цепь 751
Андреасберг 232
Анды Бразильские 333
Анды Южной Америки 116, 120, 127, 328, 445
Анн 674
Антарктика 116, 751
Антарктический океан 118
Антизана, вулкан 465, 483
Антильские о-ва 451, 452
Антрим, плато 338, 433
Апеннинский п-ов 669
Апеннины, горы 478, 620 653, 736
Апойя, маар 357
Аппалачские горы 274, 319
Апшеронский п-ов 471, 710
Аравалли, хребет 665
Аравия 317, 338, 453
Арагва, р. 455
Аракс, р. 660
Арало-Каспийская низменность 126
Аральское море 477
Арарат, вулкан 453, 455, 469, 660, 674
Аргеус, вулкан 453
Аризона, штат 67, 487
Арнка 640
Арктика 338, 674, 880
Арктический океан 118
Арльберт 104
Армения 386, 453, 660, 661
Армянское плоскогорье 444
Артуров трон, гора 433
Арысь, ст. 674
Асама-яма, вулкан 458
Аскиа, вулкан 393
Асосан (Япония), кальдера 357
Аспромонтэ, горы 656
Аспроннзи, о-в 435
Ассам 627, 665
Астраханский край 710
Атакама, пустыня 465
Атакамская впадина 129
Атлантида 694
Атлантический океан 99, 118, 556, 768
Атлас 736
Аулиэ-ата 674
Аулука, вулкан 465
Афар 453
Африка 100, 116, 126, 338, 764
Ахайя 618
Ахалкалаки, г. 518, 674
Ахалкалакское плато 660
Аю-даг, гора 338

Бавария восточная 668
Бавария южная 877
Багоме, о-в 453
Байкал, оз. 97, 126, 620, 761, 880
Бай-шань, гора 455
Бакинский архипелаг 476
Баку 101, 478, 596
Балканский п-ов 669, 736, 878
Балканы 127, 736
Баллени, о-ва 465
Балтийский горст 760
Балтийский щит 756, 875
Балтийское море 130, 234
Бальзенер, оз. 441
Банатские горы 443
Вангал, вулкан 453
Бандай-сан, вулкан 358, 393, 458
Бандован, вулкан 472
Баррен, о-в 457
Бекэр, гора 358, 464
Белое море 702
Белуджистан 622, 665
Бельгия 283
Бенгальский залив 457, 643
Березов 97
Берекей 101
Беринга о-в 674
Берингов пролив 700
Берингово море 130
Берлин 99
Бессарабско-таврический бассейн 712
Бетская цепь гор 736
Бештау, гора 336
Бирма 457, 476, 665
Бирманские цепи гор 747
Биш-чохо 185
Благовещенск, г. 97
Богдо 185
Богдо-ола, гора 455
Богемские вулканы 442
Богемский массив 654
Боденское оз. 705
Больсена, кратер 350
Большие Балханы 745
Большое Богдо 761
Большой Кебин (Тянь-шань) 674
Бонневилль, оз. 704
Борнгольм, о-в 235, 321
Борнео, о-в 132, 135, 136, 369, 476
Босфор 441
Брамапутра, р. 619, 643
Браччиано, кратер 350
Браччиано, оз. 441
Бретань 328
Британская Колумбия 328
Брокен 232
Бугенвиль, о-ва 130
Бурбон, о-в 431
Бык, гора 336

Вайгу, о-в 465
Вакари, о-в 465
Валахия 472
Валь-дель-Бове, кальдера 357
Вателн, лакколит 338
Ватиканские горы 656
Вашингтон 444
Везувий, вулкан 95, 341, 343, 348, 358, 360, 361, 366, 376, 379, 394, 428, 434, 448
Великий или Тихий океан 118
Веллпнгтон, о-в 465
Венгерская впадина 89
Венгрия 442
Венда, вулкан 354, 430
Венецуэла 595
Верблюд, гора 336
Верный (Алма-ата) 600, 674
Верхнее оз. 338
Верхнеудинск, г. 662
Вест-Индия 363
Вестфалия 473
Виания, вулкан 464
Впвара, о-в 448
Вилучинская сопка 456
Вилюй, р. 444
Виннипег, район 205
Висконсин 234
Витимское плато 444

Витимское плоскогорье 97, 456
Владивосток 374, 674
Вогезы, горы 305, 333, 413, 737
Вознесения о-ва 372, 453
Вологодский край 168
Вулкано, вулкан 348, 361, 363, 449
Вулканы Камчатки 458
Вулканы Мексики 464
Вультур, вулкан 434, 441

Гавайи, вулканы 399
Гавайские о-ва 393, 468, 642
Гавайя, о-в 90, 360, 391, 432, 433, 465, 618, 669
Гадднигт, гора 465
Галапагос, архипелаг 465
Галгинская сопка 458
Галицийская внешняя впадина 89
Ганг, р. 619, 643
Гарц, горы 95, 127, 232
Гассан-даг, вулкан 453
Гауранские горы 453
Гваделупа 363, 376
Гвалатьерп, вулкан 348, 465
Гватемала 316, 368, 369
Гваякиль 612
Гебридские о-ва 338, 443
Гебриды, о-ва 444
Гекла, вулкан 358, 362, 368, 379, 394, 433, 451, 679
Гелиополис 202
Гелленицы 736
Гелунгунг, вулкан 340, 371, 397
Генри-Маунтен 333, 441, 443
Геркуланум, г. 372
Германия 328
Герцогенрат 517
Гесперус, горы 334
Гессен 517
Гибралтар 736
Гиеро, о-в 451
Гималаи 120, 127, 132, 215, 311, 665, 731, 747, 748
Гиндукуш, хребет 132, 731, 748
Гиссарский хребет 663
Главный Кавказский хребет 178, 179
Гокча (Севан), оз. 351
Гомер, о-в 451
Гондвана 116
Гондурас 368, 464
Горелая сопка 471
Горн, г. 674
Готланд, о-в 234
Гран-Канария 483
Гренландия 338, 699, 700
Греннел 102
Греция 616, 642
Грозный, г. 479
Грузия 168
Губ, вулкан 464
Губеш-Габар, залив 453
Гудауты 444
Гудзонбайскос море 130
Гунтур, вулкан 348, 371
Гунунг-Идьен (Ява), вулкан 348
Гунунг-Ламонгунг, вулкан 457
Гунунг-Раон, вулкан 348
Гунунг-Сендоро, вулкан 348
Гунунг-Сумбинг, вулкан 434, 457
Гунунг-Тенгер, вулкан 348, 457
Гурон, оз. 704

Далмация 668
Дарданеллы 441
Дарьял 674
Двин (Кавказ) 674
Деканское плоскогорье 126, 383, 433, 444
Демавенд, вулкан 363, 437, 455
Дери-даг, вулкан 454
Дескабезадо, вулкан 371, 465
Джау-тепе, сопка 471
Джебель-Торр, вулкан 453
Джелама, р. 749
Джеланаш, долина 338
Джирджснти 469
Джульфа 454
Джуц, гора 336
Динариды 736
Домойо, вулкан 371
Донбасс 102, 185, 210, 270, 299
Донецкий кряж 756, 759
Доно-манычский бассейн 712
Дрезден 285
Дубби, вулкан 453
Дэли, район 665

Евганейские горы 441
Евразия 116, 272
Европа 116
Евфрат, р. 637, 643, 660
Египет 315
Ейск, г. 479
Ердмияс-даг, вулкан 453

Железная гора 336
Железноводский район 337
Жупанова сопка 458

Заалайский хребет 749
Заамин 674
Забайкалье 97, 215, 662
Заилийский Алатау 616, 622, 630, 663
Зайбейар, о-в 453
Зангезур 674
Зеленый мыс, о-ва 451, 452
Земля Франца-Иосифа 338, 700
Змиева гора 336
Зондские о-ва 457
Зондские цепи 747
Зондский пролив 370

Иберийский п-ов 736
Изалько, вулкан 374, 464, 475
Излуга, вулкан 465
Илапли, вулкан 454
Илецк 317, 761
Илецкая защита 167
Илопанго, вулкан 464
Иловля, р. 272
Имбабура, вулкан 468
Ингаташ, вулкан 453
Ингур, р. 456
Индерское оз. 761
Индийская низменность 132
Индийский океан 90, 118, 768
Индия 433, 592, 626, 880
Индия Нидерландская 876
Индонезия 393
Иокогама 594, 620
Иокосука, г. 594
Ионические о-ва 668
Иордан, р. 126, 697
Иохимилько, оз. 464
Ирравади 665
Иранские цепи гор 736
Ирацу, вулкан 464
Иркутск 518, 662, 761
Иркутский район 167
Ирландия 433
Ирландия северная 338
Исландия 97, 136, 206, 321, 327, 363, 373, 376, 379, 383, 387, 391, 393, 432, 433, 451, 656
Исполиновы горы 328
Иссык-куль, оз. 603, 618, 620, 632, 674
Испания, о-в 373, 448, 518
Италия 592, 655
Ицтелгуаятль, вулкан 464

Кабан, гора 336
Кавказ 120, 127, 178, 736, 756
Кавказ Северный 336
Кавказский хребет 107, 745, 875
Кагошима, вулкан 679
Кадикс 633
Кадис-Хеви, р. 455
Казань 712
Казбек 437, 454
Каир 202
Каймены, о-ва 435
Калабрия 592, 616, 619
Каламо, гора 451
Калифорнийский п-ов 877
Калифорния 240, 241, 274, 554, 603, 618, 628, 629, 669, 680, 751
Калмыцкая авт. обл. 479
Камерун, горы 453
Камчатка 97, 341, 444, 458, 468, 517, 679, 751
Камышин, г. 272
Канада 205, 215, 328, 338
Канарские о-ва 355, 373, 393, 451
Каннинский хребет 760
Кан-су 517, 592, 665
Канталь 442
Капри, о-в 704
Кара-Гиссар, вулкан 453
Каракас, г. 517, 595, 598, 612
Карантыш-даг, вулкан 453
Каратаг 674
Кара-тау, хребет 761
Карелия 205, 237, 875
Карлсбадский шпрудель 161
Карпаты 89, 178, 319, 442, 663, 736
Карру 338
Карское море 130
Каскадные горы 127
Каспий 710
Кастель, лакколит 338

Каталония 318
Катания 592
Катаскаумене 453
Катмай (Аляска), вулкан 348, 368, 376, 463
Кашгар 663
Кашгария 249
Кашгарская котловина 301
Кветта 622
Квито, плоскогорье 77, 465
Кебин, р. 616, 630
Кения, вулкан 453, 764
Кергуэлен, о-в 453
Кермадек 658, 669
Кермадекская впадина 128
Кермадекские о-ва 130
Керченский п-ов 168
Керчь 471
Кетлугья, вулкан 451
Киев 518
Килауэа 28, 360, 364, 380, 391, 433, 465, 487
Килиманджаро, вулкан 458
Кимберлей 339
Киренск 674
Киров 97
Кировский край 168
Кирунга, группа вулканов 453
Кисловодский район 337
Киссола-даг, вулкан 453
Китай 563, 592, 665, 877
Клоэт, вулкан 371
Ключевская сопка 348, 349, 392, 399, 434, 458
Козегвина, вулкан 358, 368, 393, 464
Кола, фиорд 689
Колима-де-Фуего, вулкан 464
Колорадо 274, 301, 440, 444
Колумбия 316, 338, 465
Кольский п-ов 236, 701
Комо, оз. 126
Коморенские о-ва 453
Комсток 241
Конго 764
Консепсион 371
Копал 674
Копет-даг, хребет 127, 745, 747
Кордильеры североамериканские 333
Кордильеры южноамериканские 311, 371
Корея, п-ов 458
Корнваллис 232, 328
Коряцкая сопка 458
Косогол, оз. 662
Коста-Рика 464
Котзуке 593
Котопахи, вулкан 348, 349, 363, 365, 465
Кракатау, вулкан 343, 350, 370, 383, 393, 427, 439, 457, 484, 640
Красноводск 674
Красноводские горы 745
Красное (Чермное) море 317
Красноярск 674
Кратерное оз. в Орегоне 464
Крестовская сопка 458
Кривой Рог 506
Кризурвик (Исландия), вулкан 363, 475
Крозета, о-в 453
Кроноцкая бухта 458
Кроноцкая сопка 458
Крым 124, 178, 338, 372, 471, 562, 603, 670, 674, 684, 711
Куба, о-в 591
Кубано-Черноморская область 178
Кубань 674
Кузбасс 210
Кузнецк 674
Кузнецкий Алатау 662
Куко-Обо, сопка 471, 473
Кульджи 455
Кума, гора 336
Кумберландские горы 127
Кунгей-Алатау, хребет 630, 663
Куринско-Рионская низменность 875
Курильские о-ва 129, 130, 399, 563
Куршаб, сел. 674
Кучи 455
Куэнь-лунь, горы 127, 749

Лаахерская область 348
Лаахерское оз. 357, 442
Лабрадор 699
Лаго д'Аньяно, вулкан 348
Лайбах, г. 655
Ланцерот, о-в 361, 392, 394
Лапландия 77
Лас-Иегас, вулкан 371
Лена, р. 700
Ленинакан 674
Ленинград 170
Лесное (Сочи) 674
Лима 612, 637
Липари, вулкан 449
Липарские вулканы 362
Липарские о-ва 363, 449, 467, 656
Лиссабон 592
Лиу-Киу, о-ва 458
Лок-Батан, вулкан 474
Лос-Анжелос 628
Луара, р. 116
Луизиана 317
Лулаелако (Чили), вулкан 348, 349
Луллайлако, вулкан 465
Лысая гора 336
Люцунская впадина 126, 301
Лусон, о-в 364
Ляки (Исландия), вулкан 392, 393, 394

Мадагаскар 202
Мадера 353, 483
Май-Пу, вулкан 465
Малайский архипелаг 135, 376, 457
Малая Азия 124, 736
Малая Толбача, вулкан 458
Малое Богдо 761
Малые Балханы 745
Манагуа, г. 603
Мангышлакские горы 761
Маньчжурия 456
Марианская впадина 128
Марианские о-ва 130
Мариенбад 442
Марокко 736
Мартиника о-в 371
Маскаренские о-ва 453
Массова 453
Мауна-Кеа, вулкан 433, 465
Мауна-Лоа, вулкан 341, 345, 348, 350, 376, 392, 433, 465
Махенгетанг, о-в 397
Машоль 101
Машук, гора 336
Медвежий о-в 704
Медина 453
Мезень, р. 97
Мексика 315, 432, 627, 675, 877
Мексиканский залив 317, 697
Мелитопольский район 479
Мерапи, вулкан 371, 397, 457
Мерв 674
Мертвое море 126, 305
Месопотамия 660
Мессина 592, 598, 600, 611, 620
Мессинский пролив 638, 656
Милос, о-в 450
Минданао, о-ва 119
Мино-Овари 518
Миравиллес, вулкан 464
Миссисипи, р. 202, 697
Мисти, вулкан 465
Мичиган, оз. 704
Млеты, ст. 386, 444
Молукки 737
Молуккские о-ва 669
Монблан 65, 107
Монголия 215, 444, 749
Мон-Дор, вулкан 442
Монс, район 251
Мон-Сени, тоннель 104
Монте-Нуово, вулкан 347, 348, 373, 374, 441
Монте-Фрументо, вулкан 362
Монцони, гора 444
Моравия 64
Москва 101
Московская обл. 880
Моту-Роан 387
Мраморное море 441
Муголжары 761
Мулль, о-в 338, 444
Мушкетова вулкан 456
Мэрбабу, вулкан 353
Мюнхен 705, 706

Нагаджпр, вулкан 453
Найясса (Huaoca) оз. 63, 453
Наманган 674
Намлагпра, вулкан 453
Нанга-рабат, вершина Гималаев 120
Наркодам, вулкан 457
Нарын, р. 749
Нахичеванская АССР 661
Нгоронгоро (вост. Африка); вулкан 348
Неаполь 361, 363, 592, 611, 703
Невада 241, 629
Нейзальцверк 102

Неми, оз. 351, 373, 441
Неппскаль 455
Неуффен 101
Ниагарский водопад 202
Нижне-Камчатск 674
Никарагуа 464, 595
Никобарские о-ва 457
Николаев 86
Николаевск-на-Амуре 674
Никопольский район 168
Нирагонго, вулкан 453
Ницца 600
Новая Гвинея, о-в 123, 136, 465, 563, 669
Новая Зеландия, о-в 116, 123, 347, 355, 387, 465, 595, 640, 658, 669
Новая Земля 700
Новая Каледония 123
Новая Померания 669
Новосибирские о-ва 98
Новоуренск 479
Новые Гебриды 563
Норвегия 234 687
Нура-тау, хребет 761
Ньюфаундленд 694
Нэпир, г. 595

Обручева вулкан 456
Оверинь 95, 347, 363, 434, 440, 441, 467
Огненная Земля, о-в 465
Оладаграун, лавовое поле 451
Оденвальд южный 333
Одесса 518
Олекминск 97
Ольхон, о-в 674
Омато, вулкан 465
Опальная сопка 458
Орегон 303
Оризаба, вулкан 349
Орози, вулкан 464
Орталле, вулкан 453
Осло, г. 235, 443
Охотск 674
Охотское море 124
Ошима, вулкан 458

Павеп, оз. 352
Падуа, вулканы 354, 388, 429
Паландакён (или Паланджукай), вулкан 440, 453, 660
Палестина 317
Пальма, о-ва 350, 352, 483
Памир 749
Панария, вулкан 449
Пантеллярия 450
Папандаянг, вулкан 358, 363, 395, 468
Парамо-де-Руиц, вулкан 465
Парана, р. 338, 444
Парушовипы 98
Пасто, вулкан 465
Патагония 338, 372, 465
Пекло, сопка 471
Пелау, о-ва 129, 130
Пеле, гора, игла 361, 371, 396, 452, 487
Пелоританекие горы 656
Пембо, вулкан 453
Перим, о-в 453
Пермский край 168
Персидский залив 202
Перу 465, 637, 640, 669
Петропавловск 674
Печора 97
Печорский бассейн 712
Печорский край 756
Пешт 101
Пик-де-Тейде, вулкан 451
Пиперно 398
Пиренеи 120, 127, 318, 319, 658, 736
Пичинча, вулкан 349, 465
Плака, лакколит 338
Подольско-азовский горст 760
Подольское плато 712
Позилиппо 373
Помпея, г. 372
Попокатепетль, вулкан 348, 363, 464
Порторико, о-ва 130
Поццуолн, вулкан 347, 361, 373, 464
Поццуольский залив 703
Прага 251
Предаццо 444
Прибайкалье 444, 662
Прикаспийская низменность 760
Принца Эдуарда о-в 453
Приташкентский район 270
Прочида, о-в 448
Пюи-де-Дом, вулкан 348, 434, 442
Пюи-де-Шопен, вулкан 440
Пятигорск 674
Пятигорский район 336, 337

Рагири, с-в 457
Развалка, гора 336
Рангитото, вулкан 347
Ревила-Гигедо, о-ва 464
Реджио 620, 638
Рейкьявик, вулкан 475
Рейн 297, 305
Рейнская область 317
Рейсса, р. 202
Ривьера 657
Рим 95, 355, 611
Рингрит (Ява), вулкан 348
Риобамба, г. 595, 618
Ровно, г. 444
Рокка-Монфина 350
Рона, р. 318, 658
Роторуа-Тауно-Тонгариро, вулканическая зона 372
Рудные горы 328
Рудольф, оз. 453
Румыния 318
Русская плита 101
Русская платформа 756
Рюанг, вулкан 397, 398
Рюдерсдорф 99, 102

Савай (о-в Самоа) 392
Сагами, бухта 593, 642
Сакохе, вулкан 454
Саксония 240
Сакурашима, вулкан 679
Сакурашима, о-в 458
Сакура-яма, вулкан 458
Салина, вулкан 449
Салтпен, маар 357
Самарская лука 301, 712
Самоа 393
Сангай, вулкан 349, 374, 465
Сандвичевы о-ва 345
Сан-Сальвадор, г. 464, 600
Санторин, вулкан 101, 349, 357, 361
Санторин, о-ва 435
Сан-Яго, г. 595
Сардиния, о-в 441
Сарычев вулкан 348
Сахалин 98
Сахама, вулкан 465
Саянская дуга 761
Саяны Восточные 444
Саяны, хребет 127, 132, 761
Св. Винцент, вулкан 363
Св. Елены, о-в 383, 399
Св. Павла о-в 352, 383, 399, 453
Северная Америка 116
Северное полярное море 118, 130
Седлль, вулкан 453
Селбян, вулкан 453
Селенга, р. 620, 662, 694
Селенгинск 518, 662
Семеру, вулкан 349, 392
Семечик, вулкан 458
Семипалатинск, г. 662, 674
Сен-Винцент, о-в 452
Сен-Готард 104
Сен-Готардский тоннель 101
С. Мария (Гватемала), вулкан 393
Сен-Пьер, г. 371, 452
С.-Сальвадор 518
С.-Франциско 594, 600, 602, 606, 616, 628
Сераписа храм 703
Сериндия 880
Серро-де-Аюско 464
Сибирь 444, 662, 669
Сиерра-Мадре 751
Сиерра-Невада, горы 127, 680, 751
Силезия 328
Симплон 107
Симплонский тоннель 104
Синд 665
Синие горы 127
Синий Пал 205
Сирия 338, 593, 657, 660
Сицилия 101, 469, 592, 655, 656, 669
Скагеррак 235
Скай, о-в 338, 444
Скалистые горы 127, 274, 311, 334, 751, 874
Скандинавия 215, 687, 699
Скаптар, вулкан 206, 391, 451
«Собачий грот», вулкан 363
Соликамский район 167
Соломоновы о-ва 123, 563
Сольфатара, вулкан 361, 449, 679
Соляной кряж 209
Сомма, кратер 350, 357, 358, 373, 393
Сонор 616

Средиземное море 657, 703
Средняя Азия 132, 669
СССР 215
Ставрополь Кавказский, г. 479
Ставропольское плато 756
Сталинградский район 272
Становой хребет 127
Стаффа, о-в 386
Стрелошная сопка 458
Стромболи, вулкан 341, 348, 361, 374, 399, 449, 679
Суматра, о-в 135, 136, 369, 457
Сумбава, о-в 358, 369
Сумбинг, вулкан 349, 353, 398
Суфриер, вулкан 363, 452
Сухум 674
Суэцкий канал 161
Суяк, район 249
Сиилла 656
США 328
Сы-чуан 478

Таал, вулкан 341
Тавриды, горные цепи 736, 747
Таганрогский залив 692
Таджима 593
Таймыр 700
Такалытау, вулкан 453
Такана 464
Тамань, п-в 471
Танганайка 63
Тангкубан-Прау, вулкан 348
Танну-Тува, республика 444
Танцитаро, вулкан 364
Тарим, р. 132
Таримская впадина 761
Таримская низменность 132
Тасмания, о-в 136
Татуин 445
Тауна, вулканы 465
Ташкент 518, 674
Таш-Курган 674
Телеки, вулкан 453
Тельбес 338
Темборо, вулкан 358, 369, 457
Темрюкско-Таманский район 471
Тенгер, вулкан 353, 358
Тенериф, вулкан 350, 353, 373, 376, 395
Тенериф, о-в 451
Тенерифский пик 348, 483
Теплиц, г. 442
Тера, о-в 435
Теразия, о-в 435
Терскей-Алатау 664
Терский берег 674
Терхинн-Цаган-Нор, оз. 445
Техас 333
Тибет 132
Тигр, р. 633, 643
Тиман 756, 760
Тимор, о-в 358
Тингиринка, вулкан 371
Тирренское море 89, 318, 441, 655, 736
Титикака, плато 126
Тихий океан 90, 179, 556, 640, 768
Токио, г. 593, 594, 603, 607, 620
Толима, вулкан 465
Толюко, вулкан 348, 464
Тонга, о-ва 128, 130, 658, 669
Тонгариро, грязевой вулкан 349
Терагай, грязевой вулкан 471
Тоскана 99
Таравера (Н. Зеландия), вулкан 393
Тринидад, о-в 694
Тристан-да-Кунья, о-ва 117
Тукетла, вулкан 464
Тунгпей, хребет 665
Тунгуска Подкаменная, р. 444
Тундурек, вулкан 453, 455
Турайгыр, хребет 338
Туранская низменность 132, 186
Турбако, грязевые вулканы 471
Туркменистан 477, 479, 879
Туруханск 97
Турфан 455
Тускарора, впадина 129, 595
Тюрингия 317
Тянь-шань 120, 126, 127, 132, 215, 271, 328, 338, 455, 633, 663, 731, 748, 761

Уасатч, цепь гор 127, 464, 751
Увиллас, вулкан 465
Уганда 764
Узбой 477
Уинта 464
Украина 168
Украинская кристаллическая полоса 756
Улясутай 444
Унзен, вулкан 358
Урал 168, 185, 328, 756
Урга, г. 97
Урея, дер. 63
Урумчи 455
Усой-Сарез 674
Устика, о-в 449
Уткинская сопка 458
Уфимское плато 712, 756
Ухтинский район 479
Уюн-Холдонги, вулкан 456

Фарерские о-ва 117, 338, 433
Фелнкуди, вулкан 449
Фенноскандия 234, 332, 697, 699, 874
Фергана 249, 879
Фергана восточная 270
Ферганская котловина 301
Ферганская низменность 186
Ферганский хребет 271, 748
Фернандо-Норонья, о-в 452
Ферро, о-в 382, 451
Филиппинская впадина 119, 128
Филиппинские о-ва 130, 341, 563, 669
Фингалова пещера 386
Финляндия 215, 235, 712, 874
Флегрейские поля 363, 372, 448, 467
Фогельсберг, массив 95
Фого (о-ва Зеленого мыса) 350
Фокида 518
Франция 879
Французское центральное плато 333
Фудзи-яма (или Фудзино-яма), вулкан 349, 458
Фуего, вулкан 464
Фунафути, о-в 693

Халемау-мау, кратер (вулкан) 392
Халкидика, п-ов 596
Хан-хай 132, 445
Ханькоу 665
Харьков 101
Хатанга, р. 317
Хида 593
Хинган, хребет 132
Ходжент, г. 518
Хольцмаар, маар 357
Хорпсар, вулкан 455
Хорулло, вулкан 346, 348, 379, 432, 464
Хурки, лакколит 338

Цаганская степь 620
Цамбо, вулкан 453
Циклада, о-ва 450
Циркус (Тенериф), кальдера 357
Цители, вулкан 454

Чалдыр, вулкан 453
Чапчачи 185
Чарльстоун, г. 608
Чатыркуль, оз. 457
Чеборуко, вулкан 348
Чедранг 627
Чедуба, о-в 457
Челекен, о-в 475, 479
Черное море 124, 211, 671, 684, 711, 879
Чехия 64, 215, 241
Чнал 368
Чнатуры 168
Чили 129, 130, 595
Чилийская Кордильера 669
Чилик, р. 616, 630, 674
Чиллан, вулкан 465
Чимборазо, вулкан 434, 465
Чита 662
Читтагонга, низменность 619
Чу, р. 603
Чукотский нос 674, 751
Чухов 98
Чушка-кульский кряж 761

Шан 665
Шанзи, провинция Китая 303, 445
Шаста, гора 379, 464
Шат-эль-араб, р. 613
Швабия 339
Шварцвальд 297, 305, 333, 737
Швеция 64, 338
Шелудивая гора 336
Шемаха, г. 596, 600, 660, 674
Шемниц 99
Шенкурск 674
Шивелюч, вулкан 358
Шладебах 98, 103
Шотландия 285, 328, 338, 386, 429, 433, 443, 518, 707
Шперенберг 98, 102, 103
Шпицберген, о-в 338, 700
Штуттгарт 339

Эвбея 668
Эвганеи, вулкан 203
Эверест, гора 119
Эйланд, о-в 234
Эйфель, область 355, 372, 384
Эйфельскне вулканы 442
Эйфеля массив 95
Экуадора, вулкан 465
Элефантина 202
Эльба, о-в 443
Эльбрус 127, 348, 137, 454
Эльбурс 437
Эльджья, вулкан 392
Эльзас 318, 668
Эльтон 761
Эмбинский район 315, 479
Эпомео, вулкан 373, 449
Эребус 465
Эрзерум 440, 453, 660
Эрзинган 660
Эстония 234
Этна, вулкан 343, 348, 358, 360, 361, 362, 363, 368, 376, 379, 392, 395, 449

Югославия 596, 668
Южная Америка 116, 341, 563
Юра Швейцарская 319
Юрскне складки 274
Юрский кряж 127, 790
Юта, штат 333, 440
Юц, гора 336

Яблоновый хребет 127
Ява, о-в 130, 132, 135, 136, 355, 370, 397, 439, 457, 472, 815
Явина сопка 458
Яйла 671
Якутат, бухта 627
Якутия 167
Якутск 97, 674
Ялта 562
Ямайка, о-в 368, 612
Янги-Базар (Таджикистан) 674
Ян-Майен 338, 451
Яп 129
Япония 129, 132, 385, 555, 563, 592, 877, 880
Японские о-ва 669
Японский архипелаг 274
Японское море 124, 694

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

Аббади 568
Аббот 867
Абенданон 815, 816
Абих 472, 475, 659
Адамс 194, 196, 227, 497
Аллан 202
Ампер 187
Ампферер 197, 279, 280, 288, 484, 488, 738, 744, 778, 804, 830
Анаксагор 15, 75, 512
Анаксимандр 15
Анаксимен 75, 512
Андрусов 476, 478
Андрэ 805, 830
Антевс 202
Араго 651
Арбенц 738
Арган 283, 734, 738, 833, 835, 853
Ардуино 217
Аристарх 16
Аристотель 16, 76, 512, 646
Арльдт 79
Аррениус 40, 41, 188, 194, 484
Архангельский А. 179, 756, 872, 875
Архимед 76
Астон Ф. 205

Баббедж 191, 798
Баклунд О. 445, 488
Бальи 83
Бальцер 501
Баратта 668
Баррель 41, 205
Баррингер 67
Барус Карл 190, 484
Бах 236
Бегнер 513
Бекке 497
Беккер 216, 424
Бем 826, 829
Бендорф 547
Берг 241
Берд 116
Бержа 414
Берри 851
Бертело 424
Бертран М. 79, 738, 739, 853
Бессель 78, 79
Бессмертный 694
Биттнер 654
Бишоф 99, 106, 807
Блитт 204
Бови 91, 824, 873
Богачев 745
Богданович К. И. 600, 604, 615, 630, 636, 663, 817
Боголепов 778
Бозлер 59
Болле 94
Бомон Элп, де- 22, 23, 125, 126, 127, 194, 434, 437, 798, 847
Бонсдорф 78, 79
Борисяк 723, 724, 853
Борн 88, 120, 808, 874
Боррас 89
Борхардт 371
Браве 687, 699
Бранка 58, 484, 485, 487, 680, 683
Брауне 246
Брейслак 653, 798, 847
Брувер 484
Брунтон 610
Брюкнер 695
Брюн 359, 360
Бубнов С. 221, 234, 427, 734, 738, 756, 778, 779, 781, 795, 835, 845
Буге 77, 89
Букаповский 206, 803, 807, 808
Букторф 319
Бунзен 361, 362, 376, 473
Буссенго 675, 678
Бух Л. 21, 394, 437, 479, 483, 487, 687, 798, 799, 808
Бухер 234, 358, 807, 808, 872
Бушпорн 825
Буэ Ами 194
Бэкон 122
Бэло 861
Бюаш 126
Бюра 418
Вюффон 17, 37

Вагнер 118, 120, 246, 851
Вадати 559, 560
Вайман 314
Валлиснери 23
Вальбек 79
Вальтер И. 24, 229, 241, 312
Вальтерсгаузен Сарториус, фон 373, 430
Ван-Беммелен 194, 751, 808, 812
Ван-Хайз 196, 227, 264, 495, 808, 812
Варданянц А. 745
Варсанофьева В. А. 5
Вассер 204
Вашингтон 195, 197
Вебер В. 177, 472, 478, 506
Вегард Л. 95
Вегенер А. 58, 68, 73, 87, 795, 808, 827
Вегман 504
Вейланд 658
Венер 576
Веннинг-Мейнес 86, 680, 866, 876
Вейншенк 64
Вейс 285
Вербек 370, 439
Верещагин Г. Ю. 694
Вернадский В. 24, 196, 198, 205, 418, 479
Вернер 19, 209, 479
Вессон 202
Веттштейн 825, 835
Вешняков Н. В. 5, 519
Вийкандер 94
Вийкерслот 751
Виллнамсон 197
Виллис Б. 42, 194, 222, 224, 274, 279, 280, 817, 824, 832
Вильдт 85, 97
Вильзинг 58, 83, 487
Вильзер 745
Винь 576
Виртс 829
Виссер 680
Виттинг 702
Вихерт 194, 519, 537, 867
Воейков 97
Вознесенский А. В. 710
Вольдрих 187
Вольф 328, 339, 357, 363, 398, 488, 798, 808
Вудвард 209

Вурм 778
Вюльфинг 205

Гавеман 842
Гаген 640
Гайден 664
Галилей 52
Ган 134
Гаугтон 203
Гаус 93
Гебхард 824
Геер 202, 699
Гейгер 549
Гейдрих 118
Гейм 97, 104, 202, 275, 495, 498, 501, 576, 654, 736, 738, 791, 806, 846, 847
Гейм А. 7, 615, 738, 778, 781, 870
Геккер 90
Гексли 203
Гелль 687
Гельмгольц 205
Гельмерт 78, 88, 90, 118, 196
Генессен 187
Генн 44, 47, 95
Генрих Н. 102, 103, 105
Гераклит 15, 512
Герасимов А. 337
Герланд 514
Геродот 15, 75, 206
Герт 445
Гершель 40, 87, 99, 650, 798
Гёте 775, 852, 855
Геттар 19
Генти 805, 806
Гики А. 4, 203, 357, 430, 439, 447, 484
Гиллье Ломон 821
Гиппарх 36, 76
Гланжо 484
Глинни 815, 880
Голицын Б 514, 519 538, 556, 649
Гольден Г. 572
Гольдшмидт 109, 196, 425
Гопкинс 187
Горн 179
Горшков Г. 661
Горшков П. М. 5
Готье 360
Гофф Карл 23, 644
Гоффер 512
Гохштеттер 117
Грабау 185, 229, 725, 853
Граут 330
Грегори 79, 643, 658
Григорио 812
Грин 79, 91, 192, 468
Гроддек 229, 418
Грубенман 497
Губкин 476
Гумбольдт 21, 61, 93, 96, 118, 194, 363, 434, 437, 448, 468, 479, 512, 618, 651, 653, 678, 710, 748, 798, 808
Гутенберг 90, 100, 194, 545, 549, 556, 628, 788, 829, 836, 841, 843
Гюйгенс 77
Гюйсен 100
Гюмбель 180, 501
Гюнтер Н. 188, 514, 704

Дакэ А. 778, 830
Данте 687
Дарвин Дж. 36, 40, 42, 57, 58, 72, 77, 187, 568, 649, 851
Дарвин Ч. 23, 25, 136, 203, 209, 376, 597, 687, 693, 698
Дафтон 68
Девилль 360
Декарт 668, 798
Деке 117, 662, 870
Делонэ 187
Делюк 646
Демаре 19
Демокрит 15
Дерлет 601
Дегтон 75, 87, 90, 731, 823, 824, 833
Джаггар 391
Джемисон 695
Джеффрис 40, 41, 42, 44, 47, 109, 196, 545, 802, 803
Джильберт 67, 68, 194, 482, 487, 627, 658, 860
Джинс 40, 44, 47, 827
Джиордан 104
Джоли 41, 87, 108, 109, 206, 808, 809, 842
Джонсон Д. 67
Джонстон-Левис 424
Днепровская 545
Добрэ 62, 190, 227, 229, 339, 498, 842
Дольфус 204
Досс 677
Дорогальский 694
Дуглас 202
Дункер 102
Дэвис 693
Дэвисон 576, 590, 591, 647
Дэй 359
Дэли 41, 108, 191, 192, 196, 328, 401, 424, 484, 485, 693, 698, 805, 808, 812, 821
Дэна 12, 376, 380, 437, 723, 731, 771, 798, 807, 847, 853

Ермолаев М. 703
Ерофеев 63

Жардецкий 842
Жданов 79
Жильберт 333, 441
Жирард 202
Журавский А. М. 863

Заварицкий А. 160
Залесский С. И. 97
Зандберг 487, 807
Зандер 289, 310, 504
Заппер 392, 448
Зеебах 374
Зейдель Е. 241
Зейдлер 188
Зейдлиц 221, 734, 751, 778, 835
Зейдль 820, 862
Зиберг 513, 565, 572, 589, 668, 682, 683, 808
Зигер 695
Зингер 246
Зондер 804, 827
Зубер 476, 477
Зуидберг 866
Зупан А. 118, 646
Зюйдер 835
Зюсс Ф. 64, 333, 590, 800
Зюсс Э. 7, 25, 58, 115, 123, 232, 360, 394, 496, 513, 615, 643, 654, 655, 731, 733, 736, 739, 762, 776, 778, 781, 790, 846, 847, 854

Иванов Е. В. 5
Иддингс 484, 487
Иелструп 838
Иллсуорс 116

Кавендиш 83
Каделль 861
Кайзер Э. 4, 7, 232, 484, 495
Калицкий 475, 476
Кальви 835
Канканьи 572, 604
Кант 17, 38, 43, 646
Кардано 824
Карпинский А. П. 501, 756, 761
Картацци 515
Кауфман 235
Квиринг 798
Квирке 861
Кельберг 651
Кельвин 77, 205
Кенигсбергер 95, 99, 101, 832
Кеппен 73, 827
Кика 497
Килиан 738
Кинг 190, 497
Кирквуд 39
Кирхгоф 134
Кирш 803
Кларк 78, 79, 196
Клемм 817
Клеро 77, 80, 86
Клосс 236, 310, 328, 484, 629, 680, 778, 791, 798, 837, 861
Клоссовский 97
Клусман 85
Клюге 644
Клюпфель 486
Кнебель 484
Кобер 7, 288, 424, 484, 486, 734, 736, 738, 777
Ковалевский 477
Козинна 118, 120
Кондамин 77
Кони 827
Коперник 16
Корнелиус 288
Коссмат 88, 89, 288, 781, 830, 835, 871
Котта 192, 443, 778
Крапп 817
Красковский 101
Краус А. 778, 830, 832
Краус Э. 68
Креднер 12
Крейхгауер 73, 827, 829, 835
Кригс 842
Кролль 203
Кузнецов В. В. 99

Кулик Л. А. 68
Кулик Н. 703
Кусамптсу 778
Кювье 22, 826, 853

Лагорио 403, 424
Лазо 134, 187, 188, 229, 231, 234, 516, 590
Лаис 589
Лакруа 399, 484
Ламарк 22, 209
Ланг 94
Ланкастер 645
Лаплас 7, 38, 39, 41, 43, 44, 84, 106, 118, 188, 802
Лаппаран 12, 79, 118, 127
Ласкарев 662
Ласки С. 241
Лаусон 427, 679
Лахман 807
Лебедев Э. 237
Леверье 39
Леви М. 79, 402
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 95, 386, 398, 424, 425, 426, 484
Левицкая А. Я. 561
Легренье 91
Лежандр 84
Лежэ 866
Лейбниц 17
Лейпольд 118
Лейц 224, 264, 283
Леконт 731
Леман 209, 235, 798
Леонардо да-Винчи 16, 17, 824
Леонтовский 678
Леукипп 15
Лефльгольц 835
Ли 793, 861
Лигондэ Р. 40
Липзнар 651
Линдгрен 198
Линдеман 805, 808, 842
Линден 545
Линней 687
Листер 17
Листинг 81
Лит 90
Личков Б. 835
Лове 556
Лодочников В. 69
Лозинский 484
Локайер 42
Ломоносов 17, 18, 21, 86, 847
Лонгвелль 851, 852
Лопатин 97
Лоренц 736
Лотце 236, 809
Лоусон 824
Лочи 798
Лоэст 222, 861
Лукашевич И. Д. 41, 196
Лукреций Кар 512
Лундберг 866
Лури 110
Лутугин Л. И. 299
Луха 68
Людерс 229
Люжон 283, 738
Ляйэль 23, 25, 87, 202, 437, 479, 484, 687

Магеллан 76
Майер-Эймар 204
Майкельсон 110
Маллет 479, 512, 516, 519, 607, 644, 864
Мартонн 144
Маскелайн 82, 864
Маттеучп 99, 101
Мезер 44, 47
Мейнардус 120
Мейснер 556
Менцер 92
Менье С. 481
Меркальн 400, 448
Меррей 118, 119
Мерриль 68, 192
Мид 241, 862
Миддендорф 97, 98
Милановский 795
Милль 119, 194
Мнльн 25, 36, 73, 94, 514, 576, 609, 610, 645, 649
Мпльх 484, 808
Минтроп 867
Мирчинк 222, 756
Миябе 652
Монтессю-де-Баллор 575, 646, 651, 653, 668
Моор 229
Мопертюи 77
Мор 187, 808
Мордзиоль 808
Морен 835
Моро 44, 46
Моро Лазаро 23
Морозевич 403
Мохоровичич 545
Мультон 41, 42, 43, 44
Мурчисон 500
Мушкетов Д. И. 600, 630, 661, 663, 778, 841, 880
Мушкетов И. 615, 635, 663

Нагаока 73, 778, 827, 828
Нансен 824
Натгорст 835
Науман 92, 160, 394, 659, 675, 678
Невин 222, 224
Неймайр 448, 640, 835
Нельке 43, 109, 803
Ниггли 197
Нопша 830
Норденшельд 40, 65, 94
Ньютон 77, 82

Обручев В. А. 5, 662, 762
Ог 7, 206, 424, 479, 724, 738, 853
Огпльви А. 337
Оддон 808
Ольдгэм 683, 823
Омори 600, 667
Орлов А. П. 648, 661
Орлов А. Я. 515
Очаповский 875

Павзапий 512
Павлов А. П. 163, 241, 301
Павловский 662
Паллису 653
Пальмпери 345
Патрицио 824
Наульке 861, 862
Пенк А. 118, 145, 694, 772, 817, 833
Пенк В. 487, 488, 697, 808, 830, 832, 871
Перрей 513, 645, 646, 825
Петрино 825
Петропавловский В. 711
Пешель 122, 134
Пикар 76
Пиккеринг 72, 851
Пнляр 194, 825
Пирс 33
Пифагор 15
Плантатур 568
Пласкетт 33
Платон 694
Плейфер 20, 21, 687
Плиний 512, 646
Пождена 826
Пойнтинг 84
Поккельс 826
Полканов А. 236
Поллак 246
Поляков И. С. 98
Помпецкий 206
Поуэль 301
Почепный 83
Православлев П. А. 710
Прайер 193
Пратт 86, 90, 808, 824, 874
Проктор 41
Пуанкаре 36, 43, 44
Пуассон 187
Пуллет-Скроп 191, 376, 394, 437, 440, 484
Пфафф 194, 807, 867

Райко 880
Райт 38
Рамзай 695, 701
Раулинсон 643
Ребер-Пашвиц 514, 515
Резерфорд Э. 205
Рей 241
Рейбиш 73, 827, 835
Рейер 65, 189, 191, 359, 382, 388, 394, 641, 695, 817, 861
Рейсс 180, 363
Рейх 83, 99, 874
Реклю 362
Ренгартен 745
Ренквист 669, 702
Ренофан 19
Рессель 33, 34, 197
Рид М. 807
Римилл 116
Ринне 224, 234, 401, 497
Риттер Карл 22, 122
Рихтгофен 124, 130, 132, 134, 145, 389, 479, 807, 808
Рише 76
Робинзон 798
Роджерс 500
Розенбуш 414, 424
Росси 513
Рот Ю. 639

Ротплетц 679, 744, 751, 808
Рош 39
Рудзский 805
Рудольф Э. 513, 639
Руссель 640
Рыкачев М. А. 370

Сакко 59, 835, 847
Саломон 24, 160, 234, 310, 330, 484, 487, 738, 808, 830, 835
Северцов Н. А. 518
Сёдерхольм 215, 241, 310, 312, 314, 332
Сезава 556
Секки 33
Секья С. 649
Сенска 512
Сен-Клер-Девилль 359, 361
Си 31, 808, 827
Сименс 678
Симонович 824
Симрот 73, 827, 835
Скиапарелли 54, 55, 56, 61
Скупин 725
Смит 22, 209
Смолуховская 682, 832, 863
Снелиус 76
Соколов Д. 847, 848
Соллас 643, 644
Сорби 65, 156
Соссюр 847
Спенсер 39
Стеноп 824, 853
Степанов П. П. 759
Стерри Гунт 191
Стилле 220, 235, 275, 313, 321, 698, 724, 734, 795, 798, 859
Стинн 246
Стойко 838
Стокс 81
Стопневич А. 479, 484
Стоянов А. А. 68
Страбон 16, 512
Стретт 205
Субботина Н. М. 5
Сумгин 97
Сэбин 80, 94
Сюлливан 189

Табор 658
Тален 865
Тамман 425, 497, 788
Тамс 679
Таппер 702, 858
Тарамелли 656
Тейлор 835
Тейхерт 234
Терада 652
Термье 318, 738, 782
Тетяев М. 206, 222, 339, 761, 803, 807, 808
Тилло А. А. 118, 134
Тице 437
Токуда 793
Толмачев И. П. 98
Томсон 106, 187
Траберт 805
Траутшольд 687
Треска 497
Тула 861
Турнер 563
Тутковский П. 481
Тэт 106
Тюрман 790

Уайтней 576
Уешра 206
Уодсворт 187
Уоллес 135, 203, 209, 658

Фавр 189
Фай 31, 39, 40, 57, 78
Фалес 15, 512
Фальб 580, 651, 825
Фаррингтон 192
Фаусек В. А. 701
Феннер 426
Фернель 76
Ферсман А. Е. 197, 198, 418
Филипп 235, 708
Филолай 76
Фишер 191, 194
Фольгер 187, 644, 645, 675, 807
Фольц 484
Форстер 642
Фохт 321, 807
Фракасторо 17
Фредерикс Г. Н. 5, 47, 88, 807, 808, 809
Фридлендер 468
Фрнман 605
Фриц Г. 97, 103
Фрич 4
Фудживара 778, 779, 830
Фуке 361, 402
Фукс 448, 675
Фурмарье 283, 793
Фюксель 208, 209

Хаарман Е. 58, 59, 72, 241, 312, 313, 319, 320, 321, 733, 777, 815, 817, 860
Харрисон 315
Харкер 424
Хейсканен 808
Хейфорд 78, 87, 89, 91, 194, 873
Хель 53
Хельмерт 873
Хентингтон 202
Хербигер 827
Херинг 738
Херич 832
Хёрнес 513, 647, 654, 655, 675
Хеттон 20, 21, 25
Хёфер 655
Хпицпетер 72, 803, 807, 827
Хирвонен 81
Хоббс 311, 424, 487, 601, 615, 634, 793
Холл 853
Хольмс 426, 803, 809
Хорн 821
Хуммель 778

Цельзий 687
Ценгер 40
Цизанкур 319
Цёпприц 187, 545
Цубой 877
Цупмура 778
Цхокер 601

Чемберлен Р. 40, 41, 43, 91, 110, 274, 279, 824, 825, 861, 862
Чермак 360
Черский И. Д. 661
Черульф 202, 234
Чирвинский П. Н. 69, 197, 835

Шалер 808
Шардт 104, 668, 738, 817
Шатский Н. 179, 280, 662
Шаффер 751, 826
Швабе 52
Шварц 99
Швейдар 73, 194
Швиннер 88, 197, 288, 484, 488, 565, 781, 827, 830, 874, 877
Шёгрен 473, 475
Шейхцер 512
Шепли 33
Шепард 642, 824, 825
Шефсрд 359
Шимпер 799, 847
Шлюмберже 865
Шмидт Е. 862
Шмидт К. 643, 738
Шмидт Ю. 647
Шмпк 687
Шнейдер 339, 448, 826
Шокальский Ю. М. 5, 118, 130
Шпиц 744
Шпринг 497
Штапф 101, 104
Штауб 733, 734, 738, 781, 835, 842, 854
Штейнман 328, 733, 738, 836
Штейнмец 64
Штернек 83, 84, 88
Штудер Э. 738
Штюбель А. 58, 467, 482
Шухерт 206, 219, 724
Шэпли 72

Эванс 838
Эддингтон 35
Эмден 53
Эмерсон Б. 79
Эмпедокл 15
Энгельс 137, 803, 856
Эратосфен 76
Эрп 86, 90, 808, 824, 874
Эрдманнслёрфер 330
Эскола 427
Эгвеш 865
Эшенхаген 92, 651
Эшер 317, 738

Юнг 782, 879
Юнгхун 437

Ярковский 40
Ячевский Л. 98, 99

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр

От редакции 3
Предисловие к четвертому изданию 4
Предисловие к третьему изданию 6
Введение 9
§ 1. Предмет и разделение геологии 9
§ 2. История геологии 13
Литература 26

Глава I. **Земля в мировом пространстве** 30

§ 3. Общие астрономические представления 30
§ 4. Звезды 33
§ 5. Космогонические гипотезы 37
§ 6. Современное состояние солнечной системы. Солнце 49
§ 7. Марс 54
§ 8. Луна 57
§ 9. Кометы и метеориты 60
§ 10. Элементы движения Земли 70
Литература к главе I 73

Глава II. **Физические свойства Земли** 75

§ 11. Фигура Земли 75
§ 12. Плотность Земли и распределение на ней силы тяжести 82
§ 13. Магнетизм Земли 91
§ 14. Теплота Земли 96
Литература к главе II 111

Глава III. **Главные элементы Земли** 115

§ 15. Физико-географический обзор устройства земной поверхности 115
§ 16. Основные понятия о геоморфогенезе 136
Литература к главе III 145

Глава IV. **Состав и сложение Земли** 147

§ 17. Состав и сложение земной коры 147
§ 18. Осадочные породы 163
§ 19. Внутреннее состояние Земли 187
Литература к главе IV 198

Глава V. **Стратиграфия** 201

§ 20. Возраст Земли и геологическая хронология 201
Литература к главе V 221

Глава VI. **Строение земной коры** 222

§ 21. Общий обзор деформаций 222
§ 22. Изменения залегания пластов. Складчатость 242
§ 23. Надвиги, перекрытия 275
§ 24. Сбросы 289
§ 25. Тектоника пластичных масс 318
Литература к главе VI 322

Стр.

Глава VII. **Вулканизм** 325

§ 26. Общий обзор вулканических процессов. Плутонизм 325
§ 27. Процессы эффузивные 338
§ 28. Продукты извержений 359
§ 29. Расщепление магмы 400
§ 30. Строение вулканов и древние вулканические области 427
§ 31. Географическое распределение современных вулканов 448
§ 32. Сальзы, или грязевые сопки 468
§ 33. Причины вулканических явлений 479
§ 34. Метаморфизм 490
Литература к главе VII 508

Глава VIII. **Современные движения земной коры** 511

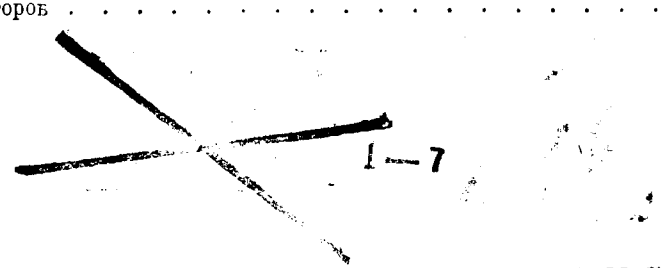
§ 35. Землетрясения 511
§ 36. Сейсмометрия 519
§ 37. Регистрация сейсмических волн 528
§ 38. Распространение сейсмических волн 541
§ 39. Определение координат эпицентра 558
§ 40. Интенсивность, скорость, область и глубина землетрясений 567
§ 41. Последствия землетрясения 592
§ 42. Нарушения земной поверхности 614
§ 43. Моретрясения 637
§ 44. Соотношение землетрясений с другими явлениями природы 644
§ 45. Связь землетрясений с тектоникой 652
§ 46. Сейсмо-тектоничность СССР 669
§ 47. Причины землетрясений 675
§ 48. Современные медленные колебательные радиальные движения . . . 686
§ 49. Географическое распространение медленных колебаний 698
Литература к главе VIII 713

Глава IX. **Тектоника** 720

§ 50. Геотектоника 720
§ 51. Молодые складчатые системы 734
§ 52. Древние складчатые системы и области 752
§ 53. Общие вопросы региональной геотектоники 774
Литература к главе IX 783

Глава X. **Причины движений земной коры** 785

§ 54. Основные представления о процессах геотектогенеза 785
§ 55. Гипотезы сжатия (контракции) и расширения (экспансии) 797
§ 56. Гипотезы бикаузальные 812
§ 57. Гипотезы космических влияний, приливные и гипотезы глубинных потоков 825
§ 58. Гипотезы континентального дрифта — движений материков 835
§ 59. Общие выводы о геотектонических гипотезах 845
§ 60. Приложение геофизических методов к геологическим исследованиям . 863
Литература к главе X 880
Предметный указатель 885
Географический указатель 898
Указатель авторов 903



Ответственный редактор *Я. С. Эдельштейн.* Технический редактор *А. М. Усова.*
Корректор *М. А. Михайлова.*
Сдана в набор 10/VI 1935 г. Подписана к печати 13/X 1935 г.
Формат 72×105. Изд. № 47. Бум. листов 28³/₈. Тип. зн. в 1 бум. л. 122.208.
Ленгорлит № 26254. Тираж 6000—уч.-авт. л. 98,3. Заказ № 704.

2-я типография ОНТИ имени Евгении Соколовой. Ленинград, пр. Красных Командиров, 29.

Ц.14р.50к.пер.1р.50к.
ГР - 65 - 5 - 2

H
1593
N1