

## Предисловие

Настоящий учебник по курсу «Общая геология», читаемому всем студентам первого курса геологических специальностей вузов, соответствует учебной программе. Написание подобного учебника, учитывая огромный поток информации, поступающей каждый год, представляет большие трудности, т.к. требует тщательного отбора необходимого и, вместе с тем, достаточного материала для изложения основ геологической науки. Поэтому основной целью учебника по «Общей геологии» была задача отразить в нем современные новые данные и представления о Земле, как планете, ее месте в Солнечной системе и во Вселенной; рассмотреть внутреннее строение Земли и методы его изучения, а также геофизические поля; понятие о стратиграфии и геохронологии, строении земной коры и ее вещественном составе. Рассмотрены все геологические процессы внешней и внутренней динамики. В заключении подводятся итоги нашему современному знанию о Земле и о процессах изменяющих ее лик, в том числе и техногенного характера. Впервые для учебников такого типа помещен раздел о нелинейных процессах в геологии. Стиль изложения материала таков, что он доступен студентам 1-го курса, но, вместе с тем, характеризует уровень современной геологической науки. Автор стремился дополнить изложение значительным количеством графиков, таблиц и рисунков, помогающих усваивать материал. В конце каждой главы приводится краткое резюме и дается список рекомендуемой дополнительной литературы. Раздел 3.2. в учебнике написан ст.н.с. М.И.Волобуевым, раздел 21.2. ст.н.с. А.А.Наймарком и раздел о магнетизме частично написан вед. н.с. В.Н.Вадковским которым автор искренне благодарен.

За обстоятельную рецензию и сделанные замечания, способствовавшие улучшению работы автор глубоко признателен профессору В.М.Ненахову (Воронежский Государственный университет). Автор благодарит вед.н.с. В.Н.Вадковского, доц. В.С.Захарова, ст.н.с. В.А.Зайцева, ст.н.с. М.А.Гончарова, проф. М.Г.Ломизе, проф. В.Е.Хаина, ст.н.с. Л.И.Демину, доц. М.А.Романовскую, доц. Н.В.Макарову, н.с.Т.В.Макарову, ст.н.с. В.С.Гарагулю и н.с. М.Ю.Никитина за ценные советы, прочтение ряда глав и сделанные замечания.

Автор также выражает благодарность проф. А.М. Никишину за тщательный анализ рукописи учебника, зав. библиотекой Н.В.Бакшеевой и сотруднице этой же библиотеки М.Д.Рябухиной за доброжелательную помощь в поисках литературы.

Особую и самую искреннюю благодарность автор выражает своему ближайшему помощнику н.с. Г.В.Брянцевой, без самоотверженной помощи которой подготовка учебника была бы невозможна.

Автор будет признателен за все замечания, направленные на дальнейшее совершенствование учебника. Просьба посылать их по адресу: 119899 Москва, ГСП-3, Воробьевы горы, МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, Н.В. Короновскому.

## ВВЕДЕНИЕ

Древние греки, населявшие прекрасную страну Элладу, называли нашу Землю Геей. Уже во втором тысячелетии до нашей эры, в крито-микенский период, широкое развитие получила добыча руд, из которых выплавлялись различные металлы. Вообще-то их начали добывать еще раньше, в конце нового каменного века – неолите. Уже тогда были известны золото, серебро, медь, олово, железо, свинец и другие металлы. Древние металлурги умели делать из них разные сплавы. Умение искать и находить руды чрезвычайно высоко ценилось, как, впрочем, и в последующие времена. Но все же следует признать, что большинство месторождений в глубокой древности было открыто не с помощью целенаправленных поисков, а случайно. Действительно, не надо было обладать знаниями для того, чтобы поднять с поверхности Земли золотой самородок и, обнаружив его, искать вокруг другие самородки. Но постепенно накапливались определенные признаки, сопутствующие разным рудам, о которых писал, например, знаменитый ученый древнего мира Плиний Старший. Зачатки геологических знаний развивались, благодаря существовавшим горным разработкам, прежде всего у египтян, греков, китайцев, индийцев и других народов. Во многих местах найдены остатки древних горных промыслов – в Армении, на Урале, в Забайкалье, на Алтае, в Узбекистане, Таджикистане, Казахстане. Во втором тысячелетии до нашей эры на Урале плавил медь, в Северном Казахстане добывали золото, в горах Средней Азии получали свинец и серебро, а в Азербайджане (в Нахичевани) разрабатывали каменную соль.

Геологические знания постепенно набирали силу, но при рабовладельческом строе трудно было успешно развивать производство, а с ним и горные промыслы. Появление феодализма, установление новых производственных отношений дали толчок развитию и горного дела. В средние века в Центральной и Восточной Европе было много рудников, да и в Киевской Руси, в окрестностях Великого Новгорода добывали железо, строительный камень, а на Белом море – слюду, которая в прошлом веке была названа мусковитом (от слова «моска» Москва). В эпоху Возрождения появились первые зачатки научной геологии. Когда начали формироваться капиталистические отношения в сфере производства, геология сделала резкий шаг вперед. Ученые стали задумываться над тем, откуда взялись высоко в горах древние морские раковины. Наверное, когда-то там плескалось море, а гор не было. Следовательно, суша не была чем-то постоянным, ее очертания менялись. Стали обращать внимание не только на горные породы – известняк, гранит, песчаник, глинистый сланец, мел, но и на то, как они располагаются, залегают в природе. Выяснилось, что слои могут быть наклонными, иногда даже вертикальными. Какая же сила заставила их так наклоняться и изгибаться в складки? Землетрясения и

извержения вулканов, приносившие столько бед и несчастий человечеству, тоже стали подвергаться изучению с научной точки зрения.

И вот в XVIII и XIX веках геология как наука сделала поистине героический рывок вперед. Великий Ломоносов заложил своими трудами фундамент геологического учения, на котором в дальнейшем росло здание геологической науки. Можно только удивляться, как много сделал Ломоносов для развития геологических знаний, как впрочем, и для других наук.

Стремительно растущая промышленность требовала все новых и новых полезных ископаемых и во все возрастающем количестве. Для геологии начался «золотой век». Изобретение двигателя внутреннего сгорания дало повод для поисков нефти. Электростанции, заводы, фабрики, требовали угля, сельское хозяйство – удобрений, строительство – камня, песка, глины, воды. Но как же все это дать производству? Где искать новые руды, нефть, газ, алмазы? Как заглянуть поглубже в недра Земли, где подземные клады лежат за семью печатями?

Ответы на все эти и многие другие вопросы дает нам *геология* – наука о строении Земли, о ее происхождении, возрасте, развитии и образовании полезных ископаемых. «Гео» греч. земля, «логос» – знание. Не следует, конечно, думать, что геологи получают все эти знания только с помощью молотка и лупы, как это многие еще до сих пор представляют. Геология сейчас использует данные физики, химии, биологии, математики, астрономии и сама подразделяется на многочисленные ветви, которые даже просто перечислить затруднительно.

Так, историей нашей планеты занимается *историческая геология*, которая использует *палеонтологию* – науку о древнем животном и растительном мире; *динамическая геология* изучает разнообразные процессы: вулканизм, образование рельефа, возникновение землетрясений, деятельность рек, морей и океанов, образование складок в земных пластах, движение земной коры; *стратиграфия* занята изучением последовательности образования пластов и установлением их возраста; *петрография* изучает горные породы, которые состоят из минералов, а *петрология* – способы образования горных пород; *кристаллография* рассматривает внутреннюю структуру минералов, их кристаллическую решетку; *геохимия* изучает распределение химических элементов в земной коре, горных породах, воде и породах других планет (космохимия); *гидрогеология* исследует подземные воды; *геокриологи* пытаются проникнуть в тайны вечной мерзлоты, которой у нас в стране заняты огромные пространства; учением о рудных месторождениях занимается *геология полезных ископаемых*, а нефть и каменный уголь исследуют специалисты по горючим полезным ископаемым; изучение верхних



слоев Земли для строительства – это *инженерная геология и грунтоведение*, а проникновением в глубины Земли с помощью физических методов занимается *геофизика*, которая сама подразделяется на много дисциплин, в зависимости от используемого метода. Для поисков полезных ископаемых и для научного прогноза нужны разнообразные геологические карты. Их составляют специалисты по *геологической съемке и поискам месторождений полезных ископаемых*. И каждая из названных отраслей и дисциплин геологических наук еще подразделяется на ряд более узких специализаций, в которых используются новейшие достижения физики, химии, вычислительной математики и техники. Добыча полезных ископаемых развивается так быстро и захватывает такие большие участки Земли, что на повестку дня со всей остротой встал вопрос об охране окружающей среды и земных недр, чем занимается *экологическая геология*.

Вряд ли стоит еще перечислять то, чем занимается современный геолог, да это практически и невозможно сделать, настолько различны те задачи, методы и приемы, которыми геолог эти задачи решает. Геолог нашего времени – это высокообразованный специалист, владеющий столь различными знаниями и такой новейшей техникой, что сравнивать его с геологом, скажем, начала и даже середины нашего века вряд ли возможно. Объем информации, знаний удваивается сейчас каждые десять лет, а в будущем этот процесс будет еще ускоряться.

Что же мы знаем о нашей планете? Наверное, не так уж мало. Но, как это ни удивительно, в космос человек проник на десятки и сотни миллионов километров, тогда как самая глубокая скважина с огромными трудностями прошла по горным породам чуть больше 12 км. При радиусе Земли около 6371 км это меньше, чем крохотный булавочный укол! И надежд в обозримом будущем проникнуть глубже 20 км с помощью буровой установки, почти нет. Мы знаем, что возраст Земли 4,6 млрд. лет, мы с большой точностью знаем ее размеры, скорость вращения вокруг своей оси, скорость движения по орбите, массу Земли, среднюю плотность вещества планеты. Геологи хорошо изучили все те горные породы, которые находятся на суше площадью 150 млн. км<sup>2</sup>, но мы только начинаем познавать океанское и морское дно, площадь которого (360 млн. км<sup>2</sup>) более чем в 2 раза превышает площадь суши. И, тем не менее, геологи имеют вполне определенное представление о том, что находится внутри Земли, вплоть до ее центра.

Методы познания глубоких недр планеты Земля, в основном, косвенные и большая их часть основана на решении т.н. обратных задач. Для геолога очень важно не только собирать факты, но и анализировать их, обобщать, для того, что бы установить закономерности развития геологических процессов, эволюции крупных структур земной

коры и земного шара в целом. На современном этапе развития геологии все возрастающую роль играет компьютерное моделирование, позволяющее глубоко проникать в сущность многих процессов. Сегодня компьютер в руках геолога, это такой же необходимый инструмент, как и молоток, еще не теряющий своего значения.

Учебник по «Общей геологии» посвящен не только динамической геологии, т.е. геологическим процессам, хотя их описание и составляет значительную часть книги. В первой части учебника кратко рассматривается образование Вселенной, галактик и Солнечной системы. Обсуждаются сравнительные данные о планетах, содержатся сведения о форме Земли, ее внутреннем строении, геофизических полях, методах определения относительного и абсолютного (изотопного) возраста горных пород. Дается характеристика основных положений современной геологической теории – тектонике литосферных плит, т.к. она прекрасно объясняет многие геологические процессы.

Таким образом, учебник вводит студента в круг основных проблем современной геологической науки, основы которой и необходимо усвоить на первом курсе, чтобы был сформирован тот фундамент, который позволит успешно двигаться вперед.

## Глава 1.0. ЗЕМЛЯ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ

Наша Земля - одна из девяти планет Солнечной системы, а Солнце это рядовая звезда - желтый карлик, находящаяся в Галактике Млечного Пути, одной из сотен миллионов Галактик в наблюдаемой части Вселенной. Несмотря на то, что непосредственным объектом изучения геологии является планета Земля, нам необходимы знания и о других планетах, звездах, галактиках, т.к. все они находятся в определенном взаимодействии, начиная с момента их появления во Вселенной. Поэтому наша планета представляет собой лишь частицу космического пространства и будет уместно сказать несколько слов о том, каким образом возникла и эволюционировала Вселенная.

### 1.1. Образование Вселенной.

Вселенная, которую мы сейчас наблюдаем, содержит лишь 1/9 вещества, из которого, согласно расчетам, должна быть образована масса Вселенной. Следовательно, от нас скрыто 9/9 массы ее вещества. В наблюдаемой форме Вселенная возникла около 18 - 20 млрд. лет назад. До этого времени все ее вещество находилось в условиях бесконечно больших температур и плотностей, которые современная физика не в состоянии описать. Такое состояние вещества называется “сингулярным”. Теорию расширяющейся Вселенной или “Большого Взрыва” (Big Bang, англ.), впервые была создана А.А.Фридманом в России в 1922 г. Талантливый ученый, А.А.Фридман, скончался в 1925 г. в возрасте 37 лет, но выдающаяся теория при его жизни по достоинству оценена не была. С какого-то момента, отстоящего от нас на 20 млрд лет вещество, находящееся в сингулярном состоянии, подверглось внезапному расширению, которые в самых общих чертах можно уподобить взрыву, хотя и весьма своеобразному. Вечно возникающий вопрос “А что же было до Большого Взрыва”, по мнению известного английского физика С.Хогинса, носит метафизический характер, т.к. это состояние никак впоследствии не отразилось на нынешней Вселенной.

Современная теоретическая физика достоверно описывает процессы “Большого Взрыва”, но только после 1/100 секунды с момента его начала. Так, температура в  $10^{32}$  К была достигнута через  $10^{-43}$  сек,  $10^{10}$  К – через 1 сек.,  $10^9$  К - через 1 минуту,  $10^4$  К - через 100 тыс. лет, а  $10^3$  К - через 1 миллион лет. Расширяющееся вещество становилось менее плотным и менее горячим. Теорию не только первоначально очень плотной, но и очень горячей Вселенной в конце 40-х годов развивал знаменитый физик Георгий Гамов. Первичный нуклеосинтез стал возможен уже через несколько минут после начала Большого Взрыва, а через 1 млн. лет и формирование атомов (рис. 1.1). С момента начала Большого Взрыва вещество Вселенной непрерывно расширяется и все объекты в ней и

галактики и звезды равноудаляются друг от друга. Это расширение “всех от всех” в настоящее время хорошо подтверждается рядом экспериментальных фактов.

1. “Разбегание” галактик и скоплений галактик. Доказательство этого явления связано с эффектом Доплера, заключающимся в том, что спектральные линии поглощения в наблюдаемых спектрах удаляющегося от нас объекта всегда смещаются в красную сторону, а приближающегося - в голубую<sup>1</sup>. Во всех случаях наблюдения спектральных линий поглощения от галактик и далеких звезд, смещение происходит в красную сторону, причем, чем дальше отстоит от нас объект наблюдения, тем смещение больше (рис. 1. 2 ).

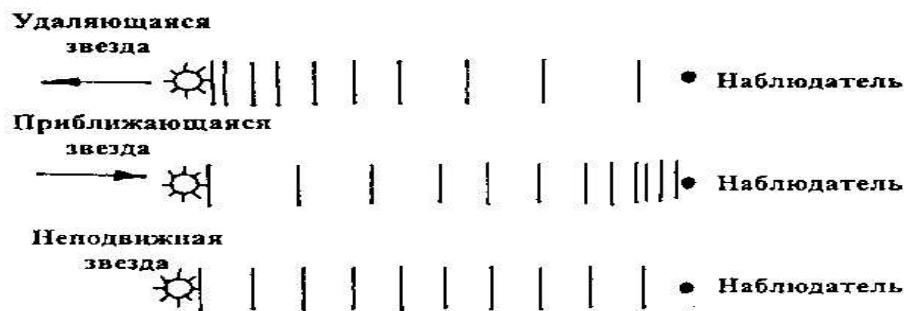


Рис. 1.1. Эффект Доплера. При удалении объекта от наблюдателя спектральные линии смещаются в сторону красного цвета (“красные смещения”)

Все галактики и звезды удаляются от нас и самые далекие из них удаляются с большей скоростью. Это - закон Хаббла - астронома, открытый им в 1929 г.:  $V=HR$ , где  $V$  - скорость удаления,  $R$  - расстояние до космического объекта, а  $H$  - коэффициент пропорциональности или постоянная Хаббла,  $H = 15 \text{ км/сек} / 10^6 \text{ свет. лет}$  ( 1 световой год =  $9,6 \cdot 10^{12} \text{ км}$  или  $6,3 \cdot 10^4 \text{ А.Е.}$ ). Например, скопление галактик в созвездии Девы (расстояние 78 млн. св.лет) удаляется от нас со скоростью 1200 км/сек., а галактики в созвездии Гидры (расстояние 3 млрд. 960 млн.св.лет) - со скоростью 61000 км/сек. Следует подчеркнуть, что все галактики разбегаются от всех, а не от нас, как центра наблюдения, а Галактика Млечного Пути, в которой находится Солнечная система - это самая рядовая галактика среди миллионов.

<sup>1</sup> Если  $\lambda$  длина волны излучающего источника, то эффект Доплера выражается формулой:

$$\frac{\lambda'}{\lambda} = \frac{1 + V/C}{\sqrt{1 - (V/C)^2}}, \text{ где } V - \text{ скорость удаления объекта, } C - \text{ скорость света. При удалении объекта } \lambda' > \lambda,$$

т.е. спектральные линии смещаются в красную сторону, при приближении  $\lambda' < \lambda$  - голубую.

2. “Реликтовое излучение”. В 1964 г. американские астрономы Арно Пензиас и Роберт Вилсон с помощью рупорной антенны фирмы “Белл телефон” в штате Нью Джерси, обнаружили фоновое электромагнитное излучение на длине волны 7,35 см, одинаковое по всем направлениям и не зависящее от времени суток. Это излучение эквивалентно излучению, как говорят физики, абсолютно черного тела с  $T \approx 2,75$  К. За это выдающееся открытие XX века авторы в 1978 г. были удостоены Нобелевской премии. Еще до обнаружения фонового микроволнового излучения оно было предсказано физиками-теоретиками.

Излучение с такой низкой температурой представляет собой реликт равновесного электромагнитного излучения с очень высокой первоначальной температурой, существовавшего на самых ранних стадиях образования Вселенной, сразу же после начала “Большого Взрыва”. С тех пор эффективная температура от многих миллионов упала до трех градусов Кельвина.

3. Наблюдаемый химический состав Вселенной составляет по массе 3/4 водорода и 1/4 гелия. Все остальные элементы не превышают в составе Вселенной даже 1%. В такой пропорции 3:1 Н и He образовались в самые первые минуты Большого Взрыва, а, кроме того, и легкие элементы: литий, дейтерий, тритий, но в ничтожном количестве. Тяжелые элементы образовались во Вселенной гораздо позже, когда в результате термоядерных реакций “зажглись” звезды, а при взрывах сверхновых звезд они оказались выброшены в космическое пространство.

Что может ожидать Вселенную в будущем? Ответ на это вопрос заключается в установлении средней плотности Вселенной и от величины уже упоминавшейся выше постоянной Хаббла. Современное значение плотности равно  $10^{-29}$  г/см<sup>3</sup>, что составляет  $10^{-5}$  атомных единиц массы в 1 см<sup>3</sup>. Чтобы представить такую плотность надо 1 г вещества распределить по кубу со стороной 40000 км! Если средняя плотность будет равна или несколько ниже *критической плотности*, Вселенная будет только расширяться, а если средняя плотность будет выше критической, то расширение Вселенной со временем прекратится и она начнет сжиматься, возвращаясь к сингулярному состоянию.

Спустя примерно 1 млрд. лет после начала Большого Взрыва, в результате сжатия огромных газовых облаков или их протяженных газовых фрагментов, стали формироваться звезды и галактики, скопления миллионов звезд. Образование звезд теоретически рассчитано вполне достоверно. Любая звезда формируется в результате коллапса космического облака газа и пыли. Когда сжатие в центре структуры приведет к очень высоким температурам, в центре “сгустка” начинаются ядерные реакции, т.е.

превращение Н в Не с выделением огромной энергии, в результате излучения которой звезда и светится.

Обнаруженные в наши дни слабые вариации реликтового излучения в пространстве, равные 0,001 % от средней величины, свидетельствуют о неравномерной плотности вещества во Вселенной. Вероятно, что это первичное различие в плотности и послужило как бы “затравкой” для возникновения в будущем скоплений галактик и галактик. Там, где плотность была выше средней, силы гравитации были больше, а, следовательно, уплотнение происходило сильнее и быстрее относительно соседних участков от которых вещество перемещалось в сторону более плотных сгущений. Так начиналось формирование галактик. Только 200 лет назад В.Гершель открыл межзвездные облака, а до этого все пространство между звездами считалось эталоном пустоты. В 1975 г. были обнаружены гигантские молекулярные облака (ГМО), масса которых в миллионы раз больше Солнечной массы.

Галактика Млечного Пути (ГМП) - одна из 100 000 миллионов галактик в наблюдаемой части Вселенной, обладает формой уплощенного диска, с диаметром около 100000 свет.лет и толщиной в 20000 свет.лет. В разрезе в центре наблюдается утолщение (балдж), которое состоит из старых звезд и ядро, скрытое облаками плотного газа (рис. 1.3 ). Не исключено, что в центре ГМП существует “черная дыра”, как в ядрах других спиральных галактик. Интересно, что ГМП окружена темным облаком ненаблюдаемого вещества, масса которого в 10 или более раз превышает массу всех звезд и газа в ГМП. Молодые звезды в осевой части диска окружены огромной сферической областью - гало, в которой находятся старые звезды.

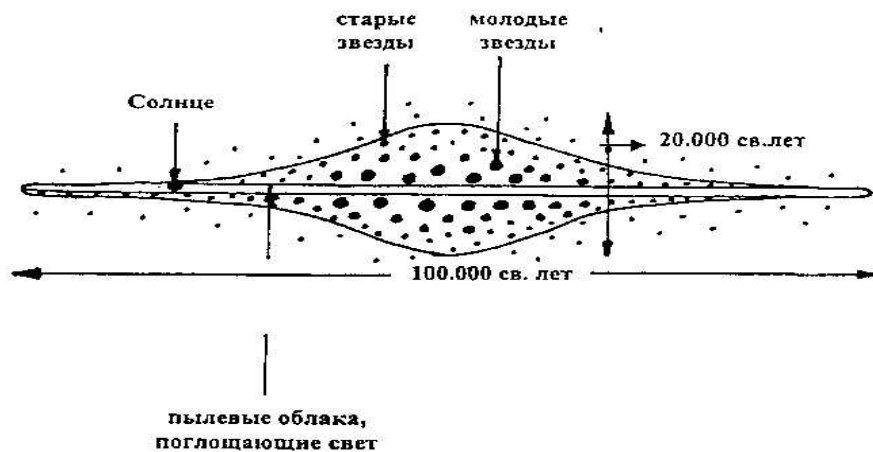


Рис. 1.2. Строение Галактики Млечного пути. Центральная часть Галактики характеризуется утолщением

Где же наше место в ГМП? Солнце, представляющее собой небольшую звезду среднего возраста типа желтого карлика, располагается в 3/5 от центра галактики в пределах главного диска. То, что оно принадлежит ГМП было установлено всего лишь 65 лет назад шведом Б.Линдбладом и голландцем Я.Ортом.

С Земли, как одной из 9 планет, вращающихся вокруг Солнца, мы видим звезды Млечного пути в виде арки, пересекающей небосвод, т.к. мы смотрим на край ГМП из ее срединной области. В 1610 г. Галилей насчитал в Млечном Пути всего 6000 звезд. Ближайшая к нам звезда, не считая Солнца, Альфа Центавра - 4 световых года. Все звезды ГМП медленно вращаются вокруг галактического центра. Солнце с планетами совершает один оборот вокруг центра ГМП за 250 млн. лет со скоростью 240 км/сек. Галактический год играет важную роль в периодизации геологической истории Земли.

Чтобы попытаться более наглядно представить шкалу времени, в рамках которой мы оперируем космическими терминами, воспользуемся шкалой Мейерса (1986).

Если 15 млрд лет = 24 часа = 1 сутки

Это время, прошедшее после начала Большого Взрыва ( по современным представлениям - 20 млрд. лет).

- 1) Спустя 4 сек. в полночь - образование устойчивых атомов
- 2) 4-5 часов - возникновение галактик и звезд
- 3) 18 часов - образование Солнечной системы
- 4) 20 часов - первые формы жизни
- 5) 22 часа 30 минут - первые позвоночные вышли на сушу
- 6) 22 часа 30 минут - 23 часа 56 минут - существование динозавров
- 7) За 10 сек. до полуночи - первые человекообразные
- 8) За 0,001 сек. до полуночи - “промышленная революция”.

## **1.2. Солнечная система**

В центре нашей планетной системы находится звезда - Солнце, в котором сосредоточено 99,866 % всей массы системы. На все 9 планет и десятки их спутников приходится только 0,134 % вещества системы. В тоже время 98 % момента количества движения, т.е. произведения массы на скорость и радиус вращения сосредоточено в планетах. В настоящее время известно более 60 спутников планет, около 100000 астероидов или малых планет и около  $10^{11}$  комет, а также огромное количество мелких обломков - метеоритов.

### **1.2.1. Солнце и его параметры.**

Солнце - это звезда спектрального класса G2V, довольно распространенного в ГМП. Солнце имеет диаметр ~ 1,4 млн.км (1 391 980 км), массу, равную  $1,98 \cdot 10^{33}$  км и плотность  $1,4 \text{ г/см}^3$ , хотя в центре она может достигать  $160 \text{ г/см}^3$ .

В структуре Солнца различают внутреннюю часть или гелиевое ядро с  $T \sim 15 \text{ млн.К}$  ( $0^\circ\text{C} = 273 \text{ К}$ ), далее располагается зона лучистого равновесия - фотосфера, мощностью до 1 тыс. км и с  $T$  от 800 К на глубине 300 км и до 4000 К в верхних слоях, а самую внешнюю часть Солнечного диска составляет хромосфера, мощностью 10-15 тыс.км с  $T \sim 20000 \text{ К}$  (рис. 1.4.).

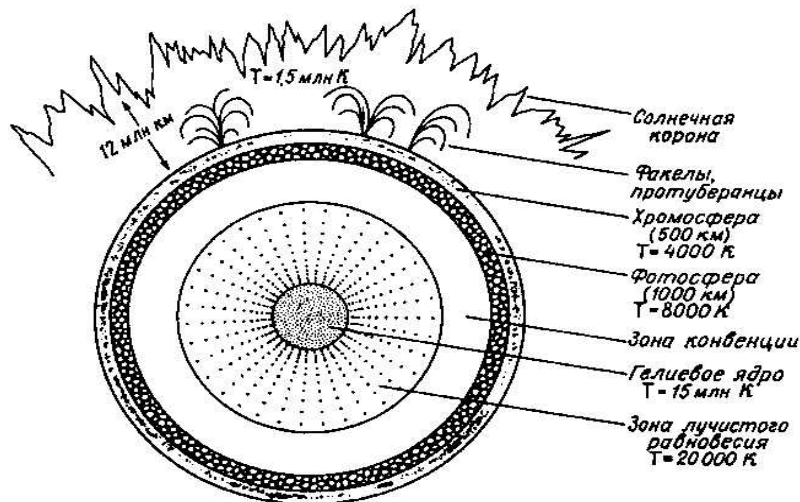


Рис. 1.3. Внутренняя структура Солнца

Гранулярная структура фотосферы обусловлена всплыванием более высокотемпературных потоков газа и погружением относительно более холодных. Говоря о хромосфере и фотосфере, нельзя не сказать о явлениях солнечной активности, оказывающих влияние на нашу планету. Локальные, очень сильные магнитные поля, возникающие во внешних оболочках Солнца, препятствуют ионизованной плазме - хорошему проводнику, перемещаться поперек линий магнитной индукции. В подобных участках и возникает темное пятно, т.к. процесс перемешивания плазмы замедляется. Солнечные протуберанцы - это грандиозные выбросы хромосферного вещества, поддерживаемые сильными магнитными полями активных областей Солнца. Хромосферные вспышки, факелы, протуберанцы демонстрируют непрерывную активность Солнца.



Выше хромосферы и фотосферы располагается Солнечная корона мощностью 12-13 млн. км и с  $T \sim 1,5$  млн. К, хорошо наблюдаемая во время полных Солнечных затмений. Вещество, располагающееся внутри Солнца, под давлением внешних слоев, сжимается и чем глубже, тем сильнее. В этом же направлении увеличивается и температура, и когда она достигает 15 млн. К - происходит идет термоядерная реакция. В ядре сосредоточено более 50 % массы Солнца, хотя радиус ядра всего 25% от радиуса Солнца. Энергия из ядра переносится к внешним сферам Солнца за счет лучистого и конвективного переноса.

В составе Солнца господствует H, составляющий 73% по массе и He - 25%. На остальные 2% приходятся более тяжелые элементы, также как Fe, O, C, Ne, N, Si, Mg и S, всего 67 химических элементов. Источник энергии Солнца - ядерный синтез, слияние 4-х ядер H-протонов, образует одно ядро He с выделением огромного количества энергии. 1 грамм водорода, принимающий участие в термоядерной реакции выделяет  $6 \cdot 10^{11}$  Дж энергии. Такого количества тепла хватит для нагревания  $1000 \text{ м}^3$  от  $0^{\circ}$  до точки кипения. В ходе ядерных превращений диаметр Солнца практически не меняется, т.к. тенденция к взрывному расширению уравнивается гравитационным притяжением составных частей Солнца, стягивающим газы в сферическое тело. Солнце обладает сильным магнитным полем, полярность которого изменяется один раз в 11 лет. Эта периодичность совпадает с 22-летним циклом нарастания и убывания Солнечной активности, когда формируются Солнечные пятна с диаметром в среднем 66000 км. Солнечный ветер, исходящий во все стороны от Солнца, представляет собой поток плазмы - протоны и электроны, с альфа-частицами и ионизированными атомами C, O и других более тяжелых элементов. Скорость Солнечного ветра вблизи Земли достигает 400-500 и даже 1000 км/сек.

Солнечный ветер распространяется дальше орбиты Сатурна, образуя т.н. гелиосферу, контактирующую уже с межзвездным газом. Выделение энергии Солнцем, как и T, остается практически неизменным на протяжении 5,0 млрд.лет, т.е. с момента образования Солнца. Атомного горючего - H на Солнце должно хватить по расчетам еще на 5 млрд. лет. Когда запасы H истощатся, гелиевое ядро будет сжиматься, а внешние слои расширяться и Солнце сначала превратится в "красный гигант", а затем - в "белый карлик".

Тепло и свет Солнца оказывают большое влияние на земные процессы: климат, гидрологический цикл, выветривание, эрозия, существование жизни.

Солнце излучает все типы электромагнитных волн, начиная с радиоволн, длиной во многие км и, кончая, гамма-лучами (рис. 1.5). В атмосферу Земли проникает очень мало заряженных частиц, т.к. магнитное поле бронирует ее, но даже малая часть заряженных

частиц способна вызвать возмущения в магнитном поле или Северное сияние. Тонкий озоновый экран задерживает на высотах около 30 км все жесткое ультрафиолетовое излучение, тем самым давая возможность существования жизни.

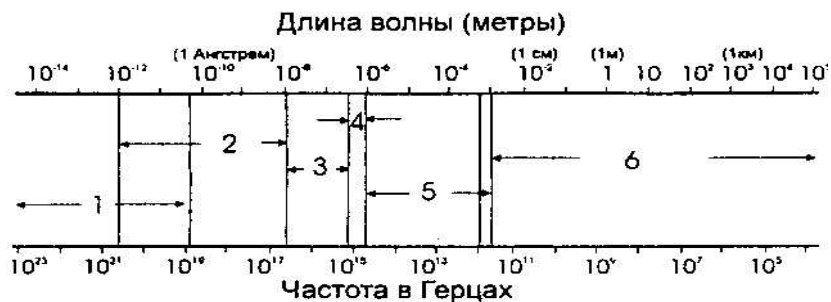


Рис. 1.4. Электромагнитный спектр: 1 – гамма лучи; 2 – рентгеновские лучи; 3 – ультрафиолетовые лучи; 4 – видимый свет; 5 – инфракрасные лучи; 6 – радиоволны. Скорость электромагнитных волн в вакууме – 299,793 км/с

Солнечной постоянной называется количество солнечной энергии, поступающей на  $1 \text{ м}^2$  поверхности атмосферы, расположенной перпендикулярно солнечным лучам. Эта величина составляет около  $1370 \text{ Вт/м}^2$ . Существует примерное равновесие между поступающей солнечной энергией на Землю и её рассеиванием с поверхности Земли. Это подтверждается постоянством температуры в земной атмосфере. Радиация, исходящая от Солнца, имеющая длины волн больше 24 микрон чрезвычайно мала. Но зато остальной спектр от 0,17 до 4 микрон, подразделяют на 3 части. Ультрафиолетовая радиация (0,17-0,35 микрон) или химическая радиация, крайне вредна для всего живого. Ее доля в общем балансе не превышает 7%. Световая радиация (0,35-0,75 микрон) составляет уже 46%. Инфракрасная радиация, невидимая для глаз (0,76-4,0 микрона) в общем балансе равняется 47%.

Активные явления на Солнце вызывают магнитные бури, меняют прохождения радиоволн, изменяют климат и т.д. Подробнее об изменениях солнечной радиации в связи с геологическими процессами будет рассказано в соответствующих главах.

### 1.2.2. Строение солнечной системы.

Вокруг Солнца вращаются девять планет. Меркурий, Венера, Земля и Марс, ближайшие к Солнцу планеты относятся к внутренним или планетам земной группы. Далее, за поясом астероидов, располагаются планеты внешней группы - гиганты Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и маленький Плутон, открытый лишь 1930 г. Расстояние от Солнца до Плутона равняется 40 астрономическим единицам (1 А.Е. = 150 млн. км, расстояние от

Земли до Солнца). За Плутоном находится “щель” - кольцо с радиусом  $2 \cdot 10^3$  А.Е., где практически нет вещества (рис. 1.6). Далее, в интервале  $2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^4$  А.Е. располагается кольцо с огромным количеством материи в виде ядер комет с массой равной  $10^4$  масс Солнца и угловым моментом в 100 раз превышающим современный угловой момент всей Солнечной системы. Это, так называемое, внутреннее облако Оорта.

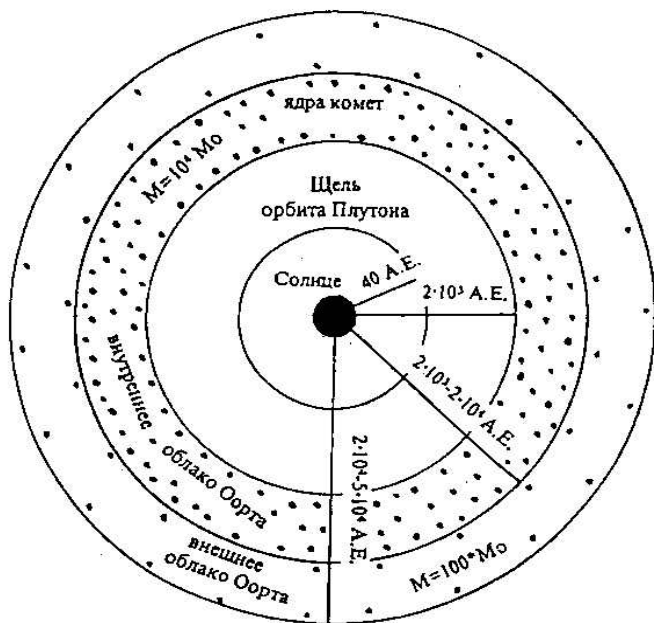


Рис. 1.5. Строение Солнечной системы. А.Е. – одна астрономическая единица (150 млн км). Внутреннее и внешнее облака Оорта содержат огромное количество ядер комет

Еще дальше, в интервале  $2 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^4$  А.Е. располагается собственно облако Оорта, состоящее также из ядер комет с общей массой  $\sim 100$  масс Солнца и угловым моментом в 10 раз выше, чем у планетной системы. По существу, радиус в  $5 \cdot 10^4$  А.Е. и определяет современную границу Солнечной системы в широком смысле этого понятия.

Знание о строение планет, особенно земной группы, представляет большой интерес для геологов, т.к. их внутренняя структура довольно близка к нашей планете (табл. 1).

### 1.2.3. Внутренние планеты.

Меркурий - одна из самых маленьких безатмосферных планет с  $D \sim 0,38$  по отношению к земному, плотностью  $5,42 \text{ г/см}^3$ , с  $T$  до  $+ 450^{\circ} \text{C}$  днем на солнечной стороне и до  $- 170^{\circ} \text{C}$  ночью. Поверхность Меркурия покрыта многочисленными ударными

кратерами, с диаметром до 1300 км. Застывший мир поверхности Меркурия, напоминает Лунный.

Венера по своим размерам и массе очень близка к Земле, но вращается она в другую сторону, по сравнению с остальными планетами. Венера окутана очень плотной атмосферой, состоящей из углекислого газа, а в верхних слоях на высотах в 50-70 км из серной кислоты. На этих высотах дует постоянный ветер с востока на запад со скоростью до 140 м/сек., уменьшающийся до 1,0 м/сек у поверхности. Давление в атмосфере на поверхности очень велико -  $96 \text{ кг/см}^2$  ( на Земле  $1 \text{ кг/см}^2$  ) и  $T +500^\circ \text{C}$ . Такие условия неблагоприятны для существования воды. Наличие плотной атмосферы выравнивает температурные различия дня и ночи. На Венере нет магнитного поля и это говорит о том, что ядро Венеры отличается от земного ядра. Примерно 15% поверхности Венеры занимают тессеры, относительно древние породы. На них накладываются более молодые базальтовые равнины и еще более молодые, чем равнины, громадные базальтовые вулканы.

Система Земля-Луна будет рассмотрена ниже.

Марс. Это четвертая по счету от Солнца планета намного меньше Земли, ее радиус составляет 0,53 земных. Сутки длятся на Марсе 24 часа 37 мин., а плоскость его экватора наклонена по отношению к орбите также как на Земле, что обеспечивает смену климатических сезонов.

На Марсе существует весьма разреженная углекислая атмосфера с давлением у поверхности  $0,03\text{-}0,1 \text{ кг/см}^2$ . Такое низкое давление не позволяет существовать воде, которая должна испариться, либо замерзнуть. Температура на Марсе изменчива и на полюсах в полярную ночь достигает  $-140^\circ\text{C}$ , а на экваторе до  $-90^\circ \text{C}$ . Днем на экваторе температура выше  $0^\circ \text{C}$  и до  $+25^\circ \text{C}$ . Атмосфера Марса содержит белые облака из мелких кристаллов  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Ветры на поверхности Марса могут достигать 60 км/час, перенося пыль на большие расстояния.

Поверхность Марса подразделяется на базальтовые равнины в северном полушарии, и возвышенности - в южном, где распространены большие ударные кратеры. На Марсе существуют очень крупные вулканы, например, Олимп, высотой до 21 км и в диаметре 600 км. Это самый крупный вулкан на всех планетах Солнечной системы. Олимп принадлежит к вулканическому массиву Фарсида, состоящему из многочисленных базальтовых вулканов щитового типа, слившихся своими основаниями. В этом же массиве есть очень крупные вулканические кальдеры с диаметром до 130 км. Образование этих базальтовых вулканов произошло примерно 100 млн.лет назад и сам факт их

существования свидетельствует о большой прочности марсианской литосферы и мощности коры, достигающей 70 км.

В южном полушарии Марса располагается грандиозный каньон Домены Маринер, представляющий собой глубокий, до 10 км рифт, протянувшийся на 4000 км в широтном направлении. Таких структур на Земле нет. Большой интерес на поверхности Марса представляют явные следы флювиальной деятельности в виде сухих речных русел. Несколько миллиардов лет назад, когда атмосфера Марса не была такой разреженной, шли дожди и снег, существовали реки и озера. Присутствие воды и положительные температуры могли стимулировать возникновение жизни в виде прокариотов, цианобактерий. Недаром ведь в метеорите Мурчисон, найденном недавно в Австралии, имеющим абсолютный возраст в 4,5 млрд.лет, обнаружены следы цианобактерий внеземного ( ! ) происхождения. В наши дни установлен факт падения на Землю метеоритов, представляющих собой осколки Марсианских пород, выбитых сильным ударом метеорита, упавшего на поверхность Марса. Вода на современной поверхности Марса сосредоточена в виде льда но под верхним слоем пород.

Марс обладает двумя маленькими спутниками Фобосом (19x27 км) и Деймосом (11x15 км), неправильной формы с кратерированной поверхностью и какими-то рытвинами, хорошо видимыми на Фобосе. Марс прошел длительный путь развития. На поверхности Марса наблюдается 3 или 4 генерации рельефа и, соответственно, пород. “Материки” - это древнейшие породы, образующие возвышенности в 4-6 км, базальтовые “равнины” моложе, а на них накладываются вулканические массивы типа Фарсиды и отдельные вулканы. По-видимому, у Марса отсутствует жидкое ядро, т.к. магнитное поле чрезвычайно слабое. Эндогенная активность на Марсе продолжалась на 1 млрд лет дольше, чем на Меркурии и Луне, где она закончилась 3,0 -2,5 млрд лет назад.

#### 1.2.4. Внешние планеты

Располагающиеся за поясом астероидов планеты внешней группы сильно отличаются от планет внутренней группы. Они имеют огромные размеры, мощную атмосферу, газово-жидкие оболочки и небольшое силикатное (? ) ядро (рис. 1,7).

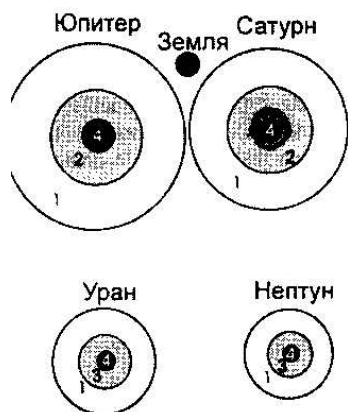


Рис. 1.6. Возможное строение планет внешней группы (Земля дана в масштабе): 1 - жидкий молекулярный водород; 2 – жидкий металлический водород; 3 – лед воды, метана и аммония; 4 – твердые породы, железо

Юпитер по массе равен 317 земным, но обладает малой средней плотностью в  $1,33 \text{ г/см}^3$ . Его масса в 80 раз меньше той необходимой массы, при которой небесное тело может стать звездой. Внешний вид планеты, хорошо изученный космическими аппаратами “Вояджер”, определяется полосчатой системой разновысотных и различно окрашенных облаков. Они образованы конвективными потоками, которые выносят тепло во внешние зоны. Светлые облака располагаются выше других и состоят из белых кристаллов аммиака и находятся над восходящими конвективными струями. Более низкие красно-коричневые облака состоят из кристаллов гидросульфида аммония, обладают более высокой температурой и располагаются над нисходящими конвективными струями.

На Юпитере существуют устойчивые ветры, дующие в одном направлении и достигающие скорости в 150 м/сек. В пограничных зонах облачных поясов возникают турбулентные завихрения, как, например, Большое Красное Пятно (БКПЮ), с длинной осью в 20 000-25 000 км. Полное вращение облаков в пятне осуществляется за 7 дней и его внутренняя структура все время изменяется, сохраняя лишь общую конфигурацию. Сам вихрь непрерывно дрейфует как целое в западном направлении со скоростью 3-4 м/сек и совершает полный оборот за 10-15 лет. Сейчас усиленно разрабатывается идея о том, что вихрь БКПЮ представляет собой физическое явление, называемое “солитоном” - уединенной волной - нерасплывающийся нелинейный волновой пакет.

Атмосфера Юпитера достигает 1000 км, а под ней могут находиться оболочки из жидкого молекулярного водорода, а еще ниже - металлического водорода. В центре планеты располагается силикатное (каменное?) ядро небольших размеров. Магнитное

поле Юпитера в 10 раз превышает по напряженности магнитное поле Земли, а, кроме того, Юпитер окружен мощными радиационными поясами. Возможно, мощное магнитное поле обусловлено быстрым вращением планеты (9 час. 55 мин.).

У Юпитера существует небольшое кольцо и 16 спутников, из которых 4 крупных, так называемых Галилеевых, открытых еще в 1610 г. Галилео Галилеем - Ио, Европа, Ганимед, Каллисто. Ближайший спутник к Юпитеру это Ио, по размерам, массе и плотности похожий на Луну. Особенностью Ио являются извержения многочисленных вулканов, изливающих яркие - красные, желтые, оранжевые потоки серы и белые потоки серного ангидрида. Со спутников зафиксированы извержения из кратеров конусовидных вулканов. Приливные возмущения со стороны Юпитера приводят к разогреву недр Ио.

Европа близкая по своим параметрам Луне, покрыта льдом воды, мощностью до 100 км, в котором видны протяженные трещины (рис. 1.8). Судя по тому, что на поверхности Европы почти нет ударных кратеров, она очень молодая.



Рис. 1.7. Ледяная поверхность спутника Юпитера – Европы. Снимок получен 16 декабря 1997 г. с КА «Галлилей» с высоты 560 км. Разрешающая способность снимка – 6 м (по материалам NASA)

Ганимед, самый крупный из галилеевых спутников (он больше, чем планета Меркурий), обладает плотностью  $1,94 \text{ г/см}^3$  и сложен смесью льда воды и силикатов.

Каллисто по своим размерам и плотности похож на Ганимед и также сложен льдом воды и силикатами. Однако, на участках темного цвета на поверхности Каллисто много ударных кратеров, что говорит в пользу древнего возраста этих участков. Кольцевая структура Вальхалла имеет диаметр в 300 км. Не исключено, что это след от удара крупного космического тела. Все остальные небольшие спутники Юпитера обладают

неправильной, угловатой формой, а их размеры колеблются в поперечнике от 16 до 260 км.

Сатурн занимает второе место по размерам среди планет-гигантов, однако его плотность очень мала -  $0,69 \text{ г/см}^3$ . Облачный покров Сатурна похож на таковой у Юпитера не только по составу - частицы льда воды, льда аммиака и гидросульфида аммония, но и по своей структуре, образуя разновысотные пояса и вихри. Сатурн в большей степени газовая планета, чем Юпитер. Атмосфера Сатурна состоит, в основном, из  $\text{H}$  и  $\text{He}$  и обладает мощностью в несколько тысяч км. Ниже, как и на Юпитере, располагается оболочка жидкого молекулярного водорода, мощностью 37000 км, и металлического водорода, 8000 км. Силикатное (каменное) ядро Сатурна, радиусом в 10000 км, окружено слоем льда до 5000 км.

Наиболее известным элементом планеты Сатурн являются его знаменитые кольца, образующие целую систему, находящуюся в плоскости экватора планеты. Диаметр колец составляет 270 тысяч км, а мощность всего 100 м! Множество колец представляют собой мельчайшие кусочки льда воды, размером от см до нескольких метров. Каждое из колец имеет сложную структуру чередования темных и светлых полос, вложенных друг в друга. После изучения снимков с космических аппаратов, пролетевших вблизи колец Сатурна в сентябре 1979 г. и ноябре 1980 г., была выдвинута гипотеза, предполагающая, что в каждой светлой линии кольца находится один из мелких спутников Сатурна, с поверхности которого непрерывно испаряются частицы, наподобие “дыма”. Этот шлейф составляет темную часть колец. Таких мелких тел может насчитываться больше 1000, столько колец удалось различить на снимках. Кольца Сатурна хорошо отражают радиосигналы, что позволяет предполагать ферромагнитные частицы в “дыму” колец.

У Сатурна насчитывается 17 спутников, из которых Титан самый большой. Средние по размерам от 420 до 1528 км спутники обладают шарообразной формой, а малые спутники имеют неправильную, угловатую форму и размеры от 20 до 360 км. Титан покрыт атмосферой из азота, метана и этана с давлением у поверхности планеты в  $1,6 \text{ кг/см}^2$ , поэтому о ее строении ничего не известно. Ввиду низких температур, до  $-180^\circ \text{C}$ , метан может существовать в жидкой и твердой (лед метана и этана) форме.

Предполагается, что под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца в верхних слоях атмосферы Титана из углеводородов могут образовываться сложные органические молекулы, которые опускаясь, достигают его поверхностям.

Уран превосходит по своим размерам Землю в 4 раза и в 14,5 раз по массе. Это третья планета - гигант, вращается в сторону противоположной той, в которую вращаются большинство остальных планет. Мало этого, ось вращения Урана расположена почти в



плоскости орбиты, так что Уран “лежит на боку” и вращается не “ в ту сторону”. Уран меньше Юпитера, но плотность, в среднем, у него близка к плотности Юпитера, что заставляет сомневаться в существовании оболочки из металлического водорода, т.к. давление слишком мало. В атмосфере Урана, как и на других планетах - гигантах, преобладают водород и гелий, но также присутствуют частицы льда метана. Уран окружен системой тонких колец, между которыми расстояние гораздо больше, чем у колец Сатурна. Из 15 спутников Урана 5 средних по размеру и 10 малых, обладающих угловатой формой и похожие на спутники Марса и малые спутники Юпитера и Сатурна.

Нептун - самая маленькая из планет - гигантов, обладает, тем не менее, самой большой среди них плотностью, что обусловлено существованием силикатного ядра, окруженного оболочками из жидкого водорода, льда воды и мощной водородно-гелиевой атмосферой с облачным покровом, состоящим также из частиц льда воды, льда аммиака, льда метана и гидросульфида аммония. В атмосфере Нептуна, как и на Юпитере, просматриваются крупные вихревые структуры, изменчивые во времени. У Нептуна существует система колец, имеющих в разных участках различную мощность. 8 спутников Нептуна с одним крупным - Тритоном и 7-ю малыми, на поверхности которых имеются следы водо-ледяного вулканизма.

И, наконец, Плутон, девятая планета, считая от Солнца, сильно отличается от планет-гигантов и, наверное, им не принадлежит. У Плутона очень вытянутая эллипсовидная орбита, пересекающая орбиту Нептуна при вращении Плутона вокруг Солнца. Разреженная атмосфера Плутона окружает ледяную поверхность планеты, состоящей из льдов азота, метана и монооксида углерода, благодаря холоду -  $-240^{\circ}\text{C}$ , господствующему на этой, самой дальней планете.

Крупный спутник Харон (диаметр 1172 км ), состоит из смеси льда и силикатов с плотностью  $1,8\text{ г/см}^3$  и в своем вращении вокруг Плутона на расстоянии 19405 км всегда обращен к планете одной и той же стороной.

В настоящее время считается, что Плутон с Хароном могут принадлежать т.н. поясу Койпера, расположенного в интервале 35-50 А.Е. прямо за орбитой Нептуна. В этом поясе находятся много мел размером от сотен км от 1 км до сотен км.

#### 1.2.5. Астероиды, кометы и метеориты.

Астероиды - космические твердые тела, обладающие размерами, близкими к размерам малых спутников планет, образующие скопления между орбитами Марса и Юпитера. Многие десятки тысяч астероидов имеют размеры порядка первых десятков км, но есть и крупные: Церера (1020 км диаметр), Веста (549 км), Паллада (538 км) и Гигея

(450 км). При столкновениях между собой астероиды дробятся и порождают метеориты, падающие на поверхность Земли. По-видимому, большая часть астероидов состоит из 4-х видов пород, известных нам по составу метеоритов, это: 1) углистые хондриты, 2) класс S или обыкновенные хондриты, 3) класс M или железо-каменные и 4) редкие породы типа говардитов и эвкритов. О форме астероидов мы судим по снимкам с космического аппарата “Галилео”, на которых астероиды Гаспра (11x12x19 км) и Ида (52 км в поперечнике) имеют неправильную, угловатую форму и поверхность, испещренную кратерами. Плотность распределения кратеров позволяет предположить, что астероид Гаспра был отколот от более крупного тела примерно 200 млн. лет назад. Размещение пояса астероидов между Марсом и Юпитером вряд ли является случайным. На этой орбите, согласно закону планетных расстояний Тициуса-Боде<sup>2</sup>, должна была бы находиться планета, которой даже дали имя - Фазтон, но она раздробилась на осколки, являющиеся астероидами. Эта идея была выдвинута еще в 1804 г. немецким астрономом Г.Ольберсом, но она не разделялась его великими современниками, В.Гершелем и П.Лапласом. Данное предположение сейчас считается наименее вероятным, а большим признанием пользуется идея О.Ю.Шмидта, заключающаяся в том, что астероиды никогда не принадлежали распавшейся планете, а представляют собой куски материала, образовавшиеся в результате процессов первичной аккреции газово-пылевых частиц. Их дальнейшее слипание оказалось невозможным из-за сильного гравитационного возмущения со стороны огромного Юпитера и уже сформировавшиеся крупные тела начали распадаться на более мелкие. Важно, что орбиты многих астероидов под влиянием гравитационных сил планет меняют свое положение. Особенно этому подвержены орбиты с большим эксцентриситетом, а также обладающими большими углами наклона к плоскости эклиптики. Такие астероиды пересекают орбиту Земли и могут с ней столкнуться. Из геологической истории известны падения крупных космических тел на поверхность Земли, оставивших огромные кратеры - астроблемы (“звездные раны”) и сопровождавшиеся катастрофическими последствиями для биоты. Не исключена возможность столкновения астероида с Землей и в будущем, поэтому ученые озабочены расчетами уточнения орбит астероидов, которые могут пролететь вблизи Земли.

Вечером 23 марта 1989 г. совсем рядом с нашей планетой “просвистел” каменный астероид с поперечником около 800 м. И несмотря на то, что “рядом” означает расстояние в два раза большее, чем от Земли до Луны, с 1937 г., когда астероид Гермес пролетел примерно на таком же расстоянии, подобных происшествий не наблюдалось. Астрономы

---

<sup>2</sup> Правило Тициуса-Боде гласит, что расстояния планет от Солнца увеличиваются в геометрической прогрессии:  $R=0,4+0,3 \cdot 2^n$  (А.Е.), где n=0 для Венеры, 1 для Земли, 2 для Марса, 4 для Юпитера, а n=3 как раз соответствует поясу астероидов. Планеты Меркурий, Нептун и Плутон этому правилу не подчиняются.

предсказывают, что астероид “1989FC” может вернуться и если он столкнется с Землей, то последствия будут равны одновременному взрыву 1000 водородных бомб. Вероятность столкновения с «бродячим» астероидом выше, чем возможная гибель в автокатастрофе.

Кометы представляют собой малые тела Солнечной системы, главная часть которых состоит из ядра, сложенного замерзшими газообразными соединениями, в которые вкраплены микронные пылевые частицы, и, т.н. комы - туманной оболочки, возникающей при сублимации ледяного ядра, когда комета приближается к Солнцу. У кометы всегда виден хвост, направленный в сторону, противоположную Солнцу (рис. 1.9.). Солнечный ветер уносит частицы комы, которая может в диаметре превышать  $10^5$ . Нередко хвост кометы достигает в длину  $10^8$  км, хотя его плотность невелика -  $10^2 \cdot 10^3$  ионов/см<sup>3</sup>. В марте 1986 г. наши космические аппараты “Вега -1” и “Вега - 2” прошли

Примечание:

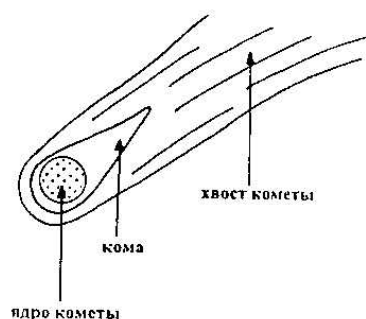


Рис. 1.8. Схема строения кометы. Хвост кометы всегда направлен в сторону от Солнца

Движение комет характеризуется эллиптическими орбитами с очень большим эксцентриситетом, что обеспечивает большие периоды обращения, а влияние планет изменяет эти орбиты и с долгопериодических (период обращения > 200 лет) они переходят на короткопериодические (< 200 лет) орбиты.

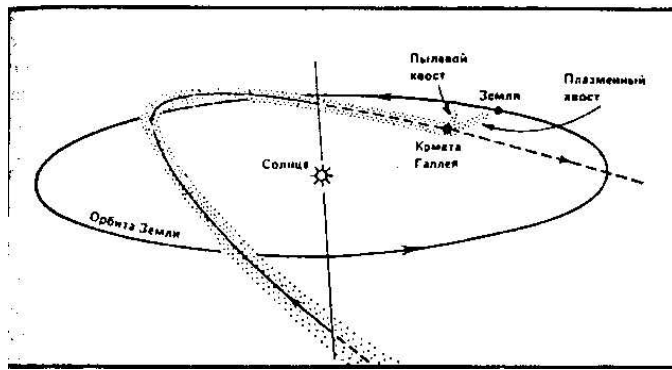


Рис. 1.9. Положение кометы Галлея при сближении ее с Землей в марте 1986 г. Схема образования у нее плазменного хвоста (направлен от Солнца), пылевого хвоста (мельчайших частичек пыли) и пылевого шлейфа (более крупных частиц железосиликатной пыли, рассеивающихся вдоль кометной орбиты)

Со временем ледяное ядро кометы уменьшается, становится более рыхлым и оно может рассыпаться, образуя метеоритный поток. Знаменитый Тунгусский метеорит мог быть ледяным ядром кометы. Кометы блуждают по космическому пространству и могут то покидать Солнечную систему, то, наоборот, проникать в нее из других звездных систем.

По своему химическому составу кометы близки к планетам-гигантам и метеоритам типа углистых хондритов, о чем свидетельствует спектр комы комет. В апреле - мае 1997 г. жители Москвы и других городов России могли наблюдать великолепную комету Хейла-Боппа. В 1994 г. произошло столкновение обломков кометы Шумейкер-Леви с Юпитером и астрономы запечатлели огромную "дыру" в атмосфере Юпитера.

О происхождении комет существует несколько гипотез, но наибольшей поддержкой пользуется гипотеза их конденсации из первичного протосолнечного газопылевого облака и последующего перемещения комет в пределы облака Оорта под влиянием гравитации Юпитера и других планет-гигантов. Количество комет в облаке Оорта оценивается в сотни миллиардов.

Метеориты - твердые тела космического происхождения, достигающие поверхности планет и при ударе образующие кратеры различного размера. источником метеоритов является, в основном, пояс астероидов. Когда метеорит входит с большой скоростью в атмосферу Земли, его поверхностные слои разогреваются, могут расплавиться и метеорит "сгорит", не достигнув Земли. Однако, некоторые метеориты падают на Землю и, благодаря, огромной скорости, их внутренние части не претерпевают

изменений, т.к. зона прогрева очень мала. Размеры метеоритов колеблются от микрон до нескольких метров, весом в десятки тонн.

Все метеориты по своему химическому составу подразделяются на 3 класса: 1) каменные, наиболее распространенные, 2) железо-каменные и 3) железные.

Каменные метеориты являются наиболее распространенными (64,9 % от всех находок). Среди них различают хондриты и ахондриты. *Хондриты* получили свое название благодаря наличию мелких сферических силикатных обособлений - хондр, занимающих более 50 % объема породы. Чаще всего хондры состоят из оливина, пироксена, плагиоклаза и стекла (рис.1.11).

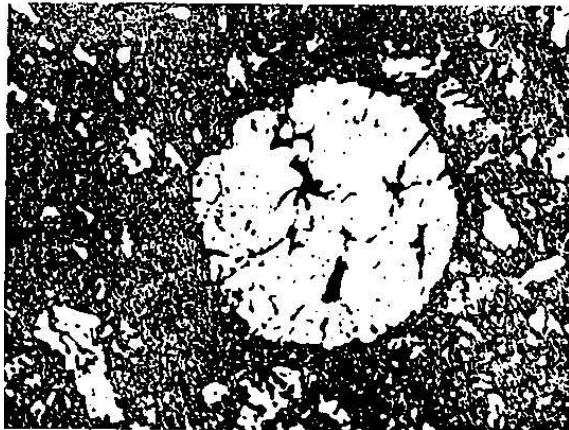


Рис. 1.10. Кварцевая хондра (диаметр около 2 мм) в кварц-железо-энстатиновой матрице метеорита St.Mark (Кинг, 1979)

Химический состав хондритов позволяет предполагать, что они произошли из первичного, протопланетного вещества Солнечной системы, отражая его состав времени формирования планет, их аккреции. Это подтверждается сходством отношений основных химических элементов и элементов примесей для хондритов и в спектре Солнца. Содержание  $\text{SiO}_2$  в хондритах - меньше 45 %, сближает их с земными ультраосновными породами. Хондриты подразделяются по общему содержанию железа на ряд типов, среди которых наибольший интерес представляют углистые хондриты, содержащие больше всего железа, находящегося в силикатах. Кроме того, в углистых хондритах, присутствует много до 10% органического вещества, которое имеет, однако, не биогенное происхождение. Кроме минералов типа оливина, ортопироксена, плагиоклаза, типичных и для земных пород, в хондритах присутствуют минералы, встречающиеся только в метеоритах.

Ахондриты не содержат хондр и по составу близки к земным магматическим ультраосновным породам. Ахондриты подразделяются на богатые Са (до 25 %) и бедные Са (до 3 %).

Железные метеориты по распространенности занимают второе место и представляют собой твердый раствор никеля в железе. Содержание никеля колеблется в широких пределах и на этом основано разделение метеоритов на различные типы. Самым распространенным типом являются октаэдриты с содержанием никеля от 6 до 14 %. Они характеризуются т.н. видманштеттеновой структурой, сложенной пластинами камасита (никелистое железо, Ni ~ 6%), расположенными параллельно граням октаэдра и заполняющими между ними пространство тэнитом (никелистое железо, Ni ~30 %). Судя по тому, что в железных метеоритах хорошо выражены деформации ударного типа, метеориты испытывали столкновения и сильные удары (рис. 1.12).

Железо-каменные метеориты по распространенности занимают третье место и состоят они как из никелистого железа, так и силикатного каменного материала, представленного, в основном, оливином, ортопироксеном и плагиоклазом. Этот силикатный материал вкраплен, как в губку никелистого железа, или наоборот, никелистое железо вкраплено в силикатную основу. Все это свидетельствует о том, что вещество железо-каменных метеоритов прошло дифференциацию

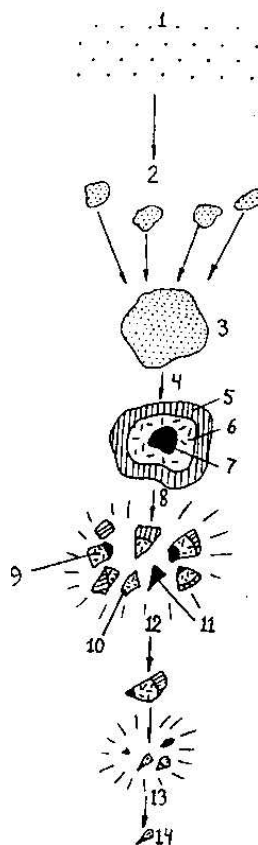


Рис. 1.11. Образование метеоритов: 1 - газо-пылевое облако; 2 – аккреция в тела размером в метры (планетезимали); 3 - аккреция планетезималей в тела размером 10-200 км; 4 – плавление и дифференциация; 5 – базальты; 6 – силикаты; 7 – железо; 8 – дробление при ударе. Обломки: 9 – железо-каменные; 10 – каменные; 11 – железные; 12 – крупный метеорит; 13 – дробление; 14 – метеорит более мелкий

Возраст метеоритов, определенный радиоизотопными уран-свинцовым и рубидий-стронциевым методами дают цифры в  $4,4 - 4,7 \cdot 10^9$  лет. Такие цифры соответствуют принятому возрасту формирования Солнечной системы, что свидетельствует в пользу

одновременного образования планет и тех тел, из которых впоследствии возникли метеориты. После того, как обломок отделяется от родительского тела и превращается в метеорит, он облучается космическими лучами и космический возраст собственно метеорита намного меньше возраста образования родительской породы.

Происхождение метеоритов представляет собой важнейшую проблему, по которой существует несколько точек зрения. Наиболее распространенная гипотеза говорит о происхождении метеоритов за счет астероидов в поясе между Марсом и Юпитером. Предполагается, что астероиды в разных частях пояса могли иметь различный состав и, кроме того, в начале своего образования они подвергались нагреву, возможно, частичному плавлению и дифференциации. Поэтому, хондриты, ахондриты, углистые хондриты соответствуют различным участкам раздробившегося родительского астероида. Однако, часть метеоритов, и это уверенно доказано, происходит с поверхности Луны, общим весом более 2 кг, и еще больше, около 80 кг с поверхности Марса. Метеориты лунного происхождения полностью тождественны по минералогическому составу изотопным и структурным характеристикам лунным породам, собранных на поверхности Луны астронавтами или доставленных автоматическими станциями.

Метеориты с Марса, общим числом 12, частично были найдены в XIX веке, а частично в наши дни, в частности в Антарктиде в 1984 г. Знаменитый метеорит ALH 84001 весом в 1930,9 г. был выбит с поверхности Марса сильным ударом 16 млн. лет назад, а в Антарктиду он попал 13000 лет назад, где недавно вытаял из льда и был

**4,5 млрд. лет назад**

Одновременно с Землей возникает Марс

**1,5 млн. лет назад**

При столкновении с астероидом от  
Марса отрывается осколок и улетает  
В межпланетное пространство

**13 тыс. лет назад**

Осколок Марса попадает в сферу притяжения  
Земли и падает в Антарктиде

**1984 год**

Американцы обнаруживают метеорит и  
Дают ему название ALH 84001

**1994 год**

Геохимики идентифицируют метеорит  
Как осколок Марса

**1996 год**

Ученые обнаружили органические молекулы,  
которые считают древними формами жизни на Марсе

подобран исследователями. Именно в этом метеорите были обнаружены мельчайшие -  $2 \cdot 10^{-6}$  -  $10 \cdot 10^{-6}$  см цианобактерии, располагающиеся внутри глобул, состоящих из сульфидов и сульфатов железа и окислов, возраст которых определен в 3,6 млрд. лет. Т.е. это несомненно марсианские породы, т.к. изотопный состав кислорода и углерода глобул, идентичен таковому в марсианских газах, определенных в породах Марса на его поверхности космическим аппаратом “Викинг” в 1976 г.

### 1.2.6. Происхождение Солнечной системы

Образование Солнца и планет является одним из фундаментальных вопросов естествознания. Джордано Бруно в XVI веке был первым, высказавшим мысль о том, что многие звезды, как и Солнце, окружены планетами и эти системы то возникают, то умирают. Только в XVIII веке благодаря трудам выдающихся ученых Иммануила Канта и Пьера Лапласа сформировалась наука о происхождении всех небесных тел - *космогония*. Они показали, что т.к. движение всех планет подчинено одному закону, то и образование их должно также происходить по единому закону. Именно они высказали идею о газопылевой туманности, первоначально вращавшейся вокруг Солнца, из которой впоследствии и сформировались планеты. С тех пор планетная космогония ушла далеко вперед и современные представления о формировании Солнечной системы выглядят следующим образом (рис. 1.13).

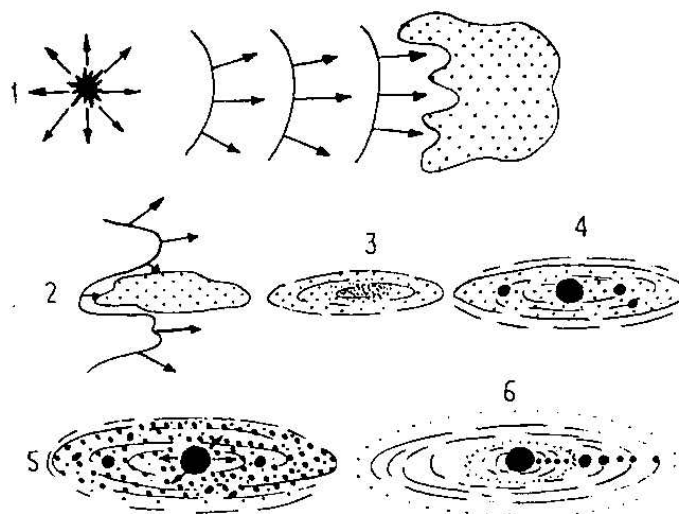


Рис. 1.12. Формирование Солнечной системы: 1 – взрыв сверхновой звезды порождает ударные волны, воздействующие на газопылевое облако (ГПО); 2 – ГПО начинает фрагментироваться и сплющиваться, закручиваясь при этом; 3 – первичная Солнечная небула; 4 –

образование Солнца и гигантских, богатых газом планет – Юпитера и Сатурна; 5 – ионизированный газ – Солнечный ветер сдувает газ из внутренней зоны системы и с мелких планетезималей; 6 – образование внутренних планет из планетезималей в течение 100 млн лет и формирование «облаков» Оорта, состоящих из комет



Звезды типа Солнца - желтые карлики, формируются при сжатии газопылевых облаков, масса которых должна быть не меньше  $10^5$  массы Солнца. Пробразом такого облака может служить туманность Ориона, великолепные фотографии которой сделаны космическим телескопом им. Хаббла. Почему это облако начало сжиматься? По одной из гипотез на него мог повлиять взрыв близкой сверхновой звезды, ударные волны от которого и заставили облако сжиматься и вращаться. По другой - газопылевое облако, в силу своего участия в общем вращении ГМП, начало сжиматься, однако большой момент вращения не допускает дальнейшего сжатия и облако распадается на отдельные сгустки - будущие планеты. Надо отметить, что начальный момент превращения газопылевого облака в протопланетный диск, наименее ясный момент в процессе формирования Солнечной системы.

Как бы то ни было, радиус газопылевого облака должен был быть больше радиуса орбиты девятой планеты - Плутона, равной 40 А.Е. Состав облака характеризовался 99% газа и 1% пылевых частиц размером в микроны. Когда газопылевое облако начало сжиматься и вращаться массы - будущему Солнцу, в дисковидном облаке возникали мощные турбулентные вихри, ударные волны, гравитационные приливы, перемешивающиеся газ облака, которое, благодаря этому оставалось однородным. Время, необходимое для образования диска из облака оценивается всего лишь в 1000 лет, газ при этом охлаждается и образуются более крупные пылевые частицы, конденсируясь из газа, т.к. давление в облаке очень небольшое. В центральной части диска, благодаря быстрому коллапсу, зажглось Солнце, а при удалении от него в протопланетном диске температура уменьшалась до десятков градусов на краю диска, что подтверждается конденсацией льда воды за поясом астероидов. Итак, частицы пыли перемещались к центральной плоскости диска и чем крупнее была пылинка, тем быстрее она "падала". Внешние слои диска теряли газ за счет его нагревания излучением молодого Солнца и мощного потока ионизированной плазмы - солнечного ветра. Формирование пылевого субдиска в центральной части первичного газопылевого диска оценивается всего лишь в  $10^5$  лет. Когда плотность пылевых частиц в субдиске достигал некоторого критического значения, диск стал гравитационно неустойчивым и начал распадаться на отдельные сгущения пыли, причем, чем выше была плотность в сгущении, тем оно быстрее увеличивалось в размерах. Плотные сгустки, размером с хороший астероид, сталкиваясь, объединялись и увеличиваясь в размерах, превращались в рой *планетезималей*, размером до 1 км. Слипание, объединение планетезималей возможно только в случае небольшой скорости, соударения и неровной контактной поверхности, облегчавшей их сцепление. Не

исключено, что в облаке Оорта на краю Солнечной системы сохранились еще допланетные планетезимали, попавшие туда благодаря гравитационным возмущениям со стороны планет-гигантов. Образование планетезималей заняло не более 1 млн. лет, т.е. произошло с космической точки зрения почти мгновенно.

Важнейшим этапом была аккреция собственно планет из роя планетезималей, занявшая уже гораздо больше времени, около 1000 млн.лет. Современное численное моделирование позволяет рассчитывать скорости допланетных тел и распределение их масс. Эти тела двигались по круговым орбитам, сталкиваясь друг с другом, разрушаясь, выбрасывая газ и пыль, но если тело было крупное, оно не разваливалось от ударов, а, наоборот, присоединяло к себе другие частицы и планетезимали. Чем больше было тело, тем оно быстрее росло и вступало в гравитационное взаимодействие с другими телами, изменяя их орбиты. Именно в этих, наиболее крупных телах и сосредотачивалась основная масса вещества допланетного диска, образуя зародыши планет. Одно из основных условий роста тел - это низкие скорости их столкновения, не превышающие 1 м/сек. Образование группы внутренних планет происходило за счет соударений каменных планетезималей, в отсутствие легких газов, которые удалялись солнечным ветром. Но планеты-гиганты, вернее их силикатные ядра, достигали уже размеров 2-3 массы Земли и сумели удержать водородно-гелиевую газовую оболочку. Когда Юпитер на стадии быстрой аккреции достиг внушительных размеров - примерно 50 масс Земли, он присоединил к себе весь газ из окружающего пространства и далее аккреция пошла уже намного медленнее, т.к. газ оказался исчерпанным.

Сатурн, который расположен дальше от Солнца, рос медленнее и по составу отличается от Солнца сильнее, чем Юпитер. Точно также, двухступенчато, росли и остальные планеты - гиганты. Сначала формировались ядра, а затем происходила аккреция газов. Огромные количества энергии, высвобождавшееся при аккреции, нагревало внешние газовые оболочки планет-гигантов до нескольких тысяч градусов. Любопытно, что когда формировались спутники Юпитера, то ближе к нему расположенные, особенно Ио, и, в меньшей степени, Европа состояли из каменного вещества, т.к. температура на этих орбитах была выше температуры конденсации водяного пара. Дальние спутники - Ганимед и Каллисто, в большей своей части состоят уже из льда воды, т.к. температура была низкой, поэтому в составе далеких спутников планет-гигантов, да и самих наиболее удаленных планет, распространены конденсаты метана, этана, аммиака и воды.

Спутники планет образуются по той же принципиальной схеме, что и сами планеты. Во время аккреции планеты часть планетезималей захватывается силой ее

гравитации на околопланетную орбиту. Так у планеты формируется диспутниковый диск, из которого путем аккреции образуются спутники.

Для геологов, конечно, первостепенным является вопрос о формировании Земли и планет земной группы. Мы знаем, что в настоящее время Земля состоит из ряда сферических оболочек, в том числе твердого внутреннего ядра, жидкого - внешнего и твердой мантии с тонкой оболочкой - твердой же земной коры. Иными словами, Земля дифференцирована по свойствам и составу вещества. Когда и как произошла эта дифференциация?

На этот счет существуют две, наиболее распространенные точки зрения. Ранняя из них полагала, что первоначальная Земля, сформировавшаяся сразу после аккреции из планетезималей, состоящих из никелистого железа и силикатов, была однородна и только потом подверглась дифференциации на железо-никелевое ядро и силикатную мантию. Эта гипотеза получила название *гомогенной аккреции*.

Более поздняя гипотеза *гетерогенной аккреции* заключается в том, что сначала аккумуляровались наиболее тугоплавкие планетезимали, состоящие из железа и никеля и только потом в аккрецию вступило силикатное вещество, слагающее сейчас мантию Земли от уровня 2900 км. Эта точка зрения сейчас, пожалуй, наиболее популярна, хотя и здесь возникает вопрос о выделении внешнего ядра, имеющего свойства жидкости. Возникло ли оно после формирования твердого внутреннего ядра или внешнее и внутреннее ядра выделялись в процессе дифференциации? Но этот вопрос однозначного ответа не существует, но предположение отдается второму варианту. Процесс аккреции, столкновение планетезималей размером до 1000 км, сопровождался большим выделением энергии, с сильным прогревом формирующейся планеты, ее дегазацией, т.е. выделением летучих компонентов, содержащихся в падавших планетезималях. Большая часть летучих при этом безвозвратно терялась в межпланетном пространстве, о чем свидетельствует сравнение составов летучих в метеоритах и породах Земли. Процесс становления нашей планеты по современным данным длился около 500 млн. лет и проходил в 3 фазы аккреции. В течение первой и главной фазы Земля сформировалась по радиусу на 93-95% и эта фаза закончилась к рубежу 4,4 – 4,5 млрд. лет, т.е. длилась около 100 млн. лет. Вторая фаза, ознаменовавшаяся завершением роста длилась тоже около 200 млн. лет. Наконец, третья фаза, продолжительностью до 400 млн. лет (3,8-3,9 млрд. лет окончание) сопровождалась мощнейшей метеоритной бомбардировкой, такой же как и на Луне.

Какой была первичная, только что родившаяся Земля? Была она горячей или холодной? Для геологов решение этого вопроса имеет принципиальное значение. Даже в начале XX века ученые говорили о первичной “огненно-жидкой” Земле. Однако, этот

взгляд полностью противоречил современной геологической жизни планеты. Если бы Земля изначально была расплавленной, она давно бы превратилась в мертвую планету. Следовательно, предпочтение нужно отдать юной, не очень холодной, но и не расплавленной ранней Земле.

Факторов нагрева планеты было много. Это и гравитационная энергия; и соударение планетезималей; и падение очень крупных метеоритов, при ударе которых повышенная температура распространялась до глубин 1-2 тыс.км. Если же, все-таки, температура превышала точку плавления вещества, то наступала дифференциация - более тяжелые элементы, например, железо, никель, опускались, а легкие, наоборот, всплывали. Но главный вклад в увеличение тепла должен был играть распад радиоактивных элементов - плутония, тория, калия, алюминия, йода. Еще один источник тепла - это твердые приливы, связанные с близким расположением спутника Земли - Луны. Все эти факторы, действуя вместе, могли повысить температуру до точки плавления пород, например, в мантии она могла достигнуть  $+1500^{\circ}\text{C}$ . Но давление на больших глубинах препятствовало плавлению, особенно во внутреннем ядре. Процесс внутренней дифференциации нашей планеты происходил всю ее геологическую историю, продолжается он и сейчас. Однако, уже 3,5-3,7 млрд.лет назад, при возрасте Земли в 4,6 млрд.лет, у Земли было твердое внутреннее ядро, жидкое внешнее и твердая мантия, т.е. она уже была дифференцирована в современном виде. Об этом говорит намагниченность таких древних горных пород, а, как известно, магнитное поле обусловлено взаимодействием жидкого внешнего ядра и твердого внешнего.

Процесс расслоения, дифференциации недр происходил на всех планетах, но на Земле он происходит и сейчас, обеспечивая существование жидкого внешнего ядра и конвекцию в мантии. Атмосфера и гидросфера Земли возникли в результате конденсации газов, выделявшихся на ранней стадии развития планеты.

#### 1.2.7. Строение Луны

Луна - это единственный спутник Земли, всегда обращенный к ней одной и той же стороной и вращающейся вокруг Земли по законам Кеплера - вблизи апогея медленнее, вблизи перигея - быстрее. Однако, вокруг оси Луна вращается равномерно и время ее обращения вокруг оси равняется сидерическому (звездному) месяцу. Двойная система Земля-Луна сказывается на Земле и Луне. Известно, что влияние Луны вызывает приливы на Земле, но т.к. Земля в 81 раз массивнее Луны, то и приливы на Луне намного сильнее. Полный оборот вокруг Земли Луна совершает за 27 суток 7 часов 43 минуты. Это время является сидерическим (звездным) месяцем Луны, т.е. периодом движения Луны

относительно звезд. Центр масс двойной системы Земля-Луна находится в 4750 км от центра Земли внутри планеты. Поверхность Луны, в том числе и ее обратная, невидимая сторона прекрасно изучена с помощью космических аппаратов, луноходов и американскими астронавтами, неоднократно бывавшими на поверхности Луны и собравшими несколько тонн лунных пород. Среднее удаление Луны от Земли 384000 км, диаметр Луны 3476 км, масса  $7,33 \cdot 10^{25}$ , средняя плотность  $3,33 \text{ г/см}^3$ . Атмосфера на Луне отсутствует из-за малых ее размеров, температура на экваторе днем достигает  $+130^\circ\text{C}$ , а ночью -  $150^\circ\text{C}$ . Поверхность Луны подразделяется на моря и материки. Первые занимают 17% поверхности, вторые - 83%. Материки, более светлые участки поверхности Луны - это относительно древние, брекчированные породы, с большим количеством плагиоклаза - анортита. Материки покрыты большим количеством метеоритных кратеров, образовавшихся при интенсивной бомбардировке 4,0-3,9 млрд.лет назад.

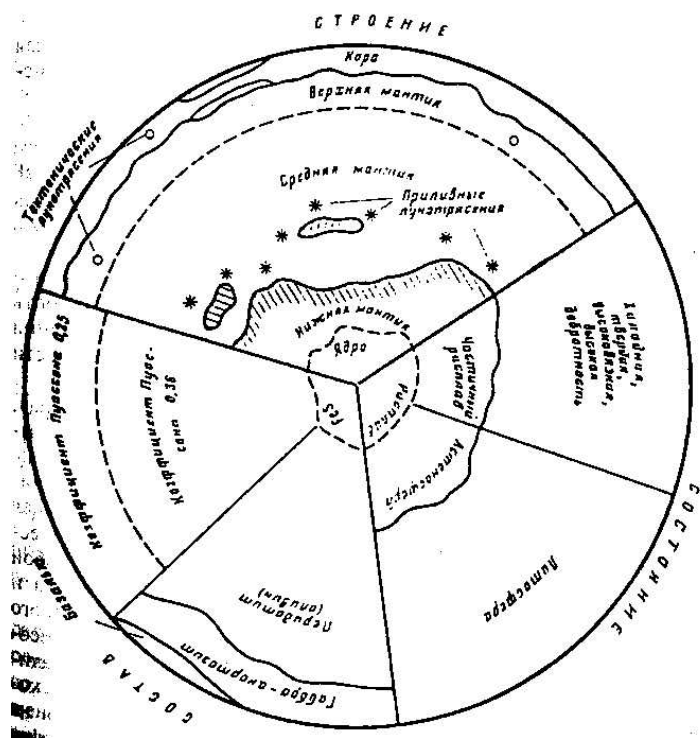


Рис.1.13. Строение, состояние и состав лунных недр (по А.Т.Базилевскому и др., 1981)

Более темные моря представляют собой огромные покровы базальтовых лав, излившихся 3,9-3,0 млрд.лет назад, т.е. они более молодые и метеоритных кратеров на них меньше. Поверхность Луны покрыта рыхлым грунтом - *реголитом*, образовавшимся при ударах метеоритов и раздроблении пород. Изучение Луны дало геологам доказательство усиленной метеоритной атаке Земли в этот же интервал времени, 3,9-4,0 млрд.лет назад.

Сила тяжести на Луне  $1/6$  земной и у нее есть очень слабое магнитное поле неизвестного происхождения. Измерения силы тяжести показали скопление плотных масс - масконов под лунными морями. На Луне выделяется кора, мощностью до 60 км и скоростью сейсмических волн  $V_p - 7,0-7,7$  км/сек; литосфера или верхняя и средняя мантия до глубины 1000 км; нижняя мантия (астеносфера), частично расплавленная, как и ядро, с глубины 1500 до 1740 км (рис. 1.14). Через них не проходят поперечные сейсмические волны. Приливные лунотрясения, выявленные с помощью сейсмографов, установленных на поверхности Луны экспедициями "Аполлонов" с 1969 г., приурочены к средней мантии. Луна ежегодно удаляется от Земли примерно на 2 см, увеличивая свой момент количества движения.

Существует 3 главные гипотезы о происхождении Луны. По одной из них Луна отделилась от Земли, по другой - Луна была захвачена уже "готовой" силами притяжения Земли, по третьей, разработанной в 60-е годы российской ученой Е.Л.Рускол, Луна образовалась вместе с Землей из роя планетезималей. Недавно ученые университета Беркли в Калифорнии (США), после длительных компьютерных расчетов показали, что Луна образовалась в результате столкновения Земли по касательной с космическим телом размером с Марс. Выброшенные в космос обломки стали вращаться по круговой орбите, слипаясь в шаровидное тело - Луну. Было это 4,5 млрд. лет назад. Любая из гипотез должна объяснить отличия в химическом составе лунных пород от земных и различия в плотности небесных тел.

В заключение этого раздела необходимо подчеркнуть, что сравнительная планетология дает чрезвычайно много для понимания ранней истории Земли, скрытой от геологов последующими процессами.

## Глава 2.0. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

### 2.1. Форма Земли.

Диаметр Земли 12756 км; масса  $5,98 \cdot 10^{24}$  кг; плотность  $5510 \text{ кг/м}^3$ ; период вращения 23 ч 56 м 4,1 с; период обращения 365,26 суток; эксцентриситет орбиты 0,017; площадь поверхности – 510 млн. км<sup>2</sup>; объем –  $1,083 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup>.

И.Ньютон первым показал, что форма Земли более сложная, чем шар, и доказал, что главным фактором в создании формы Земли является ее вращение и, вызванная этим центробежная сила. Поэтому форма Земли зависит от совместного действия сил гравитации и центробежных. Хорошо известно, что равнодействующая этих сил называется силой тяжести. Многочисленные геодезические измерения позволили доказать, что Земля представляет собой эллипсоид, вычисленный в 1940 г. геодезистом А.А.Изовым и названный им *эллипсоидом Красовского* в честь Ф.Н.Красовского известного русского геодезиста. Параметры эллипсоида Красовского: экваториальный радиус – 6378,245 км; полярный радиус – 6356,863 км; полярное сжатие  $\alpha = 1/298,25$ . Однако в плоскости экватора наибольший и наименьший радиусы отличаются на 213 м. Следовательно Земля – это трехосный эллипсоид или сфероид, чем определяется воображаемая форма Земли (рис. 2.1).



Рис. 2.1.1. Поверхность рельефа, сфероид и геоид

Реальная форма Земли лучше описывается фигурой *геоида* (землеподобная) – эквипотенциальной поверхностью невозмущенного океана, продолженной и на континенты. Сила тяжести в каждой точке поверхности геоида направлена перпендикулярно к ней. Сейчас построена карта геоида, приведенная к сжатию  $1/298,25$ , с помощью как наземных гравиметрических, так и спутниковых наблюдений. На карте ясно видны впадины и выпуклости на поверхности Земли с амплитудой в десятки метров, так что форма Земли скорее напоминает «обгрызанное яблоко». Аномалии геоида обусловлены неравномерным распределением масс с различной плотностью внутри Земли.

### 2.2. Внутреннее строение Земли

Самая глубокая скважина на Земле, пробуренная на Кольском полуострове недалеко от Мурманска, достигла всего лишь 12800 м. Бурение под толщей океанских вод, осуществляемое со специальных плавучих буровых установок на кораблях сначала “Гломар Челленджер”, а потом “Джоидес Резолюшн”, дало результат всего лишь в 1,5 км. Знание внутреннего строения Земли означает, что известны распределения плотности вещества и его состояния, давления, температуры, напряженности магнитного поля от поверхности до центра Земли, а кроме того, латеральные вариации этих параметров.

Находясь на поверхности Земли (12 км скважины это все равно поверхностный слой), мы можем определить много параметров, характеризующих Землю: состав вещества (горных пород, вод, океана, атмосферы) и его возраст, температуру, силу притяжения к Земле (ускорение силы тяжести), величину магнитного поля, и наблюдать множество явлений: извержения вулканов, землетрясения, в особенности катастрофические, и измерять времена пробега сейсмических (упругих) волн, видеть свечения полярных сияний и многое другое.

Нас интересует, в какой мере сведения, получаемые на поверхности Земли, могут пролить свет на устройство внутренних, недоступных частей Земли, вплоть до ее центра? Задачи подобного рода называют обратными и, очевидно, что они не имеют единственного решения. Это напоминает ситуацию с покупкой арбуза – как, не взрезая арбуз, определить степень его спелости по созерцанию его поверхности? Это и есть обратная задача, при меры которых будут приведены ниже.

Геологам хорошо известно внутреннее строение Земли, т.к. им на помощь пришел метод, который, как в медицине рентген, позволяет заглянуть в недоступные места планеты. Это - *сейсмические волны* (“сейсма” - сотрясение, греч.), возникающие в Земле от землетрясений, ядерных и крупных промышленных взрывов, которые пронизывают всю Землю, преломляясь и отражаясь на разных границах смены состояния вещества. По образному выражению известного геофизика каждое сильное землетрясение заставляет Землю долго гудеть, как колокол.

Сейсмологический метод находится в ряду других геофизических методов, но для целей познания глубин Земли он один из самых важных.

Волна - это распространение некоторой деформации в упругой среде, т.е. изменение объема или формы вещества. При деформации в веществе возникает напряжение, которое стремится вернуть его к первоначальной форме или объему. Известно, что величина напряжения ( $\epsilon$ ) на величину деформации ( $\tau$ ) называется модулем упругости  $\mu$ .



$$\mu = \frac{\tau}{\varepsilon} \quad (1)$$

Выделяют два типа сейсмических волн: *объемные* и *поверхностные*, из названий которых видна область их распространения (рис. 2.2.).

Объемные волны бывают продольными и поперечными. Они были открыты в 1828 г. Пуассоном, а идентифицированы английским сейсмологом Олдгеймом в 1901 г.

Продольные волны - это волны сжатия, распространяющиеся в направлении движения волны. Они обозначаются латинской буквой "P" (primary - первичный, англ.), т.к. у них скорость распространения выше других волн и они первыми приходят на сейсмоприемники. Скорость продольных волн:

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2)$$

где  $\kappa$  - объемный модуль упругости или модуль всестороннего сжатия и  $\mu$  - модуль сдвига, определяемый величиной напряжения, необходимого, чтобы изменить форму тела.

Таким образом, волна P изменяет форму тела.

Поперечная волна, обозначаемая буквой S (secondary - вторичный, англ.), это волна сдвига, при которой деформации в веществе происходят поперек направления движения волны. Скорость поперечных волн:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

Волна S изменяет только форму тела и она, как менее скоростная, приходит на сейсмоприемник позднее волны P, поэтому и называется "вторичной". Таким образом,  $V_p$  всегда больше  $V_s$

Поверхностные волны, как следует из названия, распространяются в поверхностном слое земной коры. Различают волны Лява и Рэлея. В первых из них колебания осуществляются только в горизонтальной плоскости поперек направления движения волны. Волны Рэлея подобны волнам на воде, в них частицы вещества совершают круговые движения (рис. 2.2, в, г ).

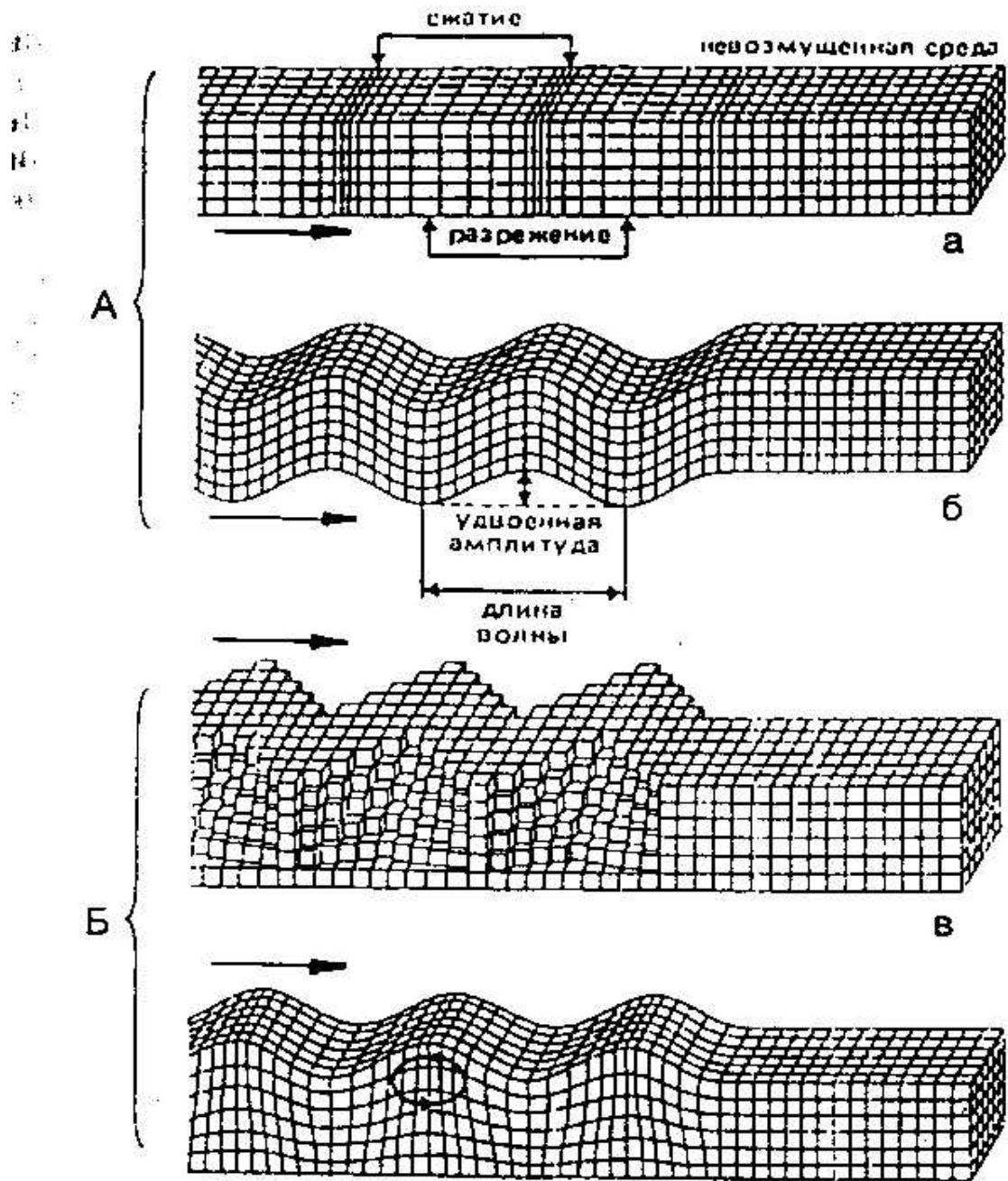


Рис. 2.2.1. Типы сейсмических волн. А – объемные волны: а – продольные, б – поперечные. Б – поверхностные волны: в – Лява, г – Релэя. Стрелками показано направление движения волны

Проследим путь объемной волны от очага землетрясения или взрыва. При встрече с каким либо слоем, отличающимся рядом признаков от вышележащего, волна отражается и достигает сейсмографа на станции (рис.2.2.3,а)

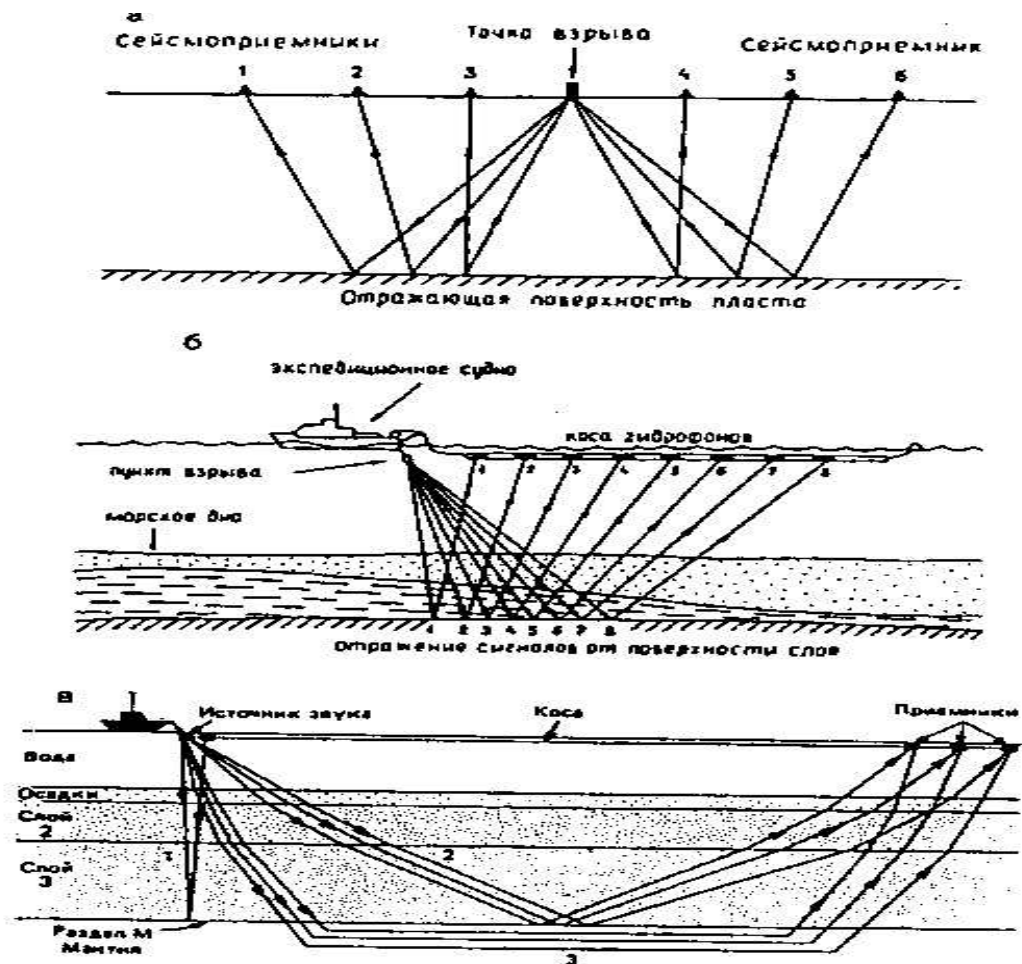


Рис. 2.2.3. Схема отражения сейсмических волн от поверхности пласта горных пород (а); метод работы НСП (непрерывное сейсмическое профилирование) (б); прохождение отраженных и преломленных волн через слои земной коры от источника до приемника (в): 1 – вертикальное отражение; 2 – широкоугольные отражения, 3 – преломленные волны

. Тоже самое происходит и при морских сейсмических исследованиях. В других случаях волна может преломляться на границе слоев, увеличивая или уменьшая свою скорость в зависимости от плотности слоя.

Когда происходит сильное землетрясение, сейсмические волны распространяются во все стороны, пронизывая земной шар во всех направлениях. Расставленные по всему миру сейсмические станции принимают сигналы от волн разного типа, преломленных и отраженных. Проходя через слои пород разного состава и плотности они изменяют свою скорость, а, регистрируя эти изменения внутри земного шара можно выделить главные границы или поверхности раздела (рис. 2.2.4).

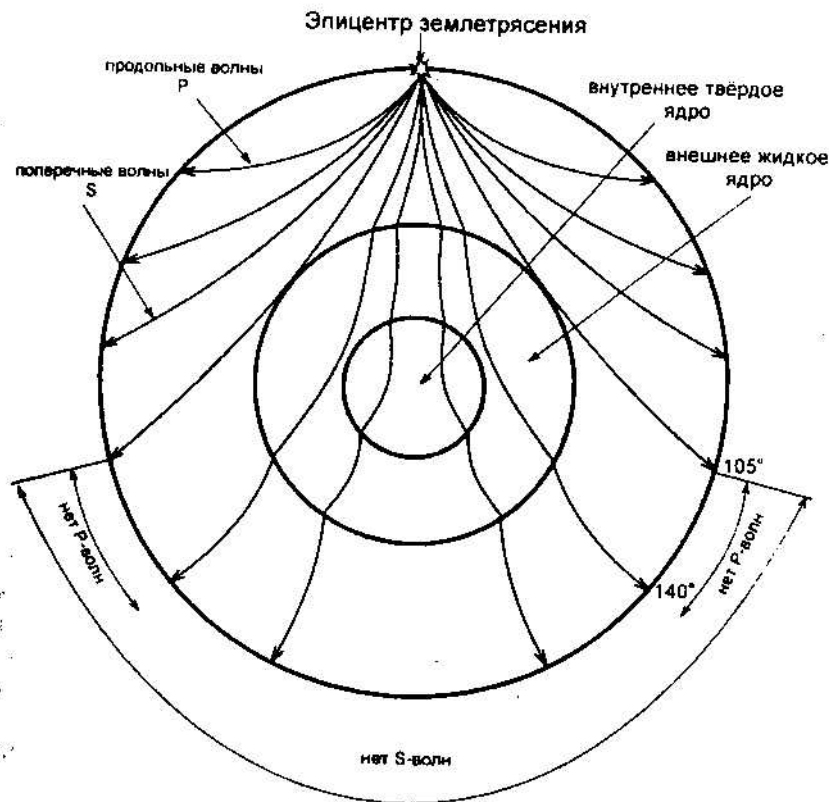


Рис. 2.2.4. Происхождение продольных (P) и поперечных (S) волн через Землю. Поперечные волны не проходят через жидкое внешнее ядро, а у продольных есть «зона тени» в  $35^\circ$ , так как в жидком ядре волны преломляются

Сейсмограммы фиксируют время пробега внутри Земли сейсмических волн. А нам необходимо знать скорость волн. Для этого решается обратная задача на основе системы уравнений, полученных Адамсоном и Вильямсом в . Сейсмические методы непрерывно совершенствуются и по современным данным внутренняя структура Земли выглядит следующим образом.

Земная кора ограничивается снизу очень четкой поверхностью скачка скоростей волн P и S, впервые установленной югославским геофизиком А.Мохорвичичем в 1909 г. и получившей его имя: поверхность Мохорвичича, или Мохо, или, совсем кратко, поверхность М (рис.2.2.5).

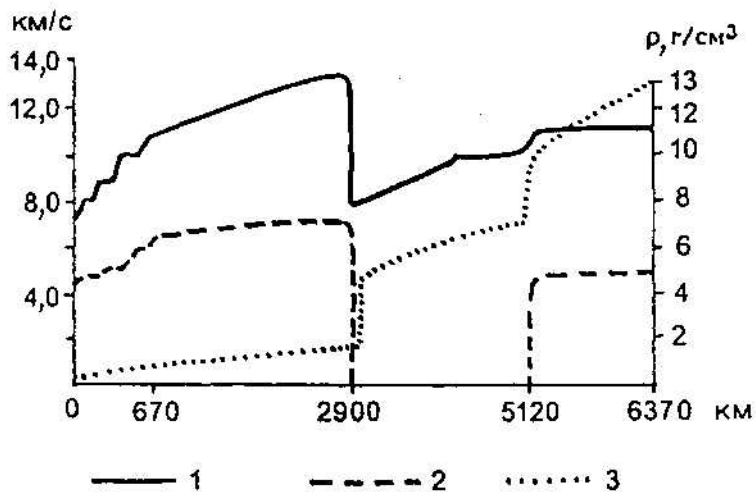


Рис. 2.2.5. Скорости сейсмических волн и плотность внутри Земли. Сейсмические волны: 1 – продольные, 2 – поперечные, 3 – плотность

Вторая глобальная сейсмическая граница раздела находится на глубине 2900 км и была выделена в 1913 г. немецким геофизиком Бено Гутенбергом и также получила его имя. Эта поверхность отделяет *мантию* Земли от ядра. Примечательно, что ниже этой границы волны P резко замедляются, теряя 40% своей скорости, а волны S исчезают, не проходя ниже. Т.к. для поперечной волны скорость определяется как модуль сдвига, деленный на плотность, а модуль сдвига в жидкости равен нулю, то и вещество, слагающее внешнюю часть ядра должно обладать свойствами жидкости.

На глубине 5120 км снова происходит скачкообразное увеличение скорости волн P, а путем применения особого метода показано, что там появляются и волны S, т.е. эта часть ядра - твердая.

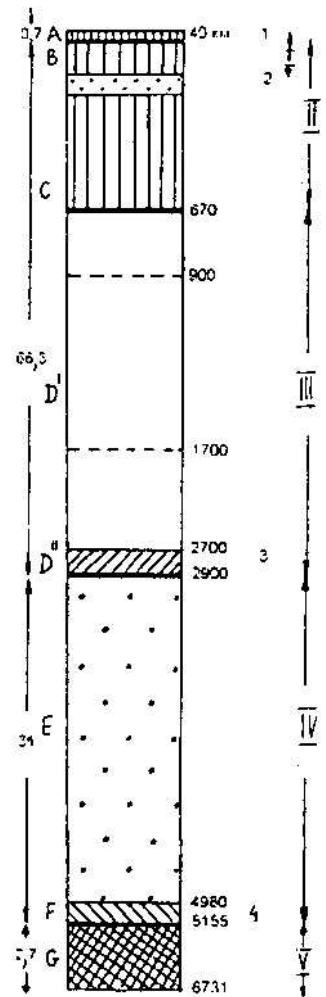
Таким образом, внутри Земли устанавливается 3 глобальные сейсмические границы, разделяющие земную кору и мантию (граница M), мантию и внешнее ядро (граница Гутенберга), внешнее и внутреннее ядро.

Однако, на самом деле границ, на которых происходит скачкообразное изменение скорости волн P и S больше и сами границы характеризуются некоторой переходной областью. Уже давно сейсмолог К.Буллен, разделив внутреннюю часть Земли на ряд оболочек дал им буквенные обозначения (рис. 2.2.6). В последние годы была установлена еще одна глобальная сейсмическая граница на глубине 670 км, отделяющая верхнюю мантию от нижней и являющаяся очень важной для понимания процессов, идущих в верхних оболочках Земли.

Ниже поверхности M, скорости сейсмических волн увеличиваются, но на некотором уровне, различном по глубине под океанами и материками, вновь уменьшаются, хотя и незначительно, причем скорость поперечных волн уменьшается

больше. В это слое отмечено и повышение электропроводности, что свидетельствует о состоянии вещества, отличающегося от выше и ниже лежащих слоев верхней мантии. Особенности этого слоя, получившего название *астеносфера* (“астенос” - слабый, мягкий, древн.греч.), объясняются возможным его плавлением в пределах 1-2%, что обеспечивает понижение вязкости и увеличение электропроводности. Плавление проявляется в виде очень тонкой пленки, обволакивающей кристаллы при  $T$  порядка  $+1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Рис. 2.2.6. Внутреннее строение Земли. I – литосфера, II – верхняя мантия, III – нижняя мантия (пунктиром показаны уровни второстепенных разделов), IV – внешнее ядро, V – внутреннее ядро: 1 – земная кора; 2 – астеносфера; 3-4 – переходные слои. Цифры слева – доля геосфер (в % от объема Земли), буквы слева – геосферы по К.Буллену



Астеносферный слой расположен ближе всего к поверхности под океанами, от 10-20 км до 80-200 км, и глубже, от 80 до 400 км под континентами, причем залегание астеносферы глубже под более древними геологическими структурами, например, под докембрийскими платформами, чем под молодыми. Мощность астеносферного слоя, как и его глубина сильно изменяются в горизонтальном и вертикальном направлениях. В современных геотектонических представлениях астеносферному слою отводится роль своеобразной смазки, по которой могут перемещаться вышележащие слои мантии и коры.

Земная кора и часть верхней мантии над астеносферой носит название *литосфера* (“литос” - камень, греч.). Литосфера холодная, поэтому она жесткая и может выдержать большие нагрузки. На глубине в 1000 км в нижней мантии скорость волн  $P$  достигает 11,2-11,5 км/с, а  $V_s = 7,2-7,3$  км/с. На границе нижней мантии и внешнего ядра  $V_p$  уменьшается с 13,6 км/с до 8,1 км/с, затем снова возрастает до 10,5 км/с, но в переходном слое F от внешнего ядра к внутреннему, снова падает и опять возрастает во внутреннем, твердом ядре до 11,2-11,3 км/с, не достигая однако, скорости низов мантии.

Плотность Земли - это важный параметр, который косвенно помогает оценить сейсмические границы раздела внутри Земного шара. Известно, что средняя плотность горных пород на поверхности равна  $2,7-2,8 \text{ кг/м}^3$ . В тоже время средняя плотность Земли  $5,51 \text{ кг/м}^3$ . Она вычислена на основании периода свободных колебаний Земли, момента ее инерции и общей массы, равной  $5,976 \cdot 10^{27}$  г. Расчетные данные показывают, что плотность возрастает с глубиной и также, как скорость сейсмических волн, скачкообразно. Верхи мантии, сразу под границей М характеризуются плотностью уже в  $3,3-3,4 \text{ кг/м}^3$ , т.е. наблюдается резкий скачок. Особенно сильный скачок плотности от  $5,5 \text{ кг/м}^3$  в низах мантии до  $10-11,5 \text{ кг/м}^3$  во внешнем ядре, совпадает с границей Гутенберга, при этом внешнее ядро обладает свойствами жидкости. Величина плотности во внутреннем ядре остается предметом догадок, но должна быть от  $12,5$  до  $14,0 \text{ кг/м}^3$  (рис.2.2.7).

Таким образом, изменение и нарастание плотности в целом совпадает с главными сейсмическими разделами в Земле. Заметим, что доля коры в общем объеме Земли равна  $1,5\%$ , мантии  $-82,3\%$ , а ядра  $-16,2\%$ . Отсюда ясно, что средняя плотность в  $5,5 \text{ кг/м}^3$  должна обеспечиваться умеренно плотной мантией и очень плотным ядром, в котором находится  $32\%$  массы Земли ( а по объему  $\sim 16\%$ ).

Давление внутри Земли рассчитывается исходя из той плотности, которая получается при интерпретации сейсмических границ. При этом предполагается, что Земля как планета находится в состоянии гидростатического равновесия. Давление нарастает постепенно, составляя в Мпа на подошве коры, границы М -  $1 \cdot 10^3$ , на границе мантия - ядро-  $137 \cdot 10^3$ , внешнего и внутреннего ядра  $312 \cdot 10^3$  и в центре Земли -  $361 \cdot 10^3$  (рис.2.2.7).

Ускорение силы тяжести, как известно, на уровне океана, на широте  $45^\circ$  составляет  $9,81 \text{ м/с}^2$  или 981 гала, а в центре Земли равняется 0. У границы мантии и ядра величина ускорения силы тяжести достигает максимального значения в  $10,37 \text{ м/с}^2$  и с этого уровня начинает быстро падать, получая значение на границе внешнего и внутреннего ядра в  $4,52 \text{ м/с}^2$ . Земля обладает внешним гравитационным полем, отражающим распределение в ней масс. Величина силы тяжести зависит от расстояния до центра Земли и от плотности пород (рис.2.2.7).

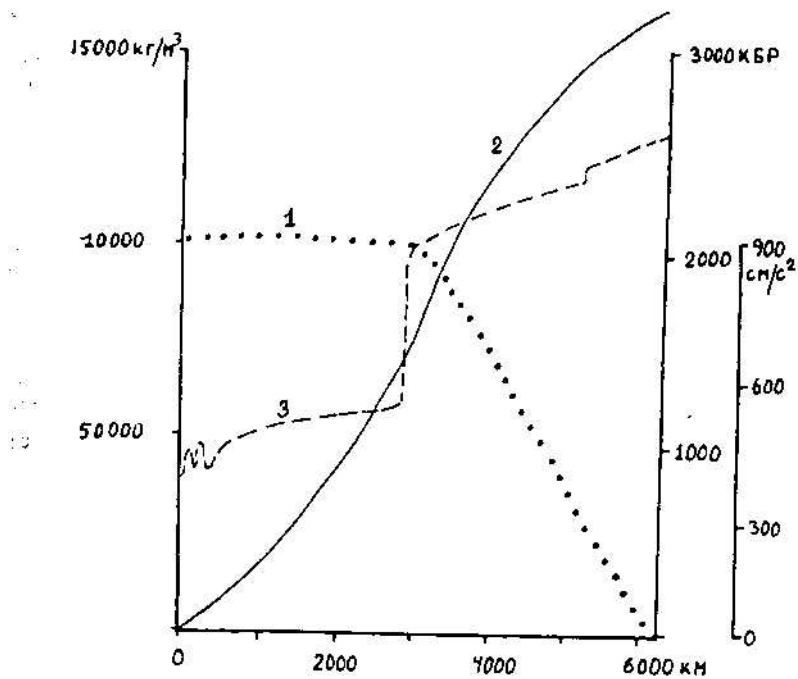


Рис. 2.2.7. Изменение ускорения силы тяжести (1), давления (2) и плотности (3) внутри Земли

Для геологов очень важно знать закономерности размещения плотностных неоднородностей в земной коре, что позволяют сделать гравитационные аномалии - отклонения от общего внешнего гравитационного поля. Сила гравитации будет, естественно, больше над более плотными массами. Современные приборы позволяют измерять силу тяжести с большой точностью, вплоть до  $10^{-8}$ , что равно изменению расстояния от поверхности Земли всего на 4 см. Более подробно о гравитационном поле будет рассказано в других главах.

Приведем пример обратной задачи – определение плотности Земли по ускорению силы тяжести.

Закон всемирного тяготения, открытый Ньютоном более 300 лет тому назад, утверждает, что две точечные массы притягиваются друг к другу с силой, прямо пропорционален произведению их масс и обратно пропорционален квадрату расстояния между ними. Суммарная сила тяготения точечных масс, которыми набита Земля, действует на точечные массы любого тела на поверхности Земли. Из соображений симметрии, сила тяготения со стороны земли равна действию одной точечной массы, расположенной в центре Земли, масса которой равна сумме масс всех точек внутри Земли. Этот результат – есть решение обратной задачи. Записывая закон Ньютона:

$$F = r \cdot m \cdot M / R^2$$



Где  $g$  – гравитационная постоянная, определяемая экспериментально (опыты Кавэндиша, 1788),  $M$  – масса Земли,  $R$  – ее радиус, мы можем рассчитать силу, с которой любая масса  $m$  притягивается к Земле.

Радиус земли был измерен очень давно по измерению длины дуги на поверхности и углу между концами дуги, исходя из параллельности солнечных лучей – Эратосфен сделал это 2500 лет тому назад – тоже решив обратную задачу.

Поскольку сила притяжения к Земле есть вес:

$$F = m \cdot g = g \cdot m \cdot M/R^2 \quad \text{откуда}$$

$$G = g \cdot M/R^2$$

В свою очередь, масса Земли равна объему сферы радиуса  $R$ , умноженному на плотность  $d$ :

$$M = d \cdot (4/3) \cdot \pi \cdot R^3$$

Тогда ускорение силы тяжести на поверхности Земли равно:

$$G = g \cdot (4/3) \cdot \pi \cdot R \cdot d$$

Осталось совсем немного – определить плотность вещества Земли. На поверхности плотность пород измерена – она равна  $2670 \text{ кг/м}^3$ . Но этой плотности, если она равна плотности вещества земли, не хватает, чтобы создать ускорение силы тяжести, равное, как известно,  $9,81 \text{ с/сек}^2$ . Для этого нужна плотность  $5,51 \text{ кг/ м}^3$ . Стало быть, плотность внутри Земного шара растет по мере удаления от поверхности к центру Земли. По какому закону изменяется плотность внутри Земли, нам неизвестно. Из измерений силы тяжести на поверхности этого узнать нельзя.

Механические свойства вещества Земли на всех уровнях важна для понимания геодинамических процессов. Литосфера, т.е. земная кора и часть верхней мантии до глубин примерно в 200 км ведет себя в целом как более хрупкая, чем нижняя (гранулитобазитовый слой). Жесткость литосферы оценивается в  $10^{24}$  Нм и она обладает неоднородностью в горизонтальном направлении. Именно в литосфере, особенно в ее верхней части образуются разломы.

Астеносфера, подстилающая литосферу, также обладает неоднородностью в горизонтальном направлении и изменчивой мощностью. Пониженные скорости сейсмических волн в астеносфере хорошо объясняется плавлением всего лишь 2-3% вещества. Астеносферный слой по современным представлениям играет важнейшую роль в тектонической и магматической активности литосферных плит и обеспечивает их изостатическое равновесие, несмотря на то. Что сам слой может быть прерывистым, например, отсутствуя под древними докембрийскими платформами.

Располагающаяся ниже астеносферного слоя мантия, особенно нижняя, глубже 670 км, обладает вязкостью около  $10^{21}$  м<sup>2</sup>/с. Эта очень высокая вязкость, тем не менее, не является непреодолимым препятствием для медленных конвективных перемещениях мантийного вещества, что подтверждается так называемой *сейсмической томографией*, позволяющей «увидеть» очень незначительные плотностные неоднородности в мантии. Глубже 700 км в мантии не зафиксировано очагов землетрясений, что свидетельствует о невозможности возникновения сколов.

Выше говорилось о модели строения Земли К.Е.Буллена, созданной в 1959-1969 гг. В последнее время используется более новая, уточненная модель, называемая PREM (Preliminary Reference Earth Model), характеризующаяся «нормальным», т.е. усредненным распределением с глубиной различных физических параметров, в том числе скоростей распространения сейсмических волн.

Сейсмическая томография базируется на измерении скоростей объемных и поверхностных сейсмических волн, распространение которых направлено таким образом, чтобы «просветить» какое-то непрозрачное тело, например, массив горных пород, который нельзя наблюдать непосредственно. Имея модель PREM с ее расчетными скоростями сейсмических волн, при обработке огромного количества данных, полученных в результате изучения землетрясений, которая стала возможной только после появления особо быстродействующих ЭВМ, геофизики получают отклонение реальных сейсмических волн по сравнению со стандартной моделью, которое составляет максимум первые проценты, обычно меньше. Увеличение скоростей волн свидетельствует об увеличении плотности вещества и наоборот. Таким образом, выявляются латеральные неоднородности в мантии, впервые продемонстрированные американскими геофизиками Д.Л.Андерсоном и А.М.Дзевонским еще в начале 80-х годов XX в. Более плотные, т.е. холодные и менее плотные, т.е. более нагретые участки мантии образуют очень сложную картину, в целом подтверждающие тектонику литосферных плит, т.к. в активных континентальных окраинах хорошо видны погружающиеся под более легкую континентальную кору, холодные и более плотные пластины коры океанической.

Сейсмотомография позволила установить в самых низах мантии примечательный слой D'' (англ. «Ди – дабл- прайм» или «D дважды прим», русск.), верхняя граница которого неровная, мощность изменяется в горизонтальном направлении и это слой может быть даже частично расплавлен (рис.2.2.8). В верхах нижней мантии обнаружен слой также с пониженной вязкостью, как и астеносферный и, т.о., в мантии устанавливается 3 слоя с пониженной вязкостью.

Сейсмотомография дала очень много для выявления неоднородностей в строении мантии Земли.

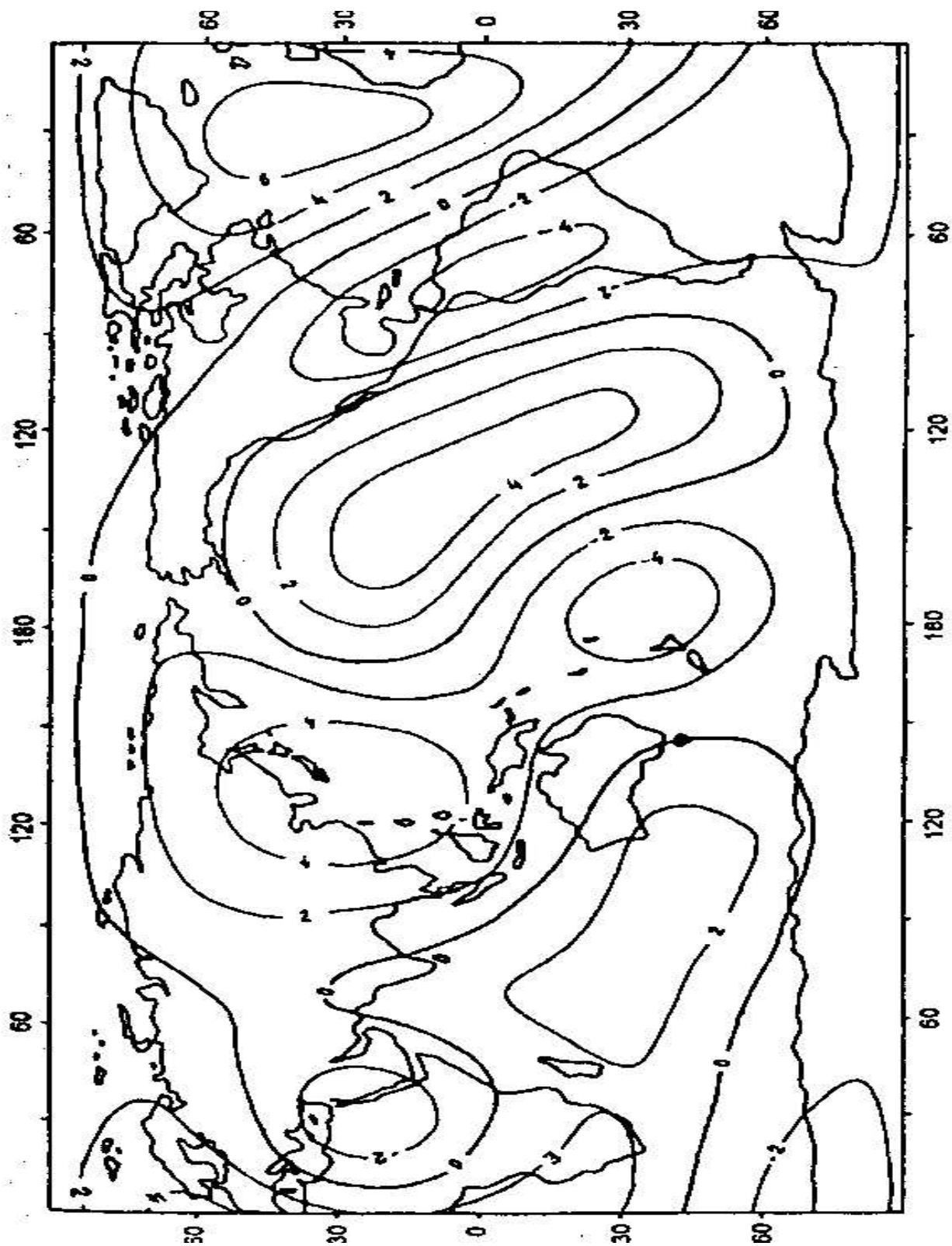


Рис. 2.2.8. Рельеф земного ядра по данным сейсмической томографии Земли (изолинии проведены через 2 км)

### 2.3. Химический и минеральный состав недр Земли.

Определение химического и минерального состава геосфер Земли представляет собой очень сложную задачу, которая во многом может быть решена лишь весьма приблизительно, основываясь на косвенных данных. Прямые определения возможны только в пределах земной коры, горные породы которой неоднородны по своему составу и сильно различаются в разных местах.

Средний химический состав горных пород земной коры приведен в таблице 2 по данным А.А.Ярошевского, где четко видна разница в составе между континентальной и океанической корой, которая носит принципиальный характер. Верхний слой континентальной коры состоит из гранитов и метаморфических пород, которые обнажаются на кристаллических щитах древних платформ. Нижний слой коры практически нигде не вскрыт, но в его составе должны преобладать основные породы – базиты, как магматические, так и метаморфические. Об этом свидетельствуют геофизические и экспериментальные данные. Тем не менее, приведенный выше средний состав земной коры, может быть отнесен только к верхней части земной коры, тогда как состав нижней коры все еще остается областью догадок.

Горные породы, слагающие континентальную кору, несмотря на свое разнообразие, представлены несколькими главными типами. Среди осадочных пород преобладают *песчаники* и *глинистые сланцы* (до 80%), среди метаморфических – *гнейсы* и *кристаллические сланцы*, а среди магматических – *граниты* и *базальты*. Следует подчеркнуть, что средние составы песчаников и глинистых сланцев близки к средним составам гранитов и базальтов, что свидетельствует о происхождении первых за счет выветривания и разрушения вторых.

В океанической коре по массе абсолютно преобладают базальты (около 98%), в то время как осадочные породы самого верхнего слоя имеют очень небольшую мощность. Самыми распространенными минералами земной коры являются полевые шпаты, кварц, слюды, глинистые минералы, образовавшиеся за счет выветривания полевых шпатов. Подчиненное значение имеют пироксены и роговые обманки.

Состав верхней и нижней мантии может быть определен только предположительно, основываясь на геофизических и экспериментальных данных. Верхняя мантия, ниже границы Мохоровичича с наибольшей долей вероятности сложена *ультраосновными породами*, обогащенными Fe и Mg, но в тоже время обеденными кремнеземом. Не исключено, что среди пород верхней мантии много *эклогитов*, которые образуются при высоких давлениях, о чем свидетельствует появление в них минерала *граната*, устойчивого при том давлении, которое существует в верхней мантии.

Таблица 3.

Корреляция минеральных преобразований в мантии, уровней глобальных сейсмических разделов (подчеркнуты) и предложенных границ глубинных геосфер, основанных на данных сейсмической томографии

(по Д.Ю.Пушаровскому)<sup>1</sup>

Глубина, в км	Минеральные преобразования	Границы сфер		
		<b>Верхняя мантия</b>	<u>140</u>	Структурная перестройка оливина $\alpha - (\text{Mg}, \text{Fe}_2) \text{SiO}_4$ в вадслеит $\beta - (\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$
<u>520</u>	Структурная перестройка вадслеита в рингвуд - $\gamma$ -модификацию $(\text{Mg}, \text{Fe}_2) \text{SiO}_4$ со структурой шпинели		<b>Нижняя часть</b>	
400-600	Трансформация пироксена $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$ в гранат-меджорит $\text{Mg}_3 (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Si})_2 \text{Si}_3\text{O}_{12}$			
<u>670</u>	Шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию $(\text{Mg}, \text{Fe})$ перовскита и Mg-вюстита			
<u>850-900</u>	Пироп $\text{Mg}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12} \rightarrow$ в ромбический перовскит $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$ $\downarrow \rightarrow$ в твердый раствор корунд-ильменита $\text{Al}_2\text{O}_3$	<b>мантия</b>  <b>Нижняя</b>		
1200	Перестройка $\text{SiO}_2$ со структурой стишовита в структурный тип $\text{CaCl}_2$ (ромбический аналог рутила $\text{TiO}_2$ )			
<u>1700</u>	Изменение характера межатомных связей (металлизация) вюстита $\text{FeO}$			
2000	$\text{SiO}_2$ со структурой $\text{CaCl}_2$ переходит в фазу со структурой, промежуточной между $\alpha - \text{PbO}_2$ и $\text{ZrO}_2$ ; происходит распад перовскитоподобного $\text{MgSiO}_3$ ; изменение электронной структуры атомов $\text{Fe}(\text{HS} \rightarrow \text{LS})$ в структуре вюстита $\text{FeO}$ ; образование $\text{FeO}$ со структурой типа никелина $\text{NiAs}$			
<u>220-2300</u>	Трансформация $\text{Al}_2\text{O}_3$ со структурой корунда в фазу с ромбической структурой $\text{Rh}_2\text{O}_3$ (II)			
				<b>Внешнее ядро</b>

<sup>1</sup> В связи с негомогенностью мантии, таблицу следует рассматривать в известной мере как модельную

Основными минералами вещества верхней мантии являются *оливин* и *пироксены*. По мере увеличения глубины, твердое вещество мантии скачкообразно, на границах, устанавливаемых сейсмическим методом, претерпевает структурные преобразования, сменяясь все более плотными модификациями минералов и при этом не происходит изменение химического состава вещества, как это показано Д.Ю.Пуцаровским (табл. 3).

Химический и минеральный состав *ядра* предполагается на основании расчетных давлений, около 1,5 Мбар, существующих глубже 5120 км. В таких условиях наиболее вероятно существование вещества, состоящего из Fe с 10% Ni и некоторой примеси серы во внешнем ядре, которая образует с железом минерал *троилит*. Как полагает А.А.Ярошевский, именно эта легкоплавкая эвтектическая смесь обеспечивает стабильность жидкого внешнего ядра, выше которого находится твердая силикатная мантия.

Таким образом, Земля оказывается расслоенной на металлическое ядро и твердую силикатную мантию и кору, что обуславливается различной плотностью и температурой плавления, т.е. различиями физических свойств вещества мантии и ядра согласно представлениям А.А.Ярошевского. Эти различия могли сформироваться еще на стадии гетерогенной аккреции планеты.

Земная кора – тонкая оболочка нашей планеты, обогащена легкоплавкими соединениями, образовавшимися при плавлении мантийного вещества. Поэтому магматизм, во всех его проявлениях, и является тем главным механизмом, обеспечивающим формирование легкоплавкой фракции и ее продвижение во внешнюю зону Земли, т.е. формирование земной коры. Магматические процессы фиксируются с самого раннего геологического времени, породы которого доступны наблюдению, а, следовательно, в это же время началась дегазация мантии, в результате чего были сформированы атмосфера и гидросфера.

#### **2.4. Магнитное поле Земли.**

Магнитное поле современной Земли характеризуется: склонением D, наклонением I и напряженностью H, измеряемую в теслах (рис. 2.4.1).

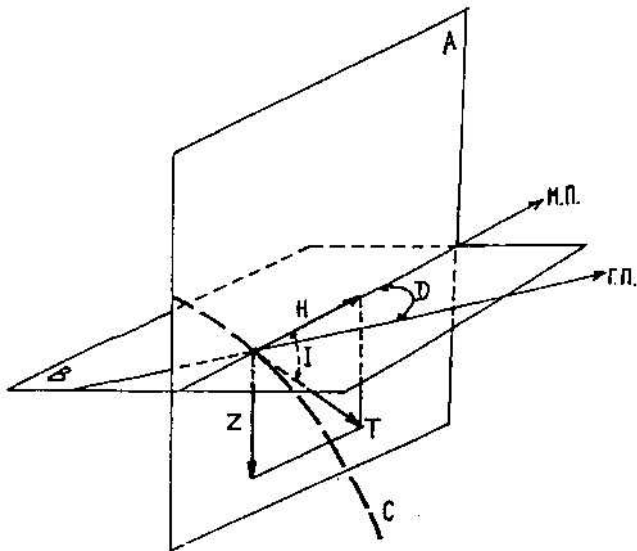


Рис. 2.4.1. Основные компоненты магнитного поля Земли. М.П. – направление на магнитный полюс; Г.П. – направление на географический полюс. *A* – вертикальная плоскость; *B* – поверхность Земли на ограниченном участке; *C* – магнитная силовая линия. Составляющие полного вектора *T* магнитного поля: *H* – горизонтальная; *Z* – вертикальная; *I* – магнитное наклонение; *D* – магнитное склонение

Существуют карты линий равных величин магнитных склонений *изогон* и линий равных магнитных наклонений *изоклин*. На северном магнитном полюсе наклонение равно  $+90^\circ$  (на южном соответственно  $-90^\circ$ ). В пределах магнитного экватора, не совпадающего с географическим, наклонение равно нулю. Современное магнитное поле Земли лучше всего описывается полем геоцентрического смещенного диполя с наклоном по отношению к оси вращения Земли в  $11,5^\circ$ .

Напряженность современного магнитного поля составляет около 0,5 эрстед или 0,1 а/м, и считается, что в геологическом прошлом величина напряженности могла колебаться, но максимум на порядок. Геомангнитное поле Земли последние 2,0-3,5 млрд.лет принципиально не изменялось, как это установлено палеомагнитными исследованиями, а это больше половины ее геологической истории. Еще в XV веке было обнаружено изменение магнитного склонения со временем. Так называемые вековые вариации всех остальных элементов магнитного поля сейчас установлены достоверно и регулярно составляются специальные карты *изопор*, т.е. линий равных годовых изменений какого-либо элемента магнитного поля.

Такие карты можно использовать только в определенный, не более 10 лет, интервал времени, в связи с периодичностью вековых, особенно “быстрых” вариаций. Все магнитные материковые аномалии, например, изогоны, медленно, со скоростью 22 (0,2 % в год) км, смещаются в западном направлении. Западный дрейф обусловлен процессами, связанными с генерацией магнитного поля Земли.

Происхождение магнитного поля Земли и по сей день остается загадкой для ученых, хотя существует много гипотез для объяснения этого феномена. То магнитное поле, которое существует, является полем, обусловленным причинами внутренней

динамики Земли. Этот последний источник вносит наибольший вклад в формирование геомагнитного поля и именно его генезису посвящено большинство гипотез.

Внутреннее строение Земли, изученное с помощью различных сейсмических волн, возникающих от землетрясений и искусственных взрывов и, как уже говорилось выше, характеризуется наличием сферических оболочек, вещество которых имеет разный состав и разные физические свойства. С глубины 2900 км и до центра Земли с точкой 6371 км располагается ядро Земли, внешняя оболочка которого обладает свойствами жидкости, т.к. она не пропускает поперечные сейсмические волны. Внутреннее ядро железо - никелевого состава, как и силикатная мантия, слагаются твердым веществом. Наличие жидкой сферической оболочки внешнего ядра и вращение Земли составляют основу гипотез возникновения магнитного поля, основанных на принципе магнитного гидродинамо.

Что может происходить в жидком проводящем ядре Земли? Поскольку нижняя граница внешнего ядра имеет более высокую температуру, чем верхняя, может возникнуть конвекция. Более легкая нагретая жидкость будет подниматься вверх, а более холодная и плотная жидкость – опускаться вниз. Конвекция обусловлена действием

Архимедовой силы.

Условие возникновения конвекции определяется числом Рэлея  $Ra$ :

$$Ra = (H^2 \beta g \Delta T) / (\nu a)$$

Где  $H$  – толщина слоя жидкости (толщина внешнего ядра  $H=1000$  км,  $\beta$  - температурный коэффициент объемного расширения,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\Delta T$  – разность температур на верхней и нижней границах,  $\nu$  - кинематическая вязкость  $\nu = \eta / \rho$ ,  $\eta$  - вязкость,  $\rho$  - плотность,  $a$  – температуропроводность жидкости. Если это безразмерное число меньше или равно единице, конвекции не происходит. Если  $Ra > 1$ , конвекция существует.

Будет ли конвекция ламинарной или турбулентной, определяется числом Рейнольдса:

$$Re = H \cdot V / \nu$$

Где  $V$  – скорость. По порядку  $Re \sim Ra$ , так что число Рэлея в задачах конвекции играет роль числа Рейнольдса: если  $Ra \gg 1$  конвекция будет турбулентной.

Число Рэлея для жидкого ядра Земли оценивается  $Ra = 10^9$ , что существенно превышает пороговое значение числа Рэлея для турбулентной конвекции  $Ra^{cr} = 2772$ . Это дает основание полагать, что во внешнем ядре возможна турбулентная тепловая



конвекция. Оценка числа Рэлея для верхней мантии дает значение  $Ra=2 \cdot 10^6$ , для нижней мантии  $Ra = 2 \cdot 10^9$  (Теркот и Шуберт, стр. 464), что дает основания предполагать существование конвекции.

Само по себе движение проводящей жидкости не приводит к появлению магнитного поля. Чтобы в движущейся проводящей жидкости возник ток, необходимо внешнее магнитное поле. Тогда при определенных конфигурациях движений и соотношениях скорости и потерь, выделяющихся в виде тепла, возможно самоподдерживающееся динамо.

Характерным временем этого процесса является время магнитной диффузии – время распада токовой системы за счет диффузии:  $t_d = 13000$  лет. Поэтому проблема динамо заключается в том, чтобы найти такие движения в жидком ядре Земли, которые непрерывно поддерживали бы магнитное поле. Можно сказать, что движения в ядре обусловлены необходимостью передачи тепла изнутри наружу, а магнитное поле есть побочный продукт, вызванный тем, что жидкость оказалась электропроводной. В качестве слабого начального магнитного поля, необходимого для начала генерации, может быть межпланетное магнитное поле Солнца, величина которого на расстоянии земной орбиты (1 А.Е.) примерно 6 нТл (6 гамм).

Если бы Земля не вращалась достаточно быстро вокруг своей оси, в силу симметрии движений магнитное поле не возникло. Быстрое вращение Земли вокруг своей оси приводит к возникновению Кориолисовой силы:

$$F_c = 2 \cdot \rho \cdot v \times \Omega$$

Можно уверенно полагать, магнитное поле всегда было дипольным, в среднем ось диполя всегда была близка к оси вращения Земли и напряженность поля существенно не менялась на протяжении геологической истории после формирования ядра. Скорость вращения Земли существенно не менялась за последний миллиард лет и она равна  $10^{-5}$  1/сек.

Модель однодискового динамо, генерирующего магнитное поле, имеет весьма существенный недостаток. Магнитное поле этого типа не способно к обращению, т.е. изменению знака полярности, которое играет важнейшую роль в природе. Однако, если в модели взаимодействуют два дисковых динамо, то эта проблема снимается. Движение вещества в жидком внешнем ядре описывается уравнениями магнитной гидродинамики, как и уравнения, описывающие взаимодействия дисковых динамо. На сегодняшний день гипотеза возникновения геомагнитного поля за счет движений проводящего жидкого вещества внешнего ядра и вращения Земли является наиболее разработанной и, что особенно важно, допускает возможность инверсий (обращения) знака магнитного поля.

Поскольку магнитное поле Земли аппроксимируется центральным диполем по отношению к оси этого диполя, то это позволяет по магнитному склонению  $D$  и магнитному наклонению  $I$ , измеренными в любой точке поверхности земного шара, определить географические координаты, т.е. широту и долготу положения геомагнитного полюса

Магнитные свойства горных пород определяются содержанием и ориентировкой в них минеральных зерен с различными магнитными характеристиками. Все вещества по магнитной восприимчивости подразделяются на: 1) диамагнитные; 2) парамагнитные и 3) ферромагнитные. Первые характеризуются тем, что их атомы не имеют постоянных магнитных моментов и общий магнитный момент атома диамагнетика равен нулю. Атомы вторых уже обладают собственными магнитными моментами, а ферромагнетики характеризуются упорядоченным (параллельным) расположением магнитных моментов в атомах и высокой самостоятельной намагниченностью. Для ферромагнетиков существует уровень температуры, т.н. точка Кюри, выше которой упорядочение магнитных моментов не сохраняется, поэтому лавы вулканов обретают намагниченность только после их остывания ниже точки Кюри. Ферромагнетики в горных породах являются носителями магнитных свойств. Учитывая, что зерна ферромагнитных минералов составляют в горных породах незначительный процент, то и намагниченность последних очень слабая.

#### Палеомагнитология.

Палеомагнитология – область геофизики, изучающая древнее магнитное поле Земли. Это поле запечатлено в остаточной намагниченности горных пород, направление которой параллельно направлению древнего поля, а величина прямо пропорциональна его напряженности.

Палеомагнетизм как явление представляет собой природную записывающую систему, подобную обычному магнитофону:

1. Записываемым сигналом является магнитное поле Земли в зависимости от времени;
2. Магнитным носителем записи (аналогом магнитной ленты) служат магнитные минералы, рассеянные в горных породах, совокупность которых составляет геологическую летопись;
3. Фиксирование намагниченности происходит с помощью некоторых геологических процессов (остывание изверженных пород или литификация осадочных пород);
4. Сохранность записи обеспечивается в том случае, если в течение геологической жизни породы не происходило вторичного нагрева или переотложения, химических изменений магнитного носителя записи и т.д.

5. Воспроизведение записи производится путем отбора коллекций образцов и проведением измерений остаточной намагниченности в лабораториях с последующей статистической обработкой результатов для выделения полезного сигнала на фоне случайного шума;
6. Полезный сигнал представляет собой направление ( и величину) магнитного поля в некоторый фиксированный момент в геологическом прошлом во множестве географических точках.

В палеомагнитологии разработаны методы отбора коллекций образцов, создан комплекс аппаратуры для измерения различных магнитных характеристик и параметров, применяется математический аппарат обработки данных, включающий статистические методы, сформированы базы палеомагнитных данных.

Любая горная порода, осадочная в момент своего образования или магматическая после остывания ниже точки Кюри, приобретает намагниченность по направлению и по величине соответствующую магнитному полю данного конкретного отрезка времени. Если это осадочная порода, то магнитные частицы, оседая на дно озера, моря или океана, будут ориентироваться в направлении силовых линий магнитного поля, существующего в это время и в этом месте. Магматические горные породы, лавовые потоки, интрузивные массивы, застывающие либо на поверхности Земли, либо в земной коре на глубинах в километры, приобретут намагниченность после достижения точки Кюри, разной для различных пород. Направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля данного времени в данной точке. В случае осадочных пород приобретенная намагниченность называется *ориентационной*, в случае изверженных - *термоостаточной*.

Не вдаваясь в довольно сложные характеристики видов намагниченности горных пород и факторов ее определяющих, подчеркнем роль естественной остаточной намагниченности. Существует вид намагниченности, который будучи однажды приобретенной породой, при благоприятных условиях сохраняется длительное время. Если мы вырежем из горной породы ориентированный в пространстве образец и проведем его специальную обработку, то можно измерить остаточную намагниченность этой горной породы, и, следовательно, установить направление силовых магнитных линий той эпохи, в которой данная порода сформировалась и, как следствие, вычислить положение магнитного полюса. Проводя замеры следов прошлого геомагнитного поля в массовом порядке в горных породах различного возраста на разных континентах и при бурении глубоководных скважин в океанах, мы получаем возможность выявить историю магнитного поля Земли. В этом заключается суть палеомагнитологии.

Инверсии магнитного поля - это смена знака осесимметричного диполя (рис. 2.4.2).

Наличие противоположно намагниченных горных пород является следствием не каких-то необычных условий в момент ее образования, а результатом инверсии магнитного поля в данный момент. Обращение полярности геомагнитного поля- важнейшее открытие в палеомагнитологии, позволившее создать новую - *магнитостратиграфию*, изучающую расчленение отложений горных пород на основе их прямой или обращенной намагниченности. И главное здесь заключается в доказательстве одновременности этих обращений знака в пределах всего земного шара. В таком случае в руках геологов оказывается весьма действенный метод сопоставления отложений и событий. Следует сказать, что причина геомагнитных инверсий пока еще не вышла за рамки гипотез, что не мешает геологам широко использовать эту особенность геомагнитного поля для корреляции отложений.

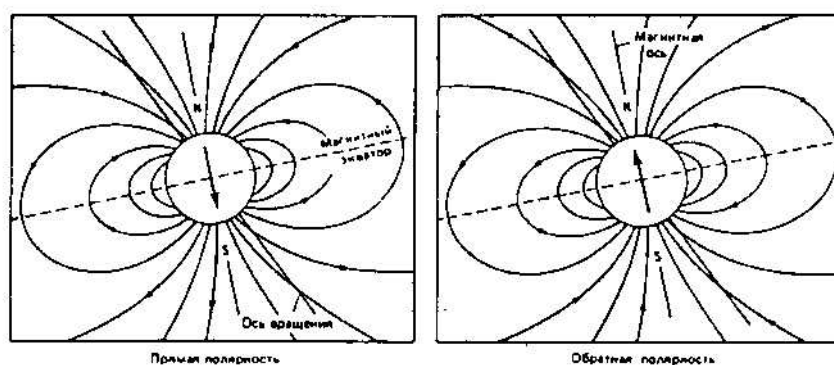


Рис. 2.4.2. Силовые линии дипольного магнитного поля Земли. Слева – нормальная полярность, справа – обратная

Магнитостратиграфическая шкала является, по существу глобальной шкалой геомагнитной полярности за наблюдаемую часть геологической истории. В настоящее время проведены сотни тысяч, если не больше, определений прямой и обратной полярности в образцах горных пород различного возраста, датированных как с помощью изотопных радиологических методов, т.е. с получением абсолютного возраста породы, так и с помощью методов относительной геохронологии, т.е. палеонтологических методов.

Первая такая шкала была создана для последних 3,5 млн. лет в 1963 г. А.Коксом, Р.Доллом и Г.Далримплом. В пределах этого интервала они установили две зоны прямой полярности (как современное поле) и одну зоны обращенной. С тех пор составлено много магнитостратиграфических шкал, полнота и нижний возрастной предел которых все увеличивается, а само расчленение становится все более дробным.

Временные интервалы преобладания какой-либо одной полярности получили название геомагнитных *эпох* и части из них присвоены имена выдающихся геомагнитологов Брюнесса, Матуямы, Гаусса и Гильберта. В пределах эпох выделяются меньшие по длительности интервалы той или иной полярности, называемые геомагнитными *эпизодами*. Наиболее эффектно выявление интервалов прямой и обратной полярности геомагнитного поля было проведено для молодых, в геологическом смысле, лавовых потоков в Исландии, Эфиопии и в других местах. Недостаток этих исследований заключается в том, что излияния лав было прерывистым процессом, поэтому вполне возможен пропуск какого-либо магнитного эпизода.

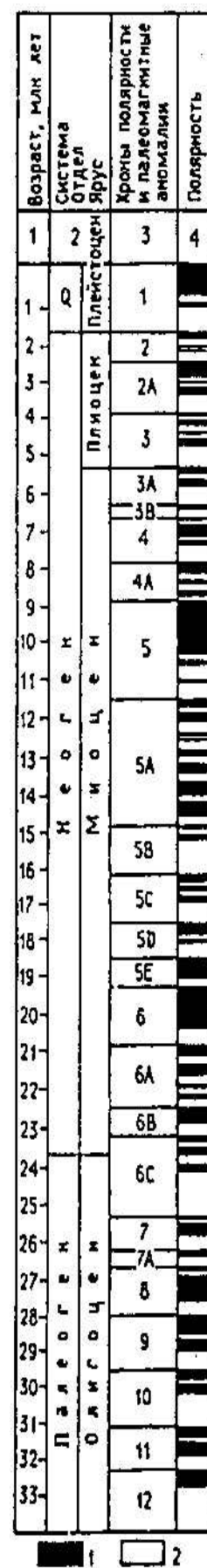
Совсем другое дело, если измеряются магнитные свойства горных пород осадочной толщи в океанах при бурении глубоководных скважин, как например, начиная с 1968 г. на специальном буровом судне «Гломар Челенджер», а позднее – «Джойдес Резолюшн». За это время пробурено уже свыше тысячи скважин в разных океанах и некоторые из них углубились в породы морского дна на 1,5 км.

Самое главное преимущество изучения магнитных свойств керна скважин (столбика высверленных пород) заключается в непрерывности стратиграфического разреза, когда нет пропуска в слоях и мы уверены в полноте геологической летописи. Анализ магнитных свойств образцов из пород океанского дна позволил составить детальную шкалу инверсий поля вплоть до поздней эпохи юрского периода включительно, т.е. интервала времени в 170 млн. лет, что дало возможность реконструировать магнитное поле Земли за это время (рис. 2.4.3).

До рубежа в 570 млн. лет, т.е. для всего фанерозоя такая шкала тоже создана, но она хуже по качеству. Есть шкала и для рифея – венда (1,7-0,57 млрд. лет), однако она еще менее удовлетворительна.

Рис. 2.4.3. Пример геохронологической шкалы палеомагнитных инверсий (по Д.Кенту и Ф.Градштейну, с добавлениями А.Шрейдера).

Намагниченность: 1 – прямая, 2 – обратная



. Остаточная намагниченность обнаруживается даже у архейских пород с возрастом 3,4 млрд. лет. Распределение геомагнитных инверсий во времени характеризуется довольно сложной ритмичностью, состоящей как из длительных, так и кратких интервалов обращения знака поля.

Основными результатами палеомагнитных исследований являются:

1. магнитное поле Земли существует, по крайней мере три миллиарда лет и его характеристики всегда были близки к современным, скорее всего, магнитное поле имело дипольный характер;
2. в геологическом прошлом магнитное поле Земли многократно меняло свою полярность, последний раз это произошло около 730 тысяч лет тому назад; смена полярности происходит одновременно по всей поверхности Земли примерно за 10-50 тысяч лет; построена глобальная шкала инверсий на интервал 0-165 млн. лет; построены региональные магнитостратиграфические шкалы инверсий;
3. установлено, что аномальное магнитное поле Земли, в основном, обусловлено намагниченными горными породами;
4. координаты палеомагнитных полюсов, определенные по различным тектоническим блокам для одного и того же момента времени в геологическом прошлом, оказались различными, что свидетельствует о относительных перемещениях блоков;
5. на основании количественных данных о положении древних магнитных полюсов построены реконструкции положений блоков земной коры в прошлом;
6. остаточная намагниченность лунных пород с возрастом 4,6 млрд. лет приобреталась в магнитном поле, сравнимом с полем Земли, тогда как сейчас магнитное поле Луны в тысячи раз слабее земного;
7. открыты магнитные поля планет: слабые – у Меркурия и Марса, сильные – у Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна.

Перечисленные результаты имеют огромное значение не только для понимания происхождения магнитного поля Земли и его изменений во времени, но и для изучения стратиграфии и тектоники, для навигации, разведки полезных ископаемых, построения моделей эволюции Земли и планет изучения их внутреннего строения и т.д.

Палеомагнитология тесно связана с другими областями наук – с физикой (физика твердого тела, физика магнитных явлений, кристаллофизика, магнитная гидродинамика и т.д.), химией (химия ферритов, изучение процессов окисления), геофизикой (внутреннее строение Земли и планет) и, конечно, с другими разделами геологии (кристаллография, петрография, литология, стратиграфия, тектоника).

## 2.5. Тепловое поле Земли.

Температура поверхностной части земной коры почти полностью зависит от солнечного излучения, но суточные и сезонные колебания температуры не проникают глубже первых десятков - сотен метров. Вся история геологического развития Земли связана с выделением или поглощением тепла. Земля это огромная тепловая машина, работа которой продолжается более 4 млрд. лет, но теплопроводность Земли крайне мала. Поэтому тепло, передаваемое от ядра через мантию и кору может еще даже не достигнуть земной поверхности. Каждый год планета выделяет в космическое пространство примерно  $10^{21}$  Дж.тепла, а за 1 сек. Солнце излучает во много раз больше - примерно  $5,5 \cdot 10^{24}$  Дж/год или  $340 \text{ Вт/м}^2$ . Не вся солнечная энергия достигает поверхности Земли и треть ее рассеивается за счет отражения атмосферой.

Среднепланетарное значение кондуктивного теплопотока, т.е. потока тепла возникающего за счет соударения молекул вещества, поступающего из недр Земли, в среднем равно  $59 \text{ мВт/м}^2$  или 1,41 ЕТП, где ЕТП «единица теплового потока» =  $1 \cdot 10^{-4}$  кал/см<sup>2</sup>·с, а полный вынос глубинного тепла равен  $3,1 \cdot 10^{13}$  Вт или  $1 \cdot 10^{28}$  эрг/год по данным Д.Чапмена и Х.Поллака, полученным в 1976 г.

### Глубинные источники тепла.

Наиболее важными процессами, генерирующими тепло в недрах нашей планеты являются: 1) процесс гравитационной (плотностной) дифференциации, благодаря которому Земля оказалась разделенной на несколько оболочек. 2) Распад радиоактивных элементов. 3) Приливное взаимодействие Земли и Луны. Значение остальных источников настолько мало, что ими можно пренебречь.

Разогрев Земли на ранних стадиях ее формирования осуществлялся за счет выделения тепла при соударениях планетезималей в период аккреции и за счет ударов метеоритов в период с 4,2 до 3,9 млрд. лет, когда Земля подвергалась сильнейшей метеоритной «бомбардировке». Собственно стадия аккреции заняла очень небольшое время порядка  $10^4 - 10^8$  лет, тогда как метеоритная бомбардировка длилась гораздо дольше, примерно 300 или более млн. лет. Нагрев в период аккреции составил по ориентировочным оценкам  $2,5 \cdot 10^{38}$  эрг, а выделившегося тепла при метеоритной бомбардировке оказалось достаточно для частичного плавления верхней оболочки ранней Земли. По расчетам В.С.Сафронова в конце протопланетного периода, температура мантии достигала на глубине 500 км  $+1500^\circ\text{C}$ . Следовательно упомянутые энергетические факторы играли заметную роль только на самой ранней догеологической, как ее называют, стадии развития планеты, т.е. до рубежа примерно в 3,9 млрд. лет.

Что касается плотностной дифференциации вещества Земли, то наиболее существенную роль играет формирование земного ядра, составляющего 1/3 массы планеты, как наиболее плотной части Земли. Значение выделившейся энергии при этом процессе оценивается различными авторами в  $1,45 - 4,60 \cdot 10^{31}$  Дж и значительная часть этой энергии выделилась за период  $2-3 \cdot 10^9$  лет, т.е. в начальные этапы формирования Земли. Источник тепла, связанный с гравитационной или плотностной дифференциацией вещества внутри Земли, функционирует и сейчас, однако, трудно оценить его вклад в общий энергетический баланс, но большинство исследователей склоняется к предположению, что количества тепла от этого источника превышает тепло, выделившееся в процессе распада радиоактивных элементов.

Еще один источник тепла, который вносит свой вклад в общий тепловой поток - это твердые приливы, связанные, главным образом с влиянием на Землю ее спутника - Луны. Притяжение Луны вызывает на Земле приливные вздутия, перемещающиеся по поверхности Земли и при этом кинетическая энергия переходит в тепловую. Хотя вклад твердых приливов в общий тепловой баланс сейчас не превышает первых процентов, в прошлом, когда расстояние между Луной и Землей было гораздо меньшим, он мог быть значительным.

Важное значение в энергетическом балансе Земли придается теплу, выделяющемуся при распаде радиоактивных элементов. Очевидно, что тепло, связанное с этими факторами, выделялось неравномерно на протяжении истории Земли. На самых ранних этапах жизни планеты в первые 200 млн. лет распались и исчезли короткоживущие изотопы -  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{80}\text{Fe}$ ,  $^{231}\text{Th}$ , период полураспада которых составляет  $10^6 - 10^7$  лет.

В дальнейшем уменьшилось и содержание долгоживущих изотопов  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{115}\text{In}$ ,  $^{148}\text{Sm}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ . В настоящее время свой вклад в тепловой режим Земли дают изотопы U, Th и K. В ядре планеты радиоактивные элементы, по-видимому, отсутствуют и большая их часть сосредоточена в земной коре и в мантии. Существуют расчеты генерации тепла, связанного с распадом радиоактивных элементов.

Последние данные, приведенные профессором А.А.Ярошевским, выглядят следующим образом. Распространенность радиоактивных элементов в "примитивной мантии", т.е. в современной мантии плюс земная кора по 1-ой "хондритовой" модели: K -  $558 \cdot 10^{-4}$  %; Th -  $0,0294 \cdot 10^{-4}$  %; U -  $0,0081 \cdot 10^{-4}$  %. Хондриты - это наиболее распространенные каменные метеориты, содержащие хондры - сфероидальные включения размером от долей до нескольких мм, погруженные в мелкозернистую матрицу. По 2-ой модели, учитывающей обогащение Земли по сравнению с хондритами труднолетучими



элементами: К -  $127 \cdot 10^{-4} \%$ ; Th -  $0,08 \cdot 10^{-4} \%$ ; U -  $0,0222 \cdot 10^{-4} \%$ . При этом массу "мантия плюс кора" оценивают в  $4034 \cdot 10^{24}$  г, а массу верхней части континентальной коры, т.е. ее гранитно-метаморфического слоя - в  $8,12 \cdot 10^{24}$  г. Распространенность радиоактивных элементов в верхней части континентальной земной коры хорошо известна (по работам А.Б.Ронова и А.А.Ярошевского): К - 2,4%; Th -  $12 \cdot 10^{-24} \%$ ; U -  $3 \cdot 10^{-4} \%$ .

Таким образом, интенсивность выделения тепла каждым из рассмотренных источников не оставалась постоянным и изменялась во времени. Земля, как тепловая машина, будет работать еще сотни миллионов лет и ей не грозит "тепловая смерть" даже в отдаленном будущем, т.к. величина суммарных теплотерь Земли намного ниже, чем общая теплогенерация за всю ее историю.

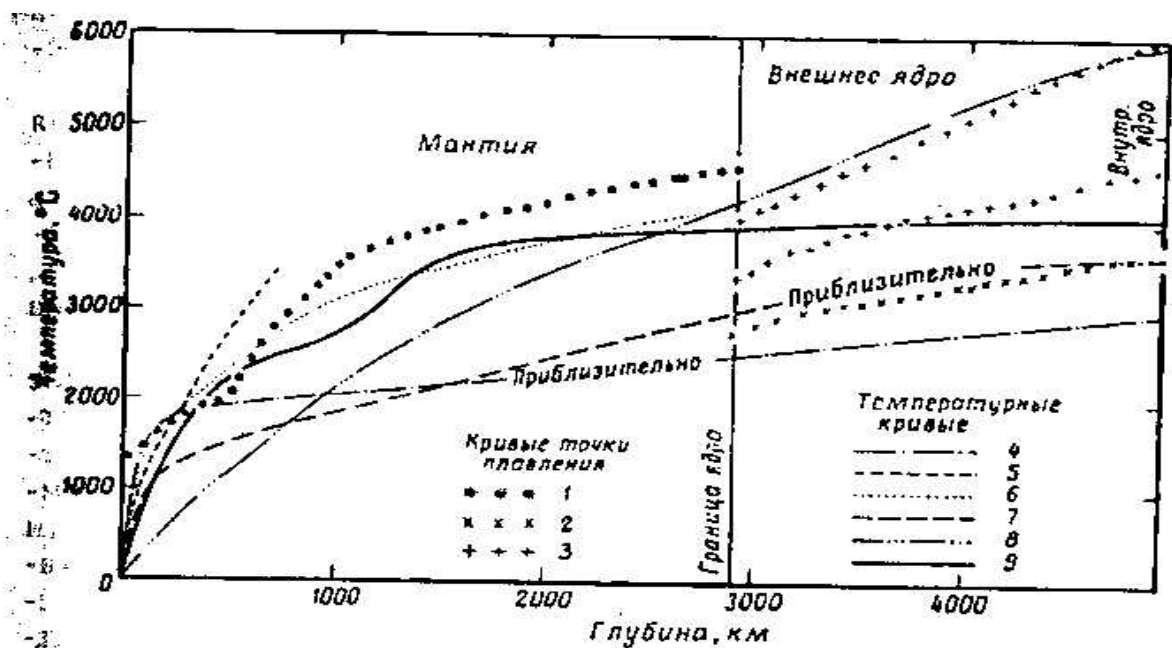


Рис. 2.5.1. Оценки температур внутри Земли разными авторами (по Б.Гутенбергу, 1963). Все кривые содержат неопределенные предположения. 1 – Аффен (по Гутенбергу, 1956); 2 – Симон (по Гутенбергу, 1954); 3 – Галварри (по Дю Буа., 1957); 4 – Гутенберг (1951); 5 – Джеффрис (1952); 6 – Джекобс (1956); 7 – Ферхуген (1958); 8 – Гилварри (1957); 9 – Любимова (1958)

### Глубинное тепловое поле.

Не глубоко под земной поверхностью находится слой среднегодовых постоянных температур. Глубже температура начинает увеличиваться, однако скорость возрастания температуры с глубиной в разных местах земного шара неодинакова. Увеличение температуры при погружении на 1 м характеризует величину *геотермического градиента*. Ввиду того, что увеличение температуры на таком расстоянии обычно не превышает тысячных долей градуса, геотермический градиент измеряют в градусах на 100 м.

Величиной, обратной геотермическому градиенту является *геотермическая ступень*, т.е. глубина, при погружении на которую температура увеличивается на 1°C.

Температура увеличивается с глубиной неравномерно и в разных районах может различаться более чем в 20 раз. Это связано как с различной теплопроводностью пород, так и с количеством тепла, которое поступает из недр Земли. Тепловой поток оценивается количеством тепла, которое поступает снизу на площадь в 1 м<sup>2</sup> за 1 секунду. Величина теплового потока выражается формулой:

$$Q = k \cdot G$$

Где  $k$  – теплопроводность, а  $G$  – геотермический градиент, и измеряется в мВт/м<sup>2</sup>.

Температуры в буровых скважинах на континентах измеряются уже более 100 лет, но тепловой поток начали измерять лишь 50 лет назад. Чувствительность измерительной аппаратуры сейчас достигла 0,01°C.

#### Распределение теплового потока на Земле.

В настоящее время проведены тысячи измерений теплового потока (ТП) как на континентах, так и в океанах, причем в последних они начались только в 1950 г. Это позволило охарактеризовать ТП практически всех известных геологических структур. Важно подчеркнуть, что в среднем значения ТП на суше и в пределах океанского дна весьма близки и составляют 52-50 мВт/м<sup>2</sup>.

Это сходство тем более удивительно, т.к. геологическое строение земной коры океанов и континентов сильно различается. В океанах отсутствует наиболее богатый радиоактивными элементами самый верхний гранитно-метаморфический слой земной коры. Следовательно, примерно равный общий ТП должен уравниваться под океанами какими-то другими источниками тепла, в частности неглубоким залеганием астеносферы. Близкие значения среднего ТП в океанах и континентах осложняются резкими тепловыми аномалиями.

Наиболее низкий ТП характеризует древние докембрийские платформы. Так на Африканской платформе в областях выходов древних архейских (с возрастом более 2,6 млрд. лет) и нижнепротерозойских пород (1,6-2,6 млрд. лет) ТП не превышает 35-55 мВт/м<sup>2</sup>. Восточно-Европейская такая же древняя платформа имеет среднее значение ТП 46 мВт/м<sup>2</sup>, а Балтийский и Украинский щиты - 36 мВт/м<sup>2</sup>. В Кольской сверхглубокой скважине, расположенной на Балтийском щите недалеко от г. Мурманска, с глубиной отмечается лишь незначительное увеличение ТП с 36-40 мВт/м<sup>2</sup> в интервале глубин от 0 до 7 км и до 48-52 мВт/м<sup>2</sup> на глубинах от -7 до -12 км.

Более высокими значениями ТП до 80-90 мВт/м<sup>2</sup> отличаются эпипалеозойские молодые плиты - Западно-Сибирская, Скифская, Туранская и другие. На этом фоне

резкими контрастными и повышенными аномалиями ТП выделяются континентальные рифты типа Байкальского, Восточно-Африканских, Рейнского, Шаньси в Китае и др. Так, в Байкальском рифте максимальный тепловой поток составляет  $165 \text{ мВт/м}^2$ . Все это молодые, продолжающие активно развивающиеся структуры с магматическими очагами в верхах мантии.

Весьма неравномерно распределение ТП в Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе, сформировавшимся по геологическим меркам совсем недавно, всего лишь несколько млн. лет тому назад в результате столкновения крупных Евразийской и Африкано-Аравийской литосферных плит. Тирренское, Альборанское, Эгейское моря отличаются особо высоким ТП до  $400\text{-}515 \text{ мВт/м}^2$ . Повышенным ТП до  $80\text{-}120 \text{ мВт/м}^2$  характеризуются отмеченные выше Альпийские горные цепи и особенно районы молодого и современного вулканизма в Липарской и Кикладской островных дугах, в Западной Анатолии, Армении и др. В то же время впадины Черного, Левантинского, Ионического морей с рыхлыми неконсолированными осадками мощностью до 15 км имеют невысокие значения ТП, не превышающие  $20\text{-}30 \text{ мВт/м}^2$ .

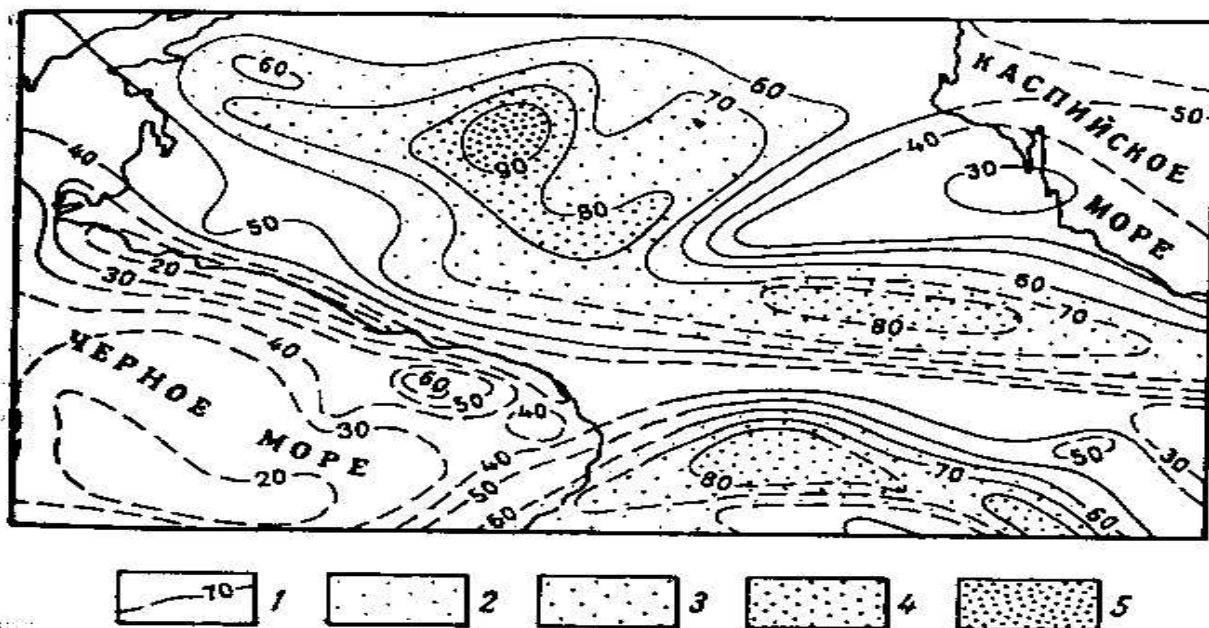


Рис. 2.5.2. Схема теплового потока Кавказа (по В.Чермаку и Е.Хартигу): 1 – изолинии теплового потока в  $\text{мВт}^{-2}$ ; 2-5 – разные величины теплового потока

Таким образом, на континентах выявляется отчетливая закономерность: чем моложе геологическая структура, тем выше средний ТП.

В океанах количество измерений превышает ТП 4500, причем, благодаря скважинам глубоководного бурения ТП определяется не только в осадках - идеальном месте для измерений, но и в коренных породах 2-го базальтового слоя океанической

коры. Глубоководные котловины характеризуются однородным ТП в 35-56 мВт/м<sup>2</sup>, но даже на этом фоне океанское дно с относительно более древним возрастом коры имеет и несколько пониженный ТП. Иными словами, закономерность такая же, как и на континентах.

Однако, срединно-океанские хребты с рифтовыми долинами и островами типа Исландии, имеют аномально высокие значения ТП - 400-600 мВт/м<sup>2</sup>, достигающие местами "ураганных" значений до 1500 мВт/м<sup>2</sup>, как, например, в Калифорнийском или Красноморском рифтах. Центральная часть Исландии, обладает ТП от 140 мВт/м<sup>2</sup> до 430 мВт/м<sup>2</sup>. Именно в таких зонах и осуществляется энергичный вынос тепла путем разгрузки гидротерм и извержения вулканов, причины возникновения которых заключаются в образовании магматических очагов в верхней мантии на глубинах до 150 км.

Аномально высокий ТП связан в океанах и с участками т.н. мантийных плюмов или горячих точек, примером которых могут быть Гавайские острова с активными вулканами. И горячие точки, и срединные океанические хребты с рифтами - это места современной высокой тепловой активности. Именно здесь происходят наиболее значительные теплопотери.

## **2.6. Вещественный состав земной коры.**

### 2.6.1. Минералы

Все вещество земной коры и мантии Земли состоит из минералов, которые разнообразны по форме, строению, составу, распространенности и свойствам. Все горные породы состоят из минералов или продуктов их разрушения.

Самое древнее описание минералов относится к 500 г. до н.э., когда в китайском манускрипте Сан Хейдина «Древние сказания о горах и людях», присутствует рассказ о 17 минералах. Само слово *минерал* происходит от латинского *минера*, что означает кусок руды.

Минералами называются твердые продукты, образовавшиеся в результате природных физико-химических реакций, происходящих в литосфере, обладающих определенными химическим составом, кристаллической структурой, имеющих поверхность раздела.

Каждый минерал имеет поверхность раздела с соседними минералами в виде граней кристаллов или межзерновых границ произвольной формы. Совокупность минералов, обладающих одинаковой структурой и близким химическим составом, образует *минеральный вид*. Например, кристаллы и зерна, имеющие состав SiO<sub>2</sub> и

одинаковую структуру, могут иметь разный цвет, размер, форму выделения и т.д., но в целом они относятся к одному и тому же минеральному виду – кварц. Минералы одинакового состава, но с разной структурой относятся к разным минеральным видам, например, графит и алмаз, имеющие один состав – углерод, но совершенно различные свойства алмаза и графита.

В настоящее время выделено более 3000 минеральных видов и почти столько же их разновидностей. Распространенность минералов в земной коре определяется распространенностью химических элементов (табл.4).

Таблица 4.

Наиболее распространенные (98%) химические элементы в земной коре.

Элемент	Символ	Ионы	%
Кислород	O	$O^{2-}$	46,50
Кремний	Si	$Si^{4+}$	25,70
Алюминий	Al	$Al^{3+}$	7,65
Железо	Fe	$Fe^{2+}, Fe^{3+}$	6,24
Кальций	Ca	$Ca^{2+}$	5,79
Магний	Mg	$Mg^{2+}$	3,23
Натрий	Na	$Na^{1+}$	1,81
Калий	K	$K^{1+}$	1,34

По данным А.Б.Ронова и А.А.Ярошевского (1976) наиболее распространены в земной коре 8 химических элементов в весовых процентах составляющих в сумме 98% (табл. 2).

На долю Ti, C, H, Mn, S и других элементов приходится менее 2%. К числу редких элементов относятся Cu, Pb, B, Ag, As, однако будучи мало распространенными они способны образовать крупные месторождения. Некоторые элементы, например, Rb не образуют собственных минералов, а существуют в природе только в виде примесей. (табл. 5)

Минерал в виде кристалла – это твердые вещества, в котором атомы или молекулы расположены в строго заданном геометрическом порядке. *Элементарной ячейкой* называется самая маленькая часть кристалла, которая повторяется многократно в 3-х мерном пространстве. Формы природных кристаллов-минералов чрезвычайно разнообразны. Варианты размещения атомов и молекул в кристаллах были впервые

описаны более 100 лет назад в России Е.С.Федоровым и в Германии А.Шенфлисом, создавших теорию *230 пространственных групп симметрии*. Все известные группы кристаллографической симметрии подразделяются на семь систем или *сингоний* ( в порядке понижения симметрии): 1) кубическая (элементарная ячейка – куб); 2) гексагональная (шестигранная призма); 3) тригональная (ромбоэдр); 4) тетрагональная (тетрагональная призма); 5) ромбическая (прямоугольный параллелепипед); 6) моноклинная (параллелепипед с одним углом между гранями, отличающимся от прямого); 7) триклинная (косугольный параллелепипед).

Таблица 5

Некоторые наиболее распространенные химические элементы, ионы и группы в минералах

Элементы	Символ	Анион	Катион	Группа	Символ
Алюминий	Al		$Al^{3+}$		
Кальций	Ca		$Ca^{2+}$		
Углерод	C		$C^{4+}$	Карбонат	$(CO_3)^{2-}$
Хлор	Cl	$Cl^-$			
Медь	Cu		$Cu^{2+}$		
Фтор	F	$F^-$			
Водород	H		$H^+$	Гидроксил	$(OH)^-$
Железо	Fe		$Fe^{2+}, Fe^{3+}$		
Свинец	Pb		$Pb^{2+}$		
Магний	Mg		$Mg^{2+}$		
Кислород	O	$O^{2-}$			
Фосфор	P	$P^{3-}$		Фосфаты	$(PO_4)^{3-}$
Калий	K		$K^+$		
Кремний	Si		$Si^{4+}$	Силикаты	$(SiO_4)^{4-}$
Натрий	Na		$Na^+$		
Сера	S	$S^{2-}$		сульфаты	$(SO_4)^{2-}$
Цинк	Zn		$Zn^{2+}$		

Все минералы обладают кристаллической структурой – упорядоченным расположением атомов, что называется *кристаллической решеткой* (рис. 2.6.1). Атомы

или ионы удерживаются в узлах кристаллической решетки силами различных типов химических связей: 1) ионной; 2) ковалентной; 3) металлической; 4) ван-дер-ваальсовой (остаточной); 5) водородной. Бывает, что минерал обладает несколькими типами связи. Тогда образуются компактные группы атомов, между которыми осуществляется более сильная связь. Например, группы  $[\text{SiO}_4]^{-4}$  в структуре силикатов,  $[\text{CO}_3]^{-2}$  в карбонатах. Одно и то же сочетание химических элементов может кристаллизоваться в различные структуры и образовывать разные минералы. Это явление называется *полиморфизмом* (полиморфаз – греч., многообразный). Например, модификации С (алмаз, графит); калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин); а также  $\text{FeS}_2$  (пирит, марказит);  $\text{CaCO}_3$  (кальцит, арагонит); кварца и др. Кристаллы минералов бывают *анизотропными* (неравносвойственными), т.е. со свойствами одинаковыми с параллельных направлениях и различных непараллельных.

Изотропными (равносвойственными) называются вещества, например, аморфные, в которых все физические свойства одинаковы по всем направлениям.

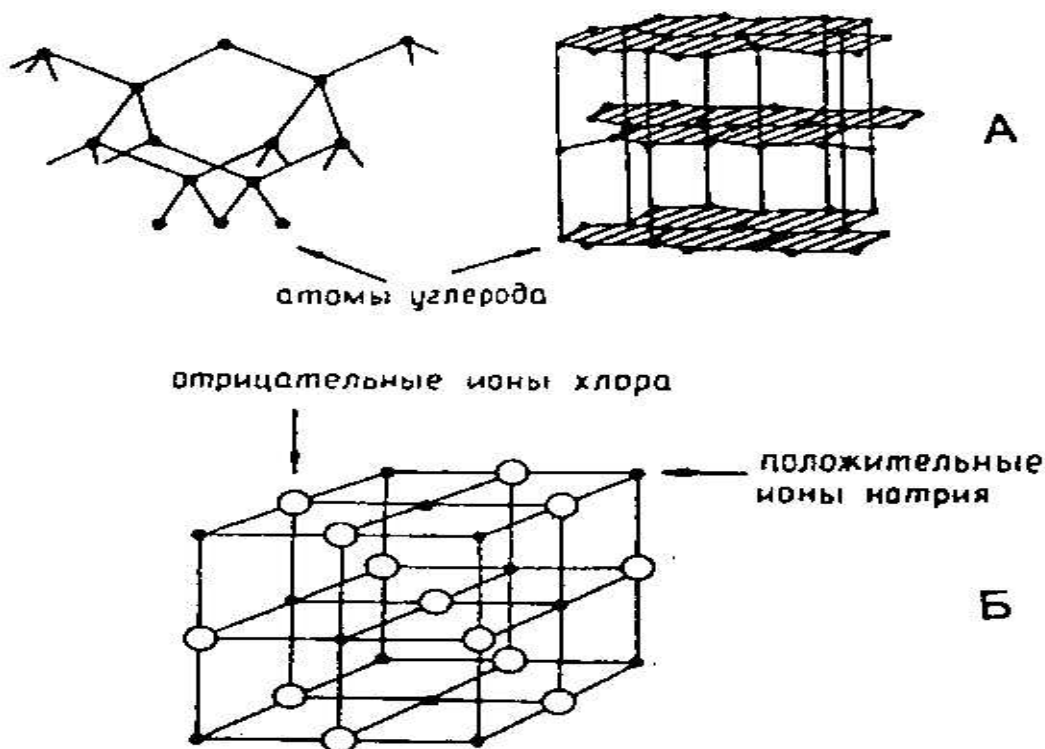


Рис. 2.6.1. Кристаллические решетки алмаза (слева) и графита (справа) (А). Форма решеток определяет свойства минералов (Б). Ионы хлора и натрия в кристалле каменной соли

Одним из факторов, определяющих разнообразный состав минералов является *изоморфизм*, способность одних элементов замещать другие в структуре минералов без изменения самой структуры. Замещение может быть *изовалентным*, если элементы

одинаковой валентности замещают друг друга –  $Mg^{+2} \leftrightarrow Fe^{+2}$ ;  $Mn^{+2} \leftrightarrow Fe^{+2}$  или *гетеровалентным*, когда замещающие ионы имеют различную валентность.

Важную роль в составе минералов играет вода и гидроксильные группы, в зависимости от положения которых в кристаллической структуре различают воду: 1) конституционную; 2) *кристаллизационную* и 3) *адсорбционную*. 1-ая связана со структурой минералов теснее всего и входит в состав многих силикатов, окислов и кислородных солей в виде OH. 2-ая - занимает крупные полости в структуре алюмосиликатов и при нагревании постепенно отделяется. 3-ий тип воды отделяется от минералов при нагревании до 110°C и является самой распространенной разновидностью.

Минералы чаще всего образуют сростания или агрегаты, в каждом из которых отдельные минералы характеризуются внешним обликом – размером и формой выделения. Если минерал хорошо огранен он называется *идиоморфным*, а если обладает направленными очертаниями – *ксеноморфным*.

По своему происхождению минералы подразделяются на *эндогенные* (эндо – греч., внутри), связанные с земной корой и мантией и *экзогенными* (экзо – греч., снаружи), образующиеся на поверхности земной коры.

#### Современная систематика минералов.

Хотя минералов известно более 3000, не более чем 50 из них называются главными породообразующими, имеющими наибольшее распространение в земной коре. Остальные минералы присутствуют лишь в виде примесей и называются *акцессорными* (акцессориус – лат., дополнительный). Среди минералов на основе структурных и химических признаков выделяется несколько основных классов ( по А.А.Ульянову, 2000).

1. Самородные элементы и интерметаллические соединения. В настоящее время известно около 30 элементов с самородным состоянием, подразделяющиеся на *металлы* (золото, платина, серебро, медь); *полуметаллы* (мышьяк, сурьма); неметаллы (сера, графит, алмаз).

2. Сульфиды и их аналоги. Шире всего развиты сернистые соединения – сульфиды, образующиеся из гидротермальных растворов: *пирит*  $FeS_2$ ; *халькопирит*  $CuFeS_2$ ; *галенит*  $PbS$ ; *сфалерит*  $ZnS$ .

3. Галогениды представлены более, чем 100 минералами – солями галогеноводородных кислот: HF, HCl, HBr, HI. Шире всего распространены хлориды Na, K и Mg: *галит*  $NaCl$ ; *сильвин*  $KCl$ ; *карналит*  $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ ; фториды Ca, Na и Al, например, *флюорит*  $CaF_2$ .

4. Оксиды и гидрооксиды широко распространены и насчитывают около 200 минералов оксидов и гидрооксидов металлов и реже – полуметаллов, составляющих по



массе 5% литосферы. Особенно развит свободный кремнезем  $\text{SiO}_2$  – кварц и его многочисленные разновидности, опал  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и другие, всегда тесно связанные с силикатами. В глубоких частях земной коры образуются оксиды Fe, Ti, Ta, Nb, Nb, Al, Cr, Sn, U и другие.

В класс оксидов попадают важные рудные минералы: *гематит*  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , *магнетит*  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$ , *пирролюзит*  $\text{MnO}_2$ , *касситерит*  $\text{SnO}_2$ , *рутил*  $\text{TiO}_2$ , *хромит*  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ , *ильменит*  $\text{FeTiO}_3$ , *уранинит*  $\text{UO}_2$ , а из гидроксидов – *брусит*  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ , *гётит*  $\text{HFeO}_2$ , *гидрогётит*  $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , *гипсцит*  $\text{Al}(\text{OH})_3$ .

5. Карбонаты. Содержание минералов класса карбонатов составляет в земной коре 1,5% по массе. Важное значение в структуре карбонатов имеют анионные группы  $[\text{CO}_3]^{2-}$ , изолированные друг от друга катионами. К карбонатам относятся: *кальцит*  $\text{CaCO}_3$ , *доломит*  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , *сидерит*  $\text{FeCO}_3$ , *магнезит*  $\text{MgCO}_3$ . Карбонат меди представлен *малахитом*  $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ ; карбонат натрия – *содой*  $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . Ионы – хромофоры (красители) окрашивают карбонаты Cu в зеленые и синие цвета, U – в желтые, Fe – в коричневые, а другие карбонаты бесцветные. Некоторые карбонаты имеют органогенное происхождение, другие связаны с гидротермальными растворами, третьи – с минеральными источниками.

#### 6. Сульфаты, хроматы, молибдаты и вольфраматы.

Сульфаты – это соли серной кислоты ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ), входящие в состав 300 минералов и составляющие 0,1% по весу в земной коре. Главную роль в структуре сульфатов играет крупный анион  $[\text{SO}_4]^{2-}$ . Среди сульфатов шире всего распространены *гипс*  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , *ангидрит*  $\text{CaSO}_4$ , *барит*  $\text{BaSO}_4$ , *мирабилит*  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , *целестин*  $\text{SrSO}_4$ , *алуниит* (K, Na)  $\text{Al}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ .

Хроматы представляют собой соли ортохромовой кислоты ( $\text{H}_2\text{CrO}_4$ ) и встречаются очень редко, например, в *крокоите*  $\text{PbCrO}_4$ .

Молибдаты – это соли молибденовой кислоты ( $\text{H}_2\text{MoO}_4$ ), образующиеся на поверхности, в зонах окисления рудных месторождений – *вульфенит*  $\text{PbMoO}_4$ .

Вольфраматы – соли, соответственно, вольфрамовой кислоты ( $\text{H}_2\text{WO}_4$ ) и к промышленно важным минералам относятся *вольфрамит* (F, Mn)  $\text{WO}_4$  и *шеелит*  $\text{CaWO}_4$ .

7. Фосфаты, арсенаты и ванадаты. Все эти минералы принадлежат солям ортофосфорной ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ), мышьяковой ( $\text{H}_3\text{AsO}_3$ ) и ванадиевой ( $\text{H}_3\text{VO}_3$ ) кислот. Хотя их распространенность в литосфере невелика – 0,7% по массе, всего этих минеральных видов насчитывается более 450. Наиболее характерным и устойчивым минералом фосфатов является апатит  $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{Fe, Cl, OH})$ , а также *монацит*  $\text{Ce}[\text{PO}_4]$ . К ванадатам

относятся *урановые слюдки*, например *тюжунит*  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ , а к арсенатам редкий минерал *миметезит*  $\text{Pb}_5[\text{AsO}_4]_3\text{Cl}$ . В большинстве случаев все эти минералы образуются в близповерхностных условиях, вследствие разложения органических остатков (фосфаты), окисления мышьяковых соединений (арсенаты) и рассеянного в осадочных породах ванадия (ванадаты). Только апатит связан с магматическими и метаморфическими породами.

8. Силикаты Класс силикатов содержит наиболее распространенные породообразующие минералы, которые слагают 90% литосферы. Самым важным элементом класса силикатов является четырехвалентный *кремний*, находящийся в окружении 4-х атомов кислорода, расположенных в вершинах тетраэдра (тетра – греч., четыре, гедра – грань). Эти кремнекислородные тетраэдры (КТ)  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  представляют собой те элементарные структуры, из которых построены все силикаты. КТ имеет 4 свободные валентные связи. Именно за их счет и происходит присоединение ионов Al, Fe, Mg, K, Ca, Na и других. КТ способны группироваться друг с другом, образуя сложные кремнекислородные кластеры (табл. 6) (рис.2.6.2).

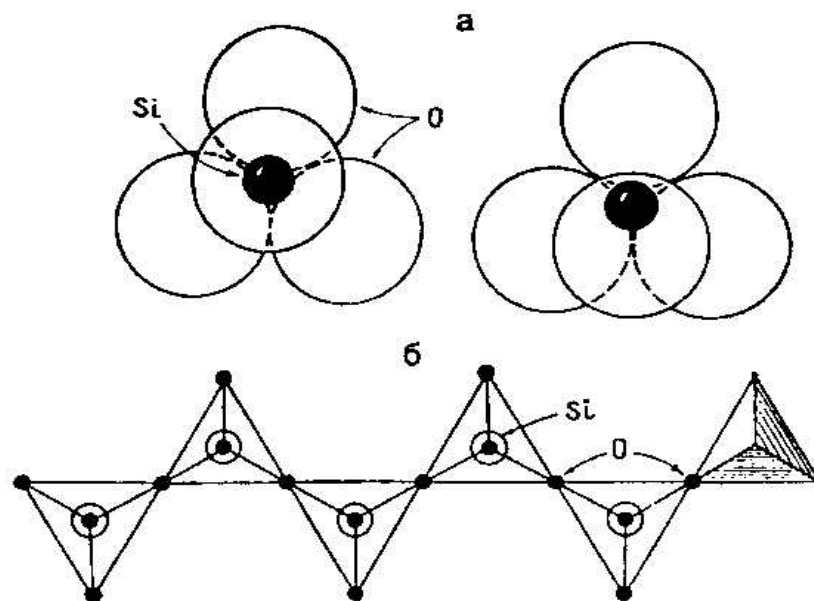


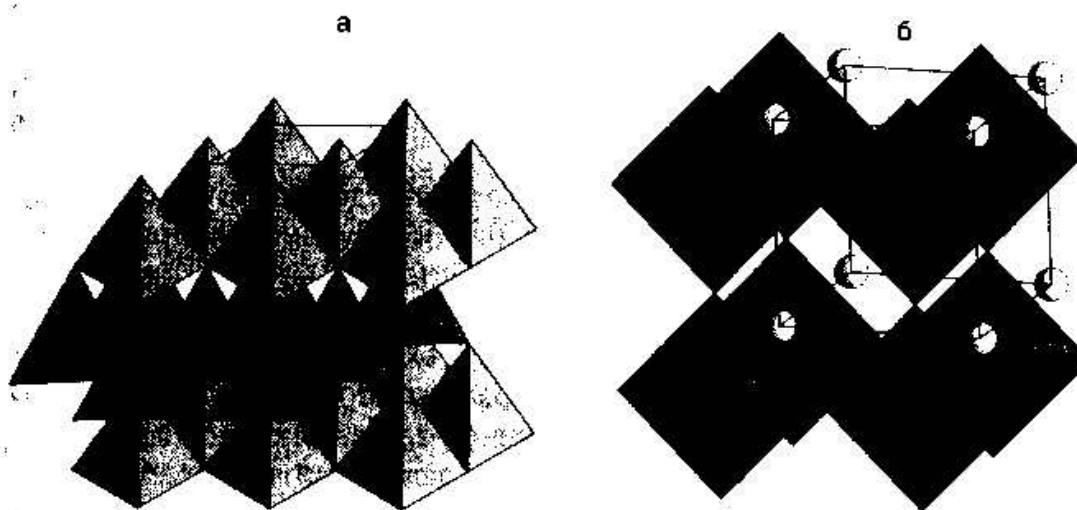
Рис. 2.6.2. Строение кремнекислородного тетраэдра: *a* – единственный; *б* – соединенные в цепочку

Островные силикаты содержат в себе изолированные КТ  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  с присоединенными к ним различными ионами. Типичными силикатами являются *оливины*  $(\text{Mg,Fe})_2 [\text{SiO}_4]$ , *гранаты*  $(\text{Mg, Fe, Ca, Mn})_3(\text{Al, Fe, Cr})_2 [\text{SiO}_4]_3$ .

Таблица 6

## Силикатные минералы

Структура силикатов	Группировка	Минерал	Примеры
Островная	$(\text{SiO}_4)^{4-}$	Оливин	Форстерит $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$
Цепочечная (одна цепь)	$(\text{SiO}_3)^{2-}$	Пироксен	Авгит $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) \cdot (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$
Ленточная (двойная цепь)	$(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$	Амфибол	Роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}) \cdot (\text{OH})_2 \cdot [(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{11}]_2$
Листовая (слоевая)	$(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}$	Слюда	Мусковит $\text{KAl}_2(\text{OH})_2 \cdot [\text{AlSi}_3\text{O}_{11}]$
Каркасная	$(\text{SiO})$	Кварц Полевой шпат	Кварц ( $\text{SiO}_2$ ) Ортоклаз $(\text{KAlSi}_3\text{O}_8)$

Рис. 2.6.3. Кристаллические решетки: а - вюрцита ( $\text{ZnS}$ ) и б - перовскита ( $\text{CaTiO}_3$ )

В цепочечных силикатах КТ соединяются в непрерывные цепочки. Наиболее типичными минералами этой группы являются пироксены, как ромбические – *гиперстен*  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ , так и моноклинные – *авгит*  $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ , *диопсид*  $\text{Ca}, \text{Mg} [\text{Si}_2\text{O}_6]$ .

Если цепочки соединяются друг с другом, то образуются ленточные силикаты, представителем которых являются широко распространенная *роговая обманка*  $(Ca,Na)_2(Mg,Fe^{2+})_4(Al,Fe^{3+})(OH)_2[(Al,Si)_4O_{11}]_2$ .

Слоистые или листовые силикаты характеризуются структурой, в которой КТ соединены друг с другом в виде сплошного, непрерывного листа. К листовым силикатам принадлежат *слюды*: *мушковит*  $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ , *биотит*  $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$ , *серпичит*. Слюды очень широко распространены в горных породах всех типов.

К листовым силикатам также относятся *тальк*  $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ , *серпентин*  $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$  и *хлорит*. Эти минералы образуются в результате метаморфических процессов.

Важную группу листовых силикатов представляют весьма распространенные глинистые минералы, образующиеся при выветривании различных горных, но особенно магматических и метаморфических пород. В эту группу входят: *каолинит*  $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$  и *монтмориллонит*  $(Mg_3,Al_2)[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$ , являющиеся одними из главных минералов в корках выветривания. К листовым силикатам относятся также *гидрослюды*, т.е. слюды с присоединенными к ним  $H_2O$ ,  $OH$  и распространенный минерал *глауконит*, имеющий сложную формулу и представляющий собой водный алюмосиликат  $Fe,K,Al$ .

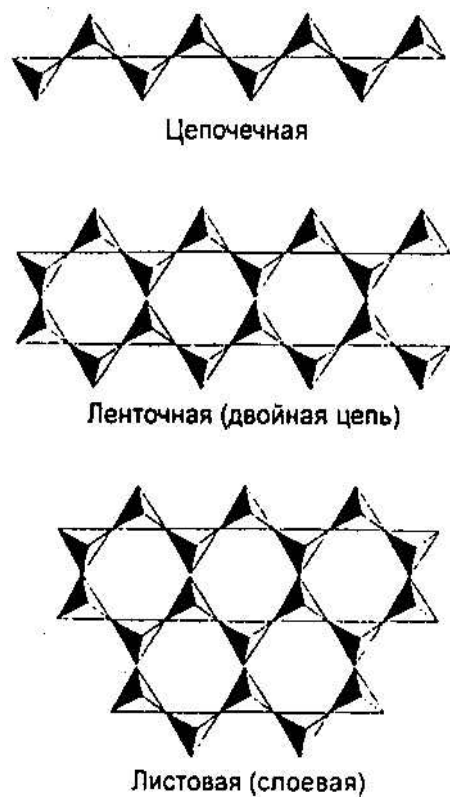


Рис. 2.6.4. Структуры кремнекислородных тетраэдров, образующих различные силикаты

Каркасные силикаты представляют собой одну из важнейших групп породообразующих минералов – *полевых шпатов*. Они составляют более 50% в земной коре. Полевые шпаты подразделяются на две группы: кальциево-натриевые или плагиоклазы и калиево-натриевые щелочные полевые шпаты. Плагиоклазы представляют собой непрерывный твердый раствор *анортита*  $(CaAl_2Si_2O_8)$  и *альбита*  $(NaAlSi_3O_8)$  с полным гетеровалентным изоморфизмом. Плагиоклазы подразделяются на *кислые*, *средние* и *основные* по содержанию в них анортита, при этом количество анортита (в %) определяет номер плагиоклаза.

Кислые: Альбит 0-10% An; олигоклаз 10-30% An

Средние: Андезин 30-50% An;

Основные: Лабрадор 50-70% An; битовнит 70-90% An; анортит 90-100% An

Плагиоклазы очень широко распространены в магматических и метаморфических породах.

Среди калиевых полевых шпатов различают 4 типа: существенно калиевые – *санидин, ортоклаз, микроклин*; натриево-калиевые – *анортотлаз*.

К группе каркасных силикатов относятся фельдшпатоиды – минералы, образующиеся щелочных магматических горных породах при недостатке SiO<sub>2</sub>. Это прежде всего *нефелин* (NaAlSiO<sub>4</sub>), *лейцит* (KAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>).

### 2.6.2. Горные породы.

*Горные породы* представляют собой естественные минеральные агрегаты, формирующиеся в литосфере или на поверхности Земли в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород слагают породообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования пород. Кроме этих минералов в породах могут присутствовать и другие, более редкие (акцессорные) минералы, состав и количество которых в породах непостоянны.

Строение горных пород характеризуется структурой и текстурой. *Структура* определяется состоянием минерального вещества, слагающего породу (кристаллическое, аморфное, обломочное), размером и формой кристаллических зерен или обломков, входящих в ее состав, их взаимоотношениями.

Под *текстурой* породы понимают расположение в пространстве слагающих ее минеральных агрегатов или частиц горной породы (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют плотную и пористую текстуры, однородную или массивную и ориентированную (слоистую, сланцеватую и др.).

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют: 1) магматические, или изверженные, горные породы, связанные с застыванием в различных условиях силикатного расплава - магмы и лавы; 2) осадочные горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов; 3) метаморфические горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давлений, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

**Магматические горные породы** наряду с метаморфическими составляют основную массу земной коры, однако на современной поверхности материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, состав и строение которых зависит от химического состава исходной магмы и условий ее застывания. В основе классификации магматических горных пород лежит их химический состав. Учитывается прежде всего содержание оксида кремния, по которому магматические породы делятся на четыре группы: ультраосновные породы, содержащие менее 45 %  $\text{SiO}_2$ , основные - 45-52%, средние - 52-65 % и кислые - более 65 %.

В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делятся на ряд групп: породы *глубинные*, или *интрузивные*, образовавшиеся при застывании магмы на глубине, и породы *излившиеся*, или *эффузивные*, связанные с охлаждением магмы, излившейся на поверхность, т.е. лавы.

*Ультраосновные породы (гипербазиты, или ультрамафиты)* в строении земной коры играют незначительную роль, причем наиболее редки эффузивные аналоги этой группы (пикриты и коматииты). Все ультраосновные породы обладают большой плотностью (3,0-3,4), обусловленной их минеральным составом.

*Основные породы* широко распространены в земной коре, особенно их эффузивные разновидности (базальты).

*Габбро* - глубинные интрузивные породы с полнокристаллической средне-и крупнозернистой структурой.

*Базальты* - черные или темно-серые вулканические породы. Базальты залегают в виде лавовых потоков и покровов, нередко достигающих значительной мощности и покрывающих большие пространства (десятки тысяч  $\text{км}^2$ ) как на континентах, так и на дне океанов.

*Средние породы* характеризуются большим содержанием светлых минералов, чем цветных, из которых наиболее типична роговая обманка. Такое соотношение минералов определяет общую светлую окраску породы, на фоне которой выделяются темно-окрашенные минералы.

*Диориты* - глубинные интрузивные породы, обладающие полнокристаллической структурой. Излившимися аналогами диоритов являются широко распространенные андезиты, обладающие обычно порфировой структурой.

Для всех *кислых пород* характерно наличие кварца. Кроме того, в значительных количествах присутствуют полевые шпаты - калиевые и кислые плагиоклазы.

*Граниты* - глубинные интрузивные породы, обладающие полнокристаллической, обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой. Породообразующие минералы - кварц (около 25-35 %), калиевые полевые шпаты (35-40 %) и кислые плагиоклазы (около 20-25 %), из цветных минералов - биотит, в некоторых разностях частично замещающийся мусковитом. Излившимся аналогом гранитов являются риолиты, аналогами гранодиоритов - дациты.

**Осадочные горные породы.** На поверхности Земли в результате действия различных экзогенных, т.е. внешних, факторов образуются осадки, которые в дальнейшем уплотняются, претерпевают физико-химические изменения - *диагенез*, и превращаются в осадочные горные породы, тонким чехлом покрывают около 75 % поверхности континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми, другие - содержат таковые.

Среди осадочных пород выделяются три группы:

1) *обломочные породы*, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков; 2) *глинистые породы*, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов; 3) *химические (хемогенные) и органические породы*, образовавшиеся в результате химических и биологических процессов. Обломочные породы по размерам обломков подразделяются на несколько типов.

Грубообломочные породы. В зависимости от формы и размеров обломков среди пород этого гранулометрического типа выделяются следующие: *глыбы и валуны* - соответственно угловатые и окатанные обломки размером свыше 200 мм в поперечнике; *щебень и галька* - при размерах обломков от 200 до 10 мм; *дресва и гравий* - при размерах обломков от 10 до 2 мм.

*Грубообломочные породы*, представляющие собой сцементированные неокатанные обломки, называются *брекчиями и дресвяниками*, сцементированные окатанные обломки - *конгломератами и гравелитами*.

К среднеобломочным породам относятся распространенные в земной коре *пески и песчаники*. Первые представляют собой скопление несцементированных окатанных обломков песчаной размерности, вторые - таких-же, но сцементированных.

Мелкообломочные породы. Рыхлые скопления мелких частиц размерами от 0,05 до 0,005 мм называют *алевритами*. Одним из широко распространенных представителей алевритов является *лесс* - светлая палево-желтая порода, состоящая преимущественно из остроугольных обломков кварца и меньше - полевых шпатов с примесью глинистых частиц и извести.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глинистые, на долю которых приходится больше 50 % объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов.

Химические и органогенные породы образуются преимущественно в водных бассейнах.

На долю *карбонатных пород* в осадочной оболочке Земли приходится около 14 %. Главный породообразующий минерал этих пород - кальцит, в меньшей степени - доломит. Соответственно, наиболее распространенными среди карбонатных пород являются *известняки* - мономинеральные породы, состоящие из кальцита.

*Кремнистые породы* состоят главным образом, из опала и халцедона. Так же, как карбонатные, они могут иметь биогенное, химическое и смешанное происхождение. К биогенным породам относятся *диатомиты и радиоляриты*, состоящие из мельчайших, не различимых невооруженным глазом скелетных остатков диатомовых водорослей и радиолярий, скрепленных опаловым цементом.

*Каустобиолиты* (греч. "каустос" - горючий, "биос" - жизнь) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием различных геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами, чем и обусловлено их важное практическое значение. К ним относятся породы ряда углей (торф, ископаемые угли), горючие сланцы.

**Метаморфические горные породы** - результат преобразования пород разного генезиса, приводящего к изменению первичной структуры, текстуры и минерального состава в соответствии с новой физико-химической обстановкой. Главными факторами (агентами) метаморфизма являются эндогенное тепло, всестороннее (литостатическое) давление, химическое воздействие флюидов. Постепенность нарастания интенсивности факторов метаморфизма позволяет наблюдать все переходы от первично осадочных или магматических пород к образующимся по ним метаморфическим породам. Метаморфические породы обладают полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен, как правило, увеличиваются по мере роста температур метаморфизма.



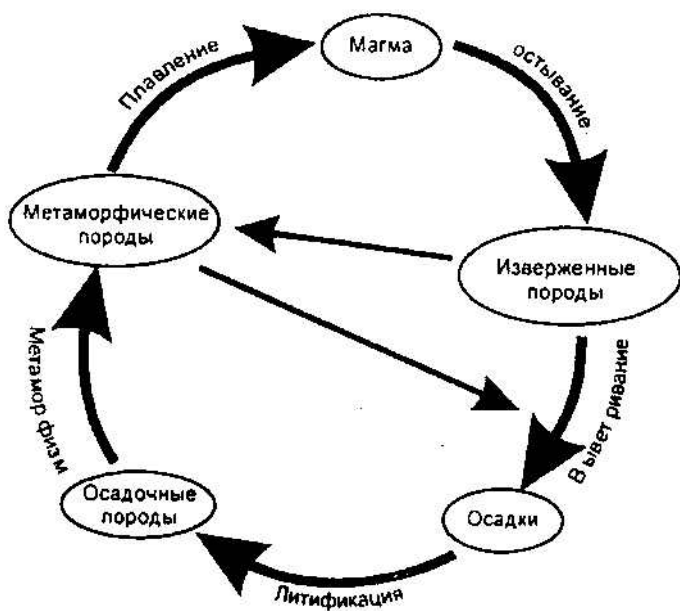


Рис. 2.6.5. Круговорот горных пород

Земная кора является основным объектом изучения в геологии. Поэтому мы приведем средние химические составы континентальной и океанической коры, а также земной коры в целом, согласно расчетам А.А.Ярошевского (табл.7)

Таблица 7.

Тип коры	Континентальная	Океаническая	В целом
Масса $10^{24}$ г	22.32	6.14	28.46
SiO <sub>2</sub>	54.55	49.89	53.54
TiO <sub>2</sub>	0.855	1.381	0.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.17	14.81	15.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.92	1.79	1.11
FeO	7.32	8.00	7.60
MnO	0.159	0.181	0.164
MgO	4.91	7.38	5.44
CaO	8.72	11.93	9.41
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.38	2.66
K <sub>2</sub> O	1.32	0.23	1.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.201	0.143	0.189
C <sub>орг.</sub>	0.07		0.06
CO <sub>2</sub>	1.14	0.42	0.99
SO <sub>3</sub>	0.063	0.010	0.052
S <sup>2-</sup>	0.049	0.001	0.039
Cl	0.068	0.004	0.055
F	0.025	0.002	0.020
H <sub>2</sub> O	0.77	0.85	0.78
Сумма	100.056	100.002	100.039

## 2.7. Строение земной коры.

В предыдущем разделе было установлено общее внутреннее строение земного шара, поверхность которого покрывает тоненькая, но чрезвычайно важная «пленка», называемая земной корой, имеющей в среднем мощность около 40 км и составляющей всего лишь 1/160 от радиуса Земли. Земная кора вместе с частью верхней мантии до астеносферного слоя называется *литосферой*, а литосфера, вместе с астеносферой образует *тектоносферу*, верхнюю оболочку земного шара во многом ответственную за процессы, происходящие в земной коре. Строение земной коры, мощность которой изменяется практически от 0 до 70-75 км и повсеместно имеет четкую нижнюю границу – поверхность Мохоровичича или «М», принципиально отличается на континентах и в океанах.

Сведения о коре мы получаем от непосредственного наблюдения пород на поверхности Земли, особенно на щитах древних платформ, из керна глубоких и сверхглубоких скважин, как на суше, так и в океанах; ксенолитов в вулканических породах; драгированием океанского дна и сейсмических исследований, дающих наиболее важную информацию о глубоких горизонтах земной коры.

Океаническая кора обладает 3-х слойным строением (сверху вниз) (рис. 2.7.1):

1-й слой представлен осадочными породами, в глубоководных котловинах не превышающей в мощности 1 км и до 15 км вблизи континентов.

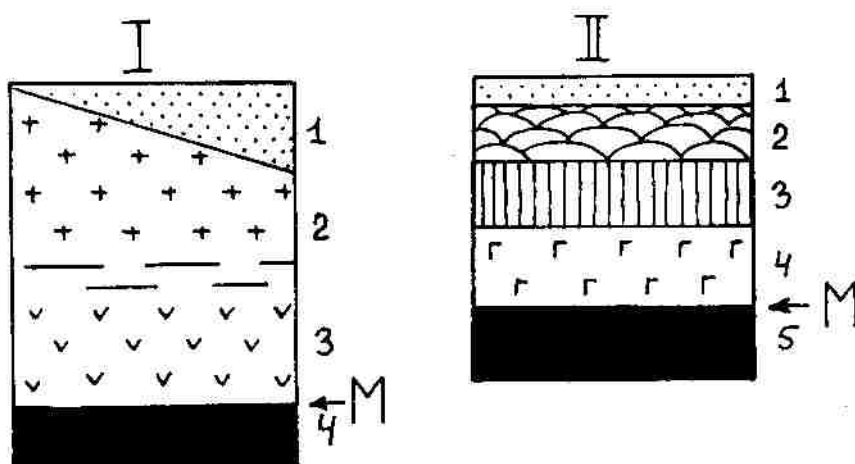


Рис. 2.7.1. Схемы строения земной коры. I – континентальная кора, слой: 1 – осадочный, 2 – гранитно-метаморфический, 3 – гранулитно-базитовый, 4 – перидотиты верхней мантии. II – океаническая кора, слой: 1 – осадочный, 2 – базальтовых подушечных лав, 3 – комплекса параллельных даек, 4 – габбро, 5 – перидотиты верхней мантии. М – граница Мохоровичича

Породы представлены карбонатными, глинистыми и кремнистыми породами. Важно подчеркнуть, что нигде в океанах возраст осадков не превышает 170-180 млн. лет.

2-й слой сложен, в основном, базальтовыми пиллоу (подушечными) лавами, с тонкими прослоями осадочных пород. В нижней части этого слоя располагается своеобразный комплекс параллельных даек базальтового состава, служившим подводными каналами для подушечных лав.

3-й слой представлен кристаллическими магматическими породами, главным образом, основного состава – габбро и реже ультраосновного, располагающимся в нижней части слоя, глубже которого располагается поверхность М и верхняя мантия.

Очень важно подчеркнуть, что кора океанического типа развита не только в океанах и глубоководных впадинах внутренних морей, но встречается также и в складчатых поясах на суше в виде фрагментов пород *офиолитовой ассоциации*, парагенезис (сонохождение) которых (кремнистые породы – базальтовые лавы – основные и ультраосновные породы) был впервые выделен в 20-х годах XX в. Г.Штейнманом в Лигурийских Альпах на СЗ Италии.

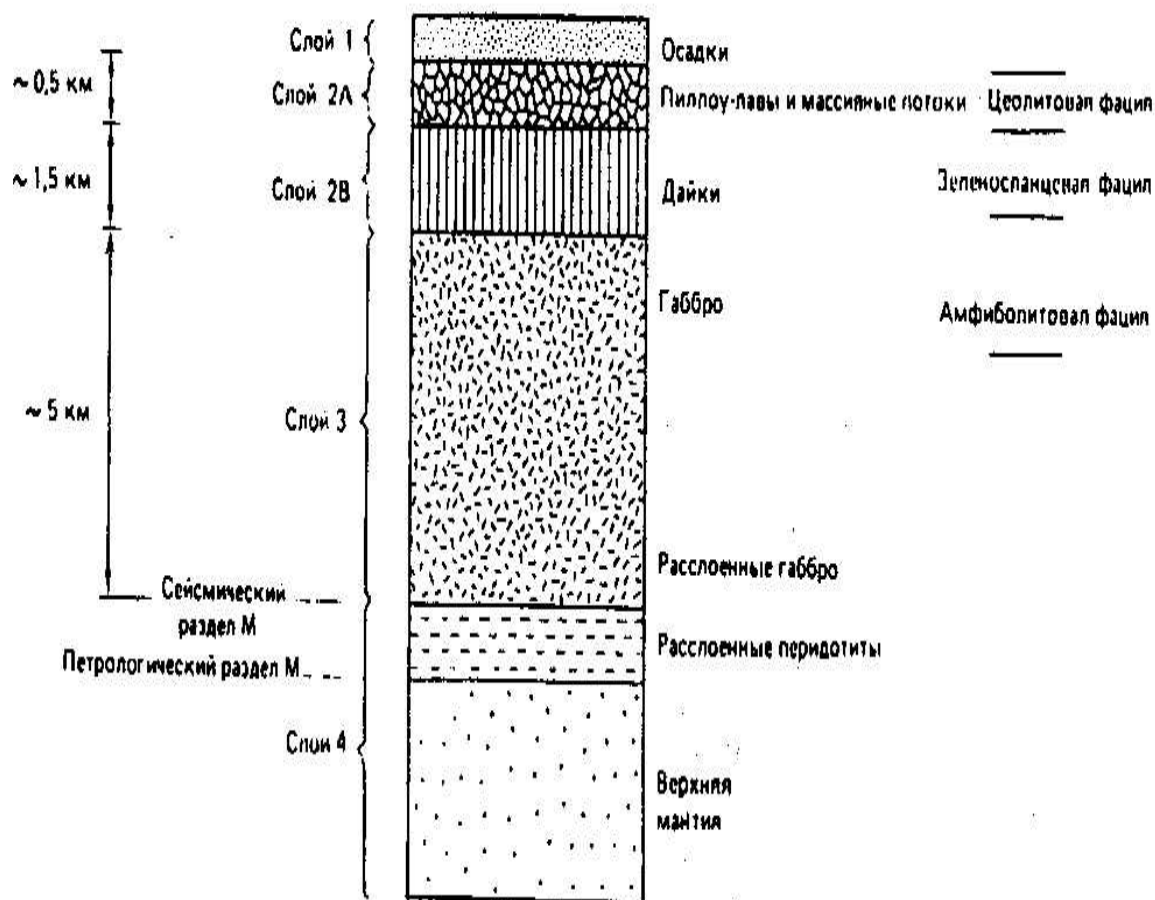


Рис. 2.7.2. Строение океанической земной коры

Континентальная земная кора также имеет 3-х членное строение, но структура ее иная (сверху вниз):

*1-й* осадочно-вулканогенный слой обладает мощностью от 0 на щитах платформ до 25 км в глубоких впадинах, например, в Прикаспийской. Возраст осадочного слоя колеблется от раннего протерозоя до четвертичного.

*2-й слой* образован различными метаморфическими породами: кристаллическими сланцами и гнейсами, а также гранитными интрузиями. Мощность слоя изменяется от 15 до 30 км в различных структурах.

*3-й слой*, образующий нижнюю кору, сложен сильно метаморфизованными породами, в составе которых преобладают основные породы. Поэтому он называется гранулитобазитовым. Частично он был вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной. Нижняя кора обладает изменчивой мощностью в 10-30 км. Граница раздела между 2-ым и 3-м слоем континентальной коры нечеткая, в связи с чем иногда в консолидированной части коры (ниже осадочного слоя) выделяют 3, а не 2 слоя.

Поверхность М выражена повсеместно и достаточно четко скачком скоростей сейсмических волн от 7,5 – 7,7 до 7,9 – 8,2 км/с. Верхняя мантия в составе нижней части литосферы сложена ультраосновными породами, в основном, перидотитами, как, впрочем, и астеносфера, характеризующаяся пониженной скоростью сейсмических волн, что интерпретируется как пониженная вязкость и, возможно, плавление до 2-3%.

## Глава 3.0. ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД

### 3.1. Относительная геохронология

Одной из главных задач геологии является воссоздание истории развития Земли и ее отдельных регионов. Сделать это возможно, если только известна последовательность геологических событий, если мы знаем относительный возраст осадочных отложений, слои которых перекрывают друг друга, если мы определили последовательность внедрения интрузивных тел и их соотношение с вмещающими горными породами.

Геология прошла долгий путь, прежде чем соотношения между горными породами стали очевидными и всем понятными принципами, на которых основываются все наблюдения.

1. Во первых, было установлено, что каждый слой отделяется от соседнего ясно выраженной поверхностью. В современных палеогеографических обстановках, в океанах, морях, озерах слои накапливаются горизонтально и параллельно. Этот принцип *первичной горизонтальности* оказался важным для следующего вывода.
2. В 1669 г. Николо Стено выдвинул *принцип суперпозиции*, заключающийся в признании того факта, что каждый вышележащий в разрезе слой моложе нижележащего. Т.о., у каждого слоя есть *кровля* и есть *подошва* независимо от того, как эти слои залегают в настоящее время. Они могут быть смяты в складки тектоническими движениями, они могут быть даже перевернуты. Все равно кровля слоя остается кровлей, а подошва – подошвой. Принцип суперпозиции Н.Стено позволил описывать толщи пород, состоящие из множества слоев и устанавливать изменения в них, происходящие во времени.
3. Если в каком-нибудь слое находится обломок, валун, глыба какой-то другой породы, то она древнее, чем этот слой. Точно также и в интрузивных образованиях и в лавовых потоках любое включение – ксенолит является более древним. Это положение можно назвать *принципом включений*.
4. Знаменитый английский геолог Джеймс Хаттон установил *принцип пересечения*, заключающийся в том, что любое тело как изверженных, так и осадочных пород, пересекающее толщу слоев, моложе этих слоев.

Перечисленные выше принципы анализа взаимоотношений слоистых толщ и изверженных пород дают возможность правильно выявить относительную последовательность геологических событий. Из них становится очевидным, что какие-либо метаморфические события, т.е. нагревание, воздействие давлением, флюидами, всегда моложе тех толщ, в которых они проявляются. Точно также и складчатость моложе, чем слои на которые она воздействует.

Рассмотрим эти принципы на примере (рис. 3.1). Самыми древними слоями являются слои толщи 4. После их накопления и смятия в складки внедрилась дайка 7, в которой есть ксенолиты пород толщи 4. Затем накопились слои тощи 3, впоследствии смятые в относительно пологие складки. Затем они были прорваны гранитной интрузией 6. Далее образовались слои 2, которые слегка деформировались и в них внедрилась дайка 5. Все отложения перекрыты слоем 1.

Таким образом, изложенные выше принципы на первом этапе помогают восстанавливать геологическую историю района.

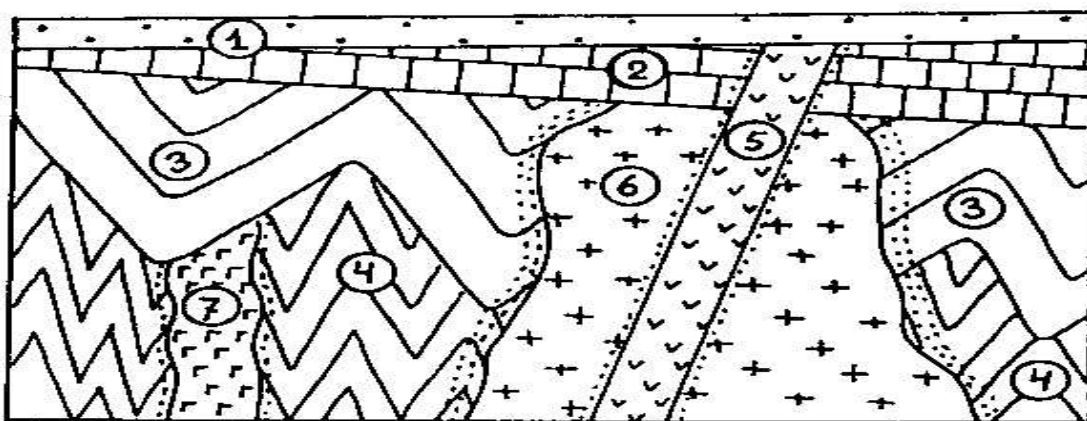


Рис. 3.1.1. Соотношение разновозрастных отложений и пересекающих их интрузивных тел. 1, 2, 3, 4 – последовательность формирования осадочных пород, толщи которых разделены угловыми несогласиями. Дайка 5 – самая молодая и внедрилась до образования толщи 1. Гранитная интрузия внедрилась до формирования толщи 2, после формирования толщ 3 и 4. Дайка 7 – самая древняя и прорывает только толщу 4

#### Сопоставление (корреляция) разрезов.

На втором этапе возникает необходимость выделения одновозрастных слоев в разных геологических обнажениях. Каким образом можно доказать, что в удаленных друг от друга разрезах мы видели одни и те же слои?

Один из методов – это прослеживание слоя на местности от одного обнажения до другого. Если местность хорошо обнажена, то этот прием не составляет трудности, особенно, если слой или пачка слоев отличаются от других, например, цветом, характером слоистости, гранулометрией и др.

Другой способ корреляции заключается в предположении. Что породы одного и того же типа формировались в одно и то же время. Иными словами, если в одном обнажении мы наблюдаем белые кварцевые песчаники с косой слоистостью, образовавшиеся за счет формирования дюн в прибрежной зоне, то, выявив точно такие же песчаники в другом, достаточно удаленном обнажении, мы можем предположить, что эти

песчаники имеют один и тот же возраст. Подобная корреляция наиболее успешна, когда имеются хорошо отличающиеся друг от друга слои или толщи слоев (рис. 3.2).

Еще один способ сопоставления удаленных друг от друга разрезов заключается в сравнении распространенной в них фауны. Существуют формы ископаемых организмов, которые имеют широкое площадное распространение и очень узкий вертикальный интервал существования, т.е. они жили краткое время. Такие формы организмов называют *руководящими*. Присутствие подобных окаменелостей в слоях разных обнажений, даже несмотря на то.

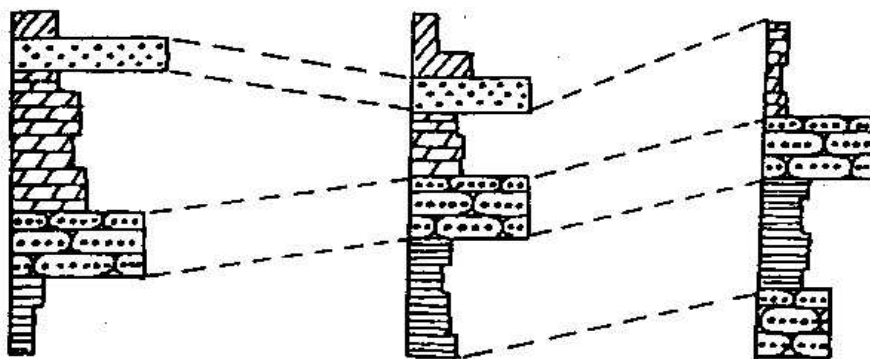


Рис. 3.1.2. Корреляция отложений по составу

Что слои могут различаться и по составу, и по мощности, однозначно свидетельствует об одновозрастности этих слоев. Сопоставление фауны и литологического состава отложений позволяет выявлять в разрезах отсутствие некоторых слоев, т.е. установить перерыв в осадконакоплении (рис. 3.3).

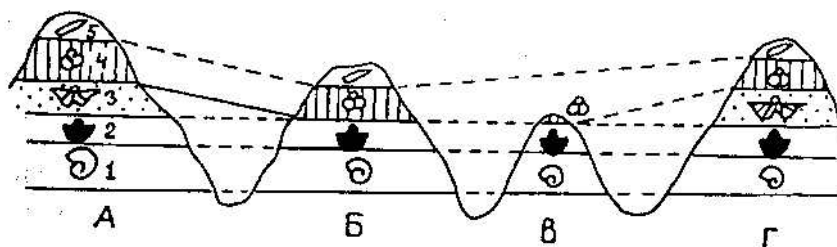


Рис. 3.1.3. Сопоставление разрезов палеонтологическим методом. Слой 3 отсутствует в разрезах Б и В. Остальные слои прослеживаются во всех разрезах

В настоящее время для корреляции осадочных морских отложений широко используется микрофауна – *фораминиферы*, имеющие известковый скелет и *радиолярии* с кремневым скелетом. Для сопоставления континентальных и реже морских отложений используются споры и пыльца растений. Таким образом, корреляция осадочных толщ, основанная на палеонтологических остатках, является одним из важнейших методов сопоставления геологических разрезов, удаленных друг от друга.

В последние 25 лет для корреляции осадочных толщ не выходящих на поверхность Земли или расположенных ниже дна океана или моря используется специальный геофизический метод, основанный на отражении сейсмических волн от слоев разной плотности.

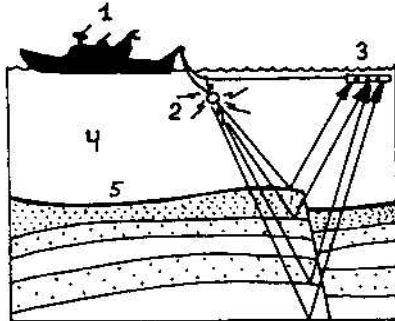


Рис. 3.1.4. Непрерывное сейсмическое профилирование. 1 – корабль; 2 – источник звуковых волн; 3 – приемник отраженных сигналов; 4 – вода; 5 – морское дно. Стрелками показано отражение звуковых волн от различных слоев на морском дне

Этот метод, названный *сейсмостратиграфическим*, позволяет получать как бы геологический профиль на расстоянии десятков километров и по специфическому рисунку отражений сейсмических волн от кровли и подошвы различных слоев проследить их и коррелировать между собой. Сейсмостратиграфия особенно широко используется при поисковых работах на нефть и газ, т.к. позволяет сразу же выделять места, благоприятные для скопления углеводородов.

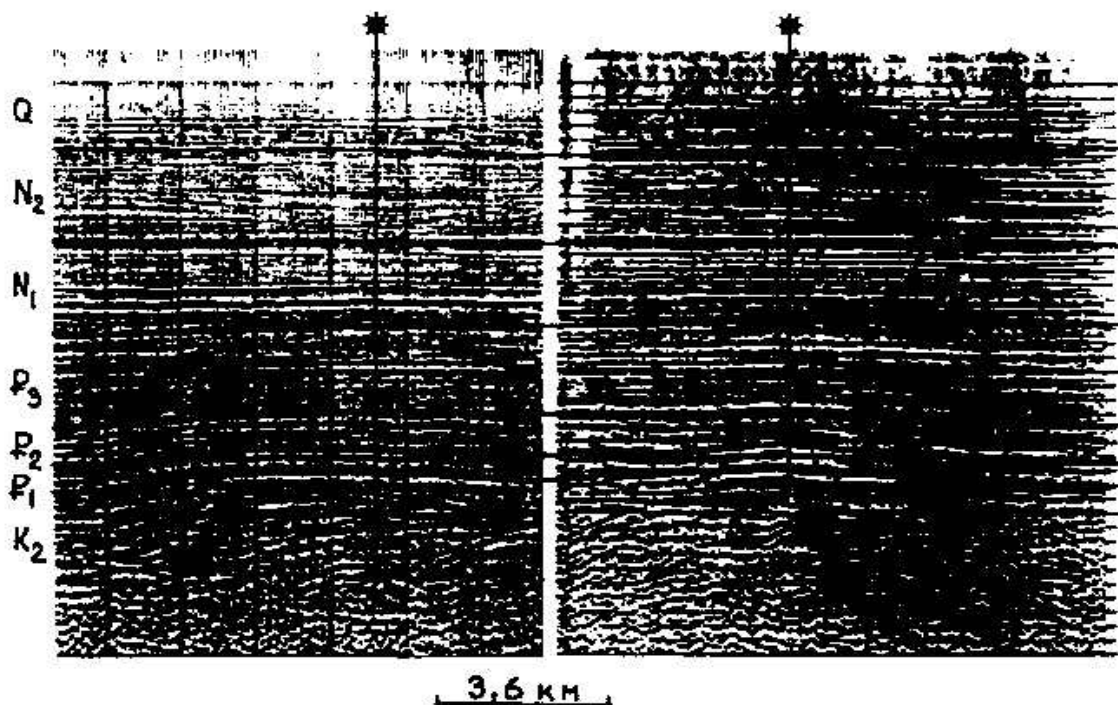


Рис. 3.1.5. Пример сопоставления сейсмостратиграфических разрезов по двум районам, в которых пробурены 2 скважины (черные звездочки)



В настоящее время также широко используется *палеомагнитный метод* корреляции отложений. Все горные породы, как магматические, так и осадочные, в момент своего образования приобретают намагниченность, отвечающую по направлению и по силе магнитному полю данного времени. Эта намагниченность сохраняется в породе, поэтому и называется *остаточной намагниченностью*, разрушить которую может лишь нагревание до высоких температур, выше точки Кюри, ниже которой магматические породы приобретают намагниченность либо, скажем удар молнии. В истории Земли неоднократно происходила смена полярности магнитного поля, когда северный и южный полюса менялись местами, а горные породы приобретали прямую (положительную, как в современную эпоху) или обратную (отрицательную) намагниченность. Сейчас разработана подробная шкала смены полярности для всего фанерозоя, но особенно для мезозоя, успешно применяемая для корреляции базальтов и осадков океанического дна. Существуют и другие методы корреляции отложений (рис. 3.1.6).

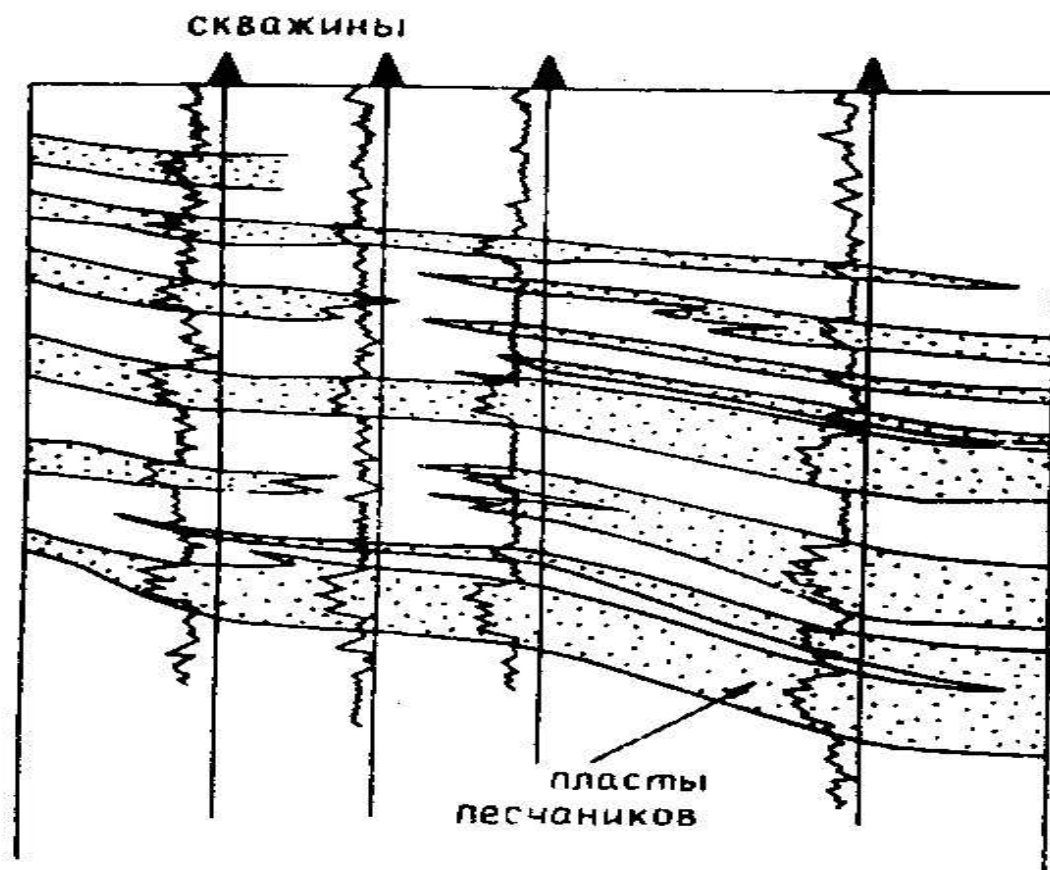


Рис. 3.1.6. Электрокаротажные кривые в скважинах, помогающие выявить пласты песчаников в толще пород с относительно высоким сопротивлением. На кривых хорошо видны «пики», соответствующие песчаникам

### Геохронологическая и стратиграфическая шкалы.

Одной из важнейших задач геологии является реконструкция геологической истории Земли. Для выполнения этой задачи необходима информация о событиях и отложениях, которые имели место от момента образования Земли и до наших дней. Так была создана сначала *стратиграфическая шкала* (лат. «стратум» – слой, «графо» – описываю), в которой были показаны слоистые осадочные отложения от древних к молодым, а в 1881 г. на 2-м Международном геологическом конгрессе в г. Болонье (Италия) стратиграфическая шкала была совмещена с геохронологической, в которой уже были указаны временные рамки стратиграфических подразделений. После этого, на протяжении почти 120 лет геохронологическая шкала дополнялась и уточнялась и сейчас она выглядит следующим образом (табл.8).

Наиболее крупным подразделением является эон, которых выделяется 3: 1) *архейский* (греч. «археос» – древнейший) – более 3,5-2,6 млрд. лет; 2) *протерозойский* (греч. «протерос» – первичный) – 2,6 млрд. лет - 570 млн. лет; 3) *фанерозойский* (греч. «фанерос» – явный) – 570 – 0 млн. лет. Эоны подразделяются на эры, а они в свою очередь на периоды и эпохи (см. геохронологическую шкалу).

Фанерозойский эон подразделяется на эры: *палеозойскую* ( греч. «палеос» – древний, «зоо» - жизнь) (6 периодов); *мезозойскую* (греч. «мезос» – средний) ( 3 периода) и *кайнозойскую* (греч. «кайнос» – новый) (3 периода). 12 периодов названы по той местности, где они были впервые выделены и описаны – кембрий – древнее название полуострова Уэльс в Англии; ордовик и силур – по названию древних племен, живших также в Англии; девон – по графству Девоншир опять-таки в Англии; карбон – по каменным углям; пермь – по Пермской губернии в России и т.д. Геологические периоды обладают разной длительностью от 20 до 100 млн. лет. Что касается четвертичного периода или *антропогена* ( греч. «антропос» – человек), то он по длительности не превышает 1,8-2,0 млн. лет, но он еще не окончен.

Следует обратить внимание на стратиграфическую шкалу, которая имеет дело с отложениями. В ней употребляются другие термины: эонотема (эон), эратема (эра), система (период), отдел (эпоха), ярус (век). Поэтому мы говорим, что в «*каменноугольный период* формировались залежи каменного угля», но «*каменноугольная система* характеризуется распространением угленосных отложений». В первом случае речь идет о времени, во втором – об отложениях.

Все подразделения геохронологической и стратиграфической шкал ранга периода-системы обозначаются по первой букве латинского наименования, например кембрий **Є** , ордовик – O, силур – S, девон – D и т.д., а эпохи (отделы) – цифрами – 1,2,3, которые

Таблица 8.

Геохронологическая и стратиграфическая шкалы

Эон (эпогема)	Эра (эратема)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Шкала абсолютного времени, млн. лет			
				Начало и конец периода	Продолжительность		
					Периода	эпохи	
1	2	3	4	5	6	7	
Ф А Н Е Р О З О Й	Кайнозойская - KZ	четвертичный		1,7	1,7		
			неогеновый	Плиоценовая		23	21
		палеогеновый	миоценовая			17	
			Олигоценная		65	42	12
			Эоценовая				18
		Мезозойская - MZ	меловой	Поздняя	135	70	
				ранняя			
			юрский	Поздняя, или Мальмская	190	55-60	24
				Средняя, или Доггерская			18
		Ранняя, или лейасовая		18			
	триасовый	Поздняя	230	40	24		
		Средняя			10		
		ранняя			6		
	Палеозойская PZ	пермский	Поздняя	285	55	18	
			ранняя			37	
		каменноугольный	Поздняя	350		10	
			Средняя			23	
			ранняя			32	
		девонский	Поздняя	405	55	20	
			Средняя			15	
			ранняя			20	
		Силурийский	Поздняя	435	30	15	
			ранняя			15	
		Ордовикский	Поздняя	480	45	12	
			Средняя			20	
			ранняя			13	
		Кембрийский	Поздняя	570	90	30	
	Средняя		30				
	Ранняя		30				
	прогерозой	Рифей - R	вендская		1650	110	
							970
	Архей - AR	нижний			2600	950	
						верхний	
	Архей - AR	нижний			3500	Более 900	
						верхний	

ставятся справа от индекса внизу: нижняя юра  $J_1$ , верхний мел –  $K_2$  и т.д. Каждый период (система) имеет свой цвет, которым и показывается на геологической карте. Эти цвета общепринятые и замене не подлежат.

Геохронологическая шкала является важнейшим документом, удовлетворяющим последовательность и время геологических событий в истории Земли. Ее надо знать обязательно и поэтому шкалу необходимо выучить с первых же шагов изучения геологии.

### 3.2. Изотопные методы определения возраста минералов и горных пород

Многочисленные попытки найти в макромире часы, которые бы позволяли надежно устанавливать возраст горных пород и руд, время проявления и длительность геологических процессов, не увенчались успехом. Такие часы скрывались в микроскопическом мире атомов, и обнаружение их стало возможным только после открытия в 1896 г. французским физиком А. Беккерелем явления радиоактивного распада. Было также установлено, что процесс радиоактивного распада происходит с постоянной скоростью, как на нашей Земле, так и в Солнечной системе. На этом основании П. Кюри (1902) и независимо от него Э. Резерфорд (1902) высказали мысль о возможности использования радиоактивного распада элементов в качестве меры геологического времени. Так наука в начале XX столетия подошла к созданию часов, основанных на радиоактивных природных превращениях, ход которых не зависит от геологических и астрономических явлений.

Первые определения возраста по отношению  $Pb/U$  были сделаны в США Б. Болтвудом в 1907 г. Для трех образцов уранинита были получены значения возраста от 410 до 535 млн. лет, которые хорошо согласуются с более поздними датировками. Важным техническим достижением в геохронологии было изобретение Ф.В.Астоном (1927) масс-спектрографа - прибора, предназначенного для измерения масс изотопов. Изотопами называются разновидности атомов, имеющие одно и то же число протонов ( $Z$ ), а, следовательно, один и тот же атомный номер в Периодической таблице элементов, но разное число нейтронов ( $N$ ) и, соответственно, разные массовые числа ( $A$ ), т. к. масса ядра складывается из суммы масс входящих в него протонов и нейтронов, т. е.  $A = Z + N$ . При указании химического символа изотопа, его массу принято записывать слева вверху, а заряд ядра слева внизу:  ${}_{92}^{238}U$ ,  ${}_{92}^{235}U$ ,  ${}_{62}^{147}Sm$ ,  ${}_6^{14}C$  и т. д.

Э.Резерфордом (1899) было установлено, что при радиоактивном распаде испускаются три вида компонентов, которые он обозначил буквами греческого алфавита –  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ . В последующем было установлено, что  $\alpha$  - частицы являются

быстродвижущимися ядрами гелия,  $\beta$  - частицы – быстрыми электронами,  $\gamma$  – компонент представляет собой электромагнитное излучение, подобное рентгеновским X - лучам. По наименованию частиц, испускаемых радиоактивными элементами, названы соответствующие типы радиоактивного распада.

Альфа ( $\alpha$ ) – распад испытывают только тяжелые химические элементы. Причиной этому служат, по-видимому, высокие содержания в их ядрах положительно заряженных частиц – протонов, создающих высокую энергию кулоновского отталкивания, ослабляющего связь нуклонов (т.е. протонов и нейтронов) в ядре. При достижении некоторого критического значения  $Z$  и  $A$ , ядру становится энергетически выгоднее переход в состояние с меньшим числом ядерных частиц. Распад ядра сопровождается испусканием  $\alpha$  – частицы (иона  ${}_2^4\text{He}$ ) и образованием нового ядра, в котором нейтронов ( $N$ ) меньше на 2 и протонов ( $Z$ ) на 2, т.е.  $(A, Z) \rightarrow (A-4, Z-2) + {}_2^4\text{He}$ .

$\beta$ - распад (или электронный распад), состоит в том, что ядро самопроизвольно испускает  $\beta^-$  - частицу – электрон, характеризующийся отрицательным зарядом, и нейтральную элементарную частицу – антинейтрино ( $\nu$ ). Для ядра энергетически не выгодно сверхнормативное число нейтронов относительно протонов и оно будет стремиться избавиться от лишних нейтронов, путем распада одного из них на протон, электрон и антинейтрино. Новообразованный электрон выбрасывается из ядра, а возникшее новое ядро будет обладать зарядом на единицу большим:  $(A, Z) \rightarrow (A, Z+1) + \beta^- + \nu$ . Из других видов радиоактивного распада, отметим  $K$  – захват и спонтанное деление.

$K$  – захват (или электронный захват). При этом типе распада, ядро захватывает электрон из ближайшего к нему  $K$  – уровня электронного облака. В ядре электрон соединяется с протоном и превращает его в нейтрон. В итоге при  $K$  – захвате заряд уменьшается на единицу, а массовое число остается постоянным:  $(A, Z) + \beta^- \rightarrow (A, Z-1) + \gamma$ .

Спонтанное (или самопроизвольное) деление ядра на два, сравнимых по массе осколка, является свойством очень тяжелых ядер. Оно было открыто в СССР К.А.Петржаком и Г.Н. Флеровым в 1940 г. Процесс этот очень медленный. Например, на 2 230 000  $\alpha$  – распадов  ${}^{238}\text{U}$  приходится всего один акт спонтанного деления. Возрасты горных пород и минералов обычно выражаются в  $10^6$  и  $10^9$  лет, или в значениях Международной системы единиц (СИ): *Ma* и *Ga*. Эта аббревиатура образована от латинских *Mega anna* и *Giga anna*, означающих, соответственно, « млн. лет » и « млрд. лет ».

Все типы радиоактивных превращений подчиняются закону радиоактивного распада. Этот закон определяет зависимость между числом изотопов в закрытой системе (минерале, породе) в момент ее образования  $N_0$  и числом атомов  $N_t$  не распавшихся по прошествии времени  $t$ :  $N_0 = N_t e^{\lambda t}$  где

$\lambda$ - постоянная распада – доля распавшихся ядер данного изотопа за единицу времени, от общего их количества в закрытой системе (минерале, породе). Размерность этой единицы – год<sup>-1</sup>;  $e$  – основание натуральных логарифмов. Из закона радиоактивного распада, выведено главное уравнение геохронологии, по которому вычисляется возраст, отсчитываемый радиоактивными часами:

$$t = 1/\lambda \ln (N_k / N_t + 1) , \text{ где}$$

$N_k$  – число изотопов конечного продукта распада;  $N_t$  - число радиоактивных изотопов, не распавшихся по прошествии времени  $t$ . Таким образом, чтобы определить возраст минерала или породы ( $t$ ), достаточно измерить количество материнского радионуклида и продукта его распада – стабильного дочернего изотопа. Численное значение  $\lambda$  для каждого радиоизотопа определяется особо и при обычной работе берется из таблиц. Вместо постоянной распада радиоактивного изотопа на практике часто используется другая его характеристика – *период полураспада* ( $T_{1/2}$ ) – время, за которое число радиоактивных ядер данного изотопа убывает на половину. Период полураспада связан с постоянной распада следующим отношением:  $T_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0.693 / \lambda$ .

Названия изотопно-геохронологических методов обычно образуются из названий радиоактивных изотопов и конечных продуктов их распада. По этому признаку различают: уран-торий-свинцовый (часто уран-свинцовый), калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, рений-осмиевый и др. методы. Иногда названия даются только по конечному (стабильному) продукту радиоактивного превращения: свинцовый, аргоновый, стронциевый методы и т. д.

Рассмотрим в качестве примеров некоторые изотопно-геохронологические методы (табл. 9).

**Таблица 9**

**Значения констант, принятых в изотопной геохронологии**

Радионуклид	Тип распада	Радиогенный изотоп	$\lambda, 10^{-9}/\text{год}$	$T_{1/2}, 10^9$ лет
$^{238}\text{U}$	$\alpha$	$^{206}\text{Pb}$	0,155125	4,4683
$^{235}\text{U}$	$\alpha$	$^{207}\text{Pb}$	0,98485	0,70391

$^{232}\text{U}$	$\alpha$	$^{208}\text{Pb}$	0,049475	14,01
$^{87}\text{Rb}$	$\beta^-$	$^{87}\text{Sr}$	0,0142	48,8
$^{40}\text{K}$	K-захват	$^{40}\text{Ar}$	0,0581	1,250
$^{147}\text{Sm}$	$\alpha$	$^{143}\text{Nd}$	0,00654	106
$^{187}\text{Re}$	$\beta^-$	$^{187}\text{Os}$	0,0164	42,256

Уран-торий-свинцовый метод. Радиоактивный распад урана и тория в стабильные изотопы свинца долгое время (до появления самарий-неодимового метода) рассматривался в качестве стандарта, с которым сравнивались данные других методов. (рис. 3.2.1). Вместе с тем это один из наиболее сложных методов в изотопной геохронологии. В уран-ториевой изотопной системе существует три независимых семейства радиоактивного распада:

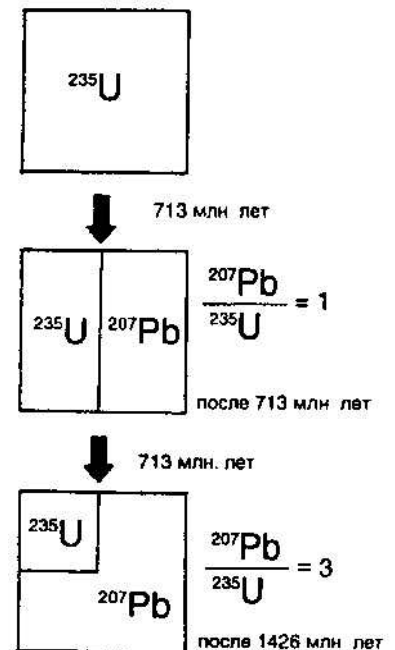
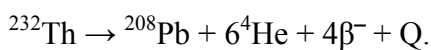
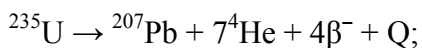
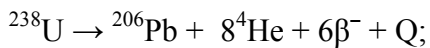


Рис.3.2.1. Радиоактивный распад урана 235

Распад каждого радиоактивного изотопа порождает длинный ряд промежуточных продуктов распада и заканчивается стабильным изотопом свинца. Главное уравнение геохронологии, применительно к данной изотопной системе, имеет следующий вид (на примере отношения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ):

$$t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = 1/\lambda \ln[(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ms}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i / (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{ms}}] + 1,$$

где  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$  – возраст образца по данному отношению;  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ms}}$   $(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{ms}}$  – измеренные изотопные отношения;  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  – первоначальное отношение. Аналогичным образом рассчитывается возраст и по отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ . Кроме того, для уран-свинцовых семейств, принято вычислять возраст еще

и по отношениям радиогенных изотопов свинца – ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )rad. Если, в итоге, по всем четырем изотопным отношениям получены одинаковые датировки, то можно считать, что возраст определен надежно. Исследуемый минерал на протяжении всего времени существования оставался замкнутой системой относительно U, Th и Pb. Однако нередки случаи, когда по разным изотопным отношениям получаются разные цифры возраста. Чаще всего  $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) > t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) > t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}) > t(^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th})$ . Такие соотношения свидетельствуют о потере минералом радиогенного свинца. Влияние потери меньше всего сказывается на отношении  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , в связи с тем, что фракционирования изотопов свинца, при этом процессе, почти не происходит. Поэтому возрастная датировка, по свинцово-свинцовому отношению, принимается обычно в качестве наиболее близкой к действительному возрасту образца.

В последние годы в U-Th-Pb изотопном датировании цирконов удалось достичь значительного прогресса, благодаря применению ионного микрозонда (SHRIMP), сконструированного проф. У.Компстоном в Австралийском национальном университете. Этот прибор сочетает высокую чувствительность и разрешение с локальностью анализа (30 мкм). На этом приборе были проанализированы обломочные зерна циркона, из метаосадочных пород позднеархейского зеленокаменного пояса блока Илгарн (Зап. Австралия), показавшие возраст 4.1 – 4.3 млрд. лет.

Калий-аргоновый метод. Калий состоит из трех изотопов –  $^{39}\text{K}$ ,  $^{40}\text{K}$  и  $^{41}\text{K}$ , из которых только  $^{40}\text{K}$  обладает естественной радиоактивностью. Немецкий физик Вейцзекер (1937) установил, что  $^{40}\text{K}$  претерпевает двойной распад - в  $^{40}\text{Ar}$  и  $^{40}\text{Ca}$  (рис. 3.2.2). В  $^{40}\text{Ca}$  путем  $\beta^-$ -распада переходит 89,05 % ядер  $^{40}\text{K}$ , а в  $^{40}\text{Ar}$ , посредством К-захвата, – 10,95 %. Двойной распад  $^{40}\text{K}$  позволяет определять возраст K-содержащих минералов и пород по двум геохронометрам. Но распад  $^{40}\text{K}$  в  $^{40}\text{Ca}$  широкого применения в геохронологии не получил, т.к. природный кальций, содержащийся во многих породах и минералах, имеет то же массовое число, что и радиогенный  $^{40}\text{Ca}$ , и отличить их очень трудно. Наиболее надежной оказалась K-Ar ветвь распада. Учитывая идеальную длительность периода полураспада

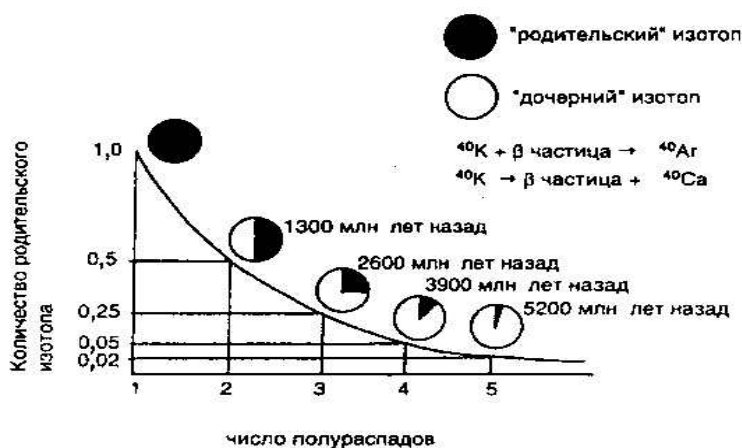


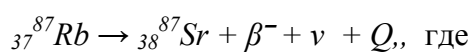
Рис. 3.2.2. Распад радиоактивного изотопа  $^{40}\text{K}$  имеет два пути, превращаясь в  $^{40}\text{Ar}$  или в  $^{40}\text{Ca}$



$^{40}\text{K}$  – 1250 млн. лет, и широкое распространение K– содержащих минералов в природе, K – Ar метод оказался пригодным для определения возраста во всех интервалах геологического времени – от архея до антропогена и почти для всех типов горных пород – осадочных, магматических и метаморфических. Следует отметить большую роль K-Ar метода в датировании осадочных пород позднего докембрия по калийсодержащему минералу глаукониту. Частая встречаемость и синхронность образования глауконита с формированием морских осадков, позволила установить большой возрастной диапазон процесса позднедокембрийской седиментации – от 1650 до 570 млн. лет, который оказался на много более продолжительным, чем предполагалось.

В последнее время широкое применение получил метод датирования по отношению  $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ . Этот метод, в отличие от обычного K-Ar, позволяет определять возраст, на который не влияют природные потери  $^{40}\text{Ar}$ . Для лунных морских базальтов этим методом был получен возраст 3.78 – 3.84 млрд. лет, а для анортозитовых брекчий и габбро 4,05 и 4,26 млрд. лет, соответственно

Рубидий-стронциевый метод. Принцип метода основан на  $\beta^-$ - распаде изотопа  $^{87}\text{Rb}$  и превращении его в стабильный изотоп  $^{87}\text{Sr}$  по схеме:



$\nu$  – антинейтрино, Q – энергия распада. Распространенность рубидия в минералах горных пород определяется, в первую очередь, близостью ионных радиусов  $\text{Rb}^+$  ( $r = 1.48 \text{ \AA}$ ) к ионам калия  $\text{K}^+$  ( $r = 1.33 \text{ \AA}$ ). Это позволяет иону Rb замещать ион K во всех важнейших породообразующих минералах.

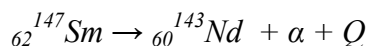
Распространенность стронция контролируется способностью иона  $\text{Sr}^{2+}$  ( $r = 1.13 \text{ \AA}$ ) замещать ион  $\text{Ca}^{2+}$  ( $r = 1.01 \text{ \AA}$ ), в кальций - содержащих минералах (главным образом в плагиоклазе и апатите), а так же возможностью его вхождения в решетку калиевых полевых шпатов на место иона  $\text{K}^+$ . Вычисление возраста производится по главному уравнению геохронологии, которое, применительно к Rb-Sr методу, имеет следующий вид:

$$t = 1/\lambda \ln [(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) - (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i / (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})] + 1.$$

Rb-Sr метод успешно используется не только для определения возраста земных пород, но и для лунных и метеоритов. В частности, по дунитам, норитам и другим породам лунных материков, этим методом получены возрасты 4,3 – 4,6 млрд. лет, т.е. сопоставимые с принятым возрастом Земли.

Самарий-неодимовый метод. Самарий и неодим являются редкоземельными элементами. При метаморфизме, гидротермальном изменении и химическом

выветривании они менее мобильны, чем щелочные и щелочноземельные элементы, такие, как K, Rb, Sr и др. Поэтому Sm-Nd метод дает более надежные датировки возраста горных пород, чем Rb-Sr. Предложение об использовании Sm-Nd метода в геохронологии впервые сделал Г. Лагмайр (G. Lugmair, 1947), определивший возраст двух эвкритовых ахондритов – Juvinas и Stanner и одного лунного образца. Для метеорита Juvinas он получил Sm-Nd возраст  $4,56 \pm 0,08$  млрд. лет и первичное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,50677 \pm 0,00010$ . Он же показал, что отношение изотопов неодима  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  является индикатором изменений в относительном содержании  $^{143}\text{Nd}$ , обусловленного распадом  $^{147}\text{Sm}$ . В разработку, внедрению в геологическую практику Sm-Nd метода и интерпретацию получаемых данных, большой вклад внесли американские исследователи Де Паоло и Г.Вассербург. Для самария известны 7 изотопов, но только один из них -  $^{147}\text{Sm}$  является радиоактивным, распадающимся, путем испускания  $\alpha$ - частицы, в  $^{143}\text{Nd}$  по схеме:



Период полураспада  $^{147}\text{Sm}$  очень большой – 106 млрд.лет. Лучше всего самарий - неодимовый метод применим для определения возраст основных и ультраосновных пород, в том числе и метаморфических (эклогитов, метадиабазов и др.).

Рений-осмиевый метод. Рений – рассеянный элемент. Наиболее высокие концентрации его содержатся в молибдените (до 1,88 %), особенно когда он находится в ассоциации с сульфидами меди. Рений имеет два изотопа –  $^{185}\text{Re}$  и  $^{187}\text{Re}$ , последний изотоп радиоактивен. Осмий – металл платиновой группы, обладает ярко выраженными сидерофильными свойствами. Самые высокие его концентрации обнаружены в осмириде – сплаве осмия с иридием и другими металлами платиновой группы. Осмий имеет 7 изотопов и все они стабильны. Изотоп  $^{187}\text{Re}$  путем эмиссии  $\beta^-$ - частицы распадается в  $^{187}\text{Os}$  по схеме:  ${}_{75}^{187}\text{Re} \rightarrow {}_{76}^{187}\text{Os} + \beta^- + Q$ . Накопление  $^{187}\text{Os}$  в Re – содержащей системе, описывается уравнением:  
 $(^{187}\text{Os} / ^{186}\text{Os}) = (^{187}\text{Os} / ^{186}\text{Os})_i + [(^{187}\text{Re} / ^{186}\text{Os})_x (e^{\lambda t} - 1)]$ , где  $(^{187}\text{Os} / ^{186}\text{Os})$   
и  $(^{187}\text{Re} / ^{186}\text{Os})$  – современные планетарные значения отношений, равные, соответственно, 1.06 и 3.3; первичное значение  $(^{187}\text{Os} / ^{186}\text{Os})_i = 0.81$ .

Re-Os изотопная система получила широкое применение не только в геохронологии, но и в исследовании эволюции мантии Земли и развитии земной коры. Она уникальна по сравнению с U- Pb и Rb-Sr системами в том отношении, что родительские и дочерние элементы последних отторгаются мантийными фазами. В Re-Os системе все обстоит по-другому. Re, например, в большинстве случаев, лишь незначительно перераспределяется между мантийным реститом и расплавом, так что его

концентрация в мантии заметно не изменяется при дифференциации. Os то же практически весь остается в мантийном остатке, в расплав его переходит не более сотых долей от исходных концентраций в мантии. Поэтому Re-Os система, в отличие от других изотопных систем, при условии изоляции ее от последующих процессов вещественного обмена, может дать первичный возраст остывания и кристаллизации мантии ( $T_{МА}$ ), предшествующий этапу её частичного плавления. При использовании Re-Os изотопной системы, совместно с другими изотопными методами, можно получить комплементарную информацию, относящуюся к возрасту, происхождению различных типов пород и эволюции коры и мантии. Кроме того, это один из немногих методов, позволяющий датировать возрасты сульфидных месторождений, он успешно используется так же для изучения метеоритов. С его помощью была построена Re-Os изохрона для метеоритов, включившая все их типы – железные, железокремнистые и металлическую фазу хондритов. Все экспериментальные точки легли строго, в пределах погрешности эксперимента, на изохрону, свидетельствуя об очень коротком интервале времени образования всех типов метеоритов из газовой-пылевой облака. Точка, соответствующая изотопному составу  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$  в мантии Земли, так же легла на эту изохрону, подтверждая предположение об одновременности образования Земли и метеоритов из одного и того же источника.

Радиоуглеродный метод датирования основан на естественном распаде космогенного радионуклида  $^{14}\text{C}$ , образующегося в верхних слоях атмосферы в результате взаимодействия нейтронов и протонов космического происхождения с ядрами атмосферных газов -  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{Ar}$  (рис. 3.2.3).

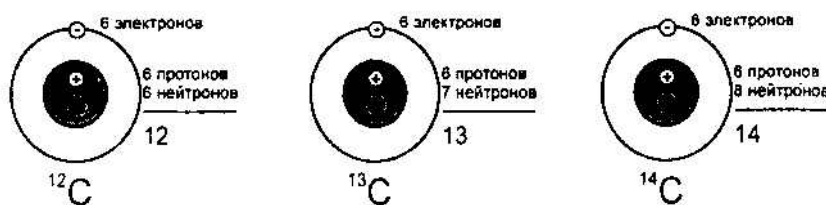
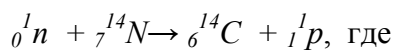


Рис. 3.2.3. Строение атомов углерода

Реакции расщепления ядер – мишеней, вызванные частицами высоких энергий первичного космического излучения, сопровождаются образованием вторичных протонов, нейтронов, пионов и других частиц. Многие из вторичных частиц обладают достаточной энергией, чтобы вызвать новые ядерные реакции при взаимодействии со стабильными изотопами N, O, C и создать новые вторичные частицы. В целом этот процесс носит каскадный характер. Наиболее важной в образовании  $^{14}\text{C}$ , является реакция вторичных нейтронов с ядрами стабильного изотопа  $^{14}\text{N}$ :



${}_0^1n$  – нейтрон;  ${}_1^1p$  – протон, испускаемый новообразованным изотопом. В результате взаимодействия с кислородом воздуха, или CO и CO<sub>2</sub>, атомы <sup>14</sup>C переходят в молекулы диоксида углерода. Поскольку процесс перемешивания в атмосфере происходит достаточно быстро, то концентрация <sup>14</sup>CO<sub>2</sub> повсеместно выравнивается – в атмосфере, гидросфере и биосфере. В биосферу <sup>14</sup>C попадает сначала в результате фотосинтеза зеленых растений и путем всасывания корнями из почвы, а потом по пищевой цепочке передается животным организмам. В гидросферу <sup>14</sup>C попадает в результате молекулярного обмена между CO<sub>2</sub> атмосферы и поверхностью вод. Отсюда он попадает в карбонатные скелеты и раковины водных организмов.

Атомы <sup>14</sup>C не стабильны и путем β- распада превращаются в стабильные изотопы <sup>14</sup>N, согласно схеме:  ${}_6^{14}C \rightarrow {}_7^{14}N + \beta^- + \nu + Q$ .

Постоянная распада  $\lambda^{14}C = 1.209 \cdot 10^{-4} \text{ год}^{-1}$ , период полураспада  $T_{1/2} = 5730 \pm 40$  лет. Когда концентрация <sup>14</sup>C становится всюду одинаковой, это означает, что распад <sup>14</sup>C уравнивается его образованием в атмосфере. Для живой ткани равновесное состояние определяется так называемой *удельной активностью* <sup>14</sup>C, которая принимается равной  $13.56 \pm 0.07 \text{ распадов} / (\text{мин. г углерода})$ . Если организм умирает, то прекращается поступление <sup>14</sup>C и в результате радиоактивного распада удельная активность <sup>14</sup>C уменьшается. Измерив значение активности в образце и зная ее величину в живой ткани ( $= 13,56 \text{ расп.} / \text{мин. на } 1 \text{ г C}$ ), можно рассчитать время прекращения углеродного обмена организмом. Радиоактивность организма, прекратившего жизнедеятельность  $t$  лет назад, определяется по уравнению радиоактивного распада:  $N = N_0 e^{-\lambda t}$ , где  $N$  – *измеренная активность* <sup>14</sup>C (т.е. *число распадов в 1 мин. в 1 г углерода*);  $N_0$  – *активность ткани живого организма*.

Углеродный возраст образца организма, прекратившего жизнедеятельность  $t$  лет назад, определяется по следующему уравнению:

$$T = 1/\lambda \ln (N_0 / N)$$

Объектами радиоуглеродного датирования могут быть любые образцы, содержащие углерод, возрастом не более 70 тыс. лет – древесина, древесный уголь, торф, раковины, кости, пергамент, волосы и другие материалы.

Метод основан на допущении, что образующееся количество <sup>14</sup>C в атмосфере постоянно. Однако, имеются данные о значительном изменении атмосферного содержания радиоуглерода в прошлом (до 10 %). Причинами изменения содержания <sup>14</sup>C в атмосфере могут быть вариации в интенсивности космического излучения, загрязнения атмосферы за счет сжигания ископаемого топлива (понижение <sup>14</sup>C / <sup>12</sup>C), за

счет ядерных взрывов в атмосфере и под землей, работы ядерных реакторов, аварий на атомных электростанциях (увеличение  $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ ) и др. Радиоуглеродный метод находит широкое применение для датирования событий позднего плейстоцена и четвертичного периода. С его помощью был установлен возраст последнего прорыва босфорских вод в Черное море, вызвавших его сероводородное заражение – около 7500 – 8000 лет назад (А.П.Виноградов, 1967); производилось изучение четвертичного вулканизма, по обугленным древесным остаткам; датирование морских террас, по раковинам моллюсков; определение возрастов этапов оледенений; времени вымирания некоторых групп животных и т. д. Особенно эффективно он используется в археологических исследованиях.

#### Трековое датирование.

В начале 60-х годов американскими исследователями был предложен новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана ( $^{238}\text{U}$ ), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории (Price, Walker, 1963; Fleischer, Price, Walker, 1975). На сегодняшний день, трековое датирование – это стандартный метод геохронологии и геотермических исследований. В зернах минералов происходит спонтанное деление атомов урана, при котором формируются частицы, обладающие высокой энергией. При прохождении через твердое вещество эти частицы оставляют нарушения на атомном уровне, ориентированные вдоль траектории их движения. Эти линейные нарушения называются треками.

Образовавшиеся треки спонтанного деления можно наблюдать лишь при помощи электронного микроскопа, но если кристалл поместить в агрессивный химический реагент, то в первую очередь начнут растворяться зоны дефектов. Таким образом, размер треков увеличивается путем химического травления, и они становятся видны в оптический микроскоп (рис. 3.2.4).

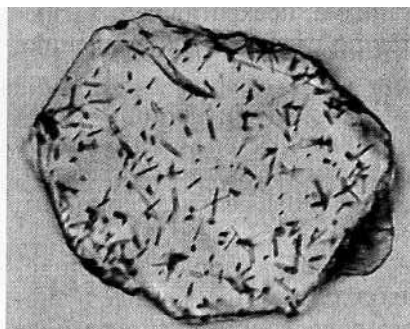


Рис. 3.2.4. Кристалл апатита с треками спонтанного деления урана, увеличенными путем химического травления. Возраст остывания кристалла 60-70 млн лет назад. ( Фото проф. Дж. И.Гарвера; Юнион Колледж, Скенектади, США)

Накопление треков в минерале с течением времени – процесс, аналогичный накоплению тех или иных изотопов в результате радиоактивного распада. Количество треков пропорционально времени, формирование треков начинается при определенной температуре, называемой блокирующей или замыкающей. Ниже этой температуры в кристалле «работают трековые часы», плотность треков увеличивается с течением времени, а их длина остается постоянной около 16 микрон.

В дальнейшем, плотность и длина треков зависит от температуры, если температура повышается, то в кристаллах начинается отжиг (исчезновение) треков, и, как следствие, «омоложение» возраста. Таким образом, трековое датирование позволяет проследить термальную историю единичного минерального зерна, горной породы и осадочного бассейна в целом.

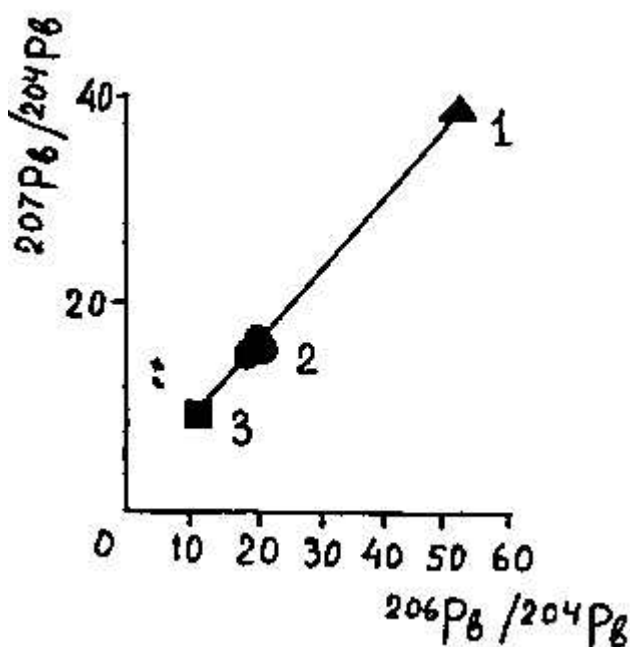


Рис. 3.2.5. Определение возраста Земли с помощью изотопных хронометров (по Ю.А. Шуколюкову, 2000). 1 – каменные метеориты; 2 – средний изотопный состав свинца Земли; 3 – железные метеориты

### 3.3. Тектоника литосферных плит – современная геологическая теория.

В 50-е годы XX в. геологические и геофизические исследования Земли проводились исключительно интенсивно. Особенно это касалось океанов, о строении дна которых и тем более о структуре земной коры в них и ее свойствах мало что было известно. Накопление новых данных началось еще в первой половине XX в., но прошло еще много времени, прежде чем полученные факты помогли рождению новой геологической теории. Именно теории, а не гипотезы.

В чем между ними разница? Теория обладает функцией «предсказуемости». С ее помощью, если теория правильна, можно прогнозировать те или иные свойства вещества, его строение, явления и т.д. Если прогноз подтверждается, следовательно теория имеет

право на существование. Гипотеза этими свойствами не обладает. И грош ей цена, если она не может объяснить появляющиеся новые данные.

Решающий вклад в современную геологическую теорию тектоники литосферных плит внесли следующие открытия: 1) установление грандиозной, около 60 тыс. км системы срединно-океанических хребтов и гигантских разломов, пересекающих эти хребты; 2) обнаружение и расшифровка линейных магнитных аномалий океанического дна, дающих возможность объяснить механизм и время его образования; 3) установление места и глубин гипоцентров (очагов) землетрясений и решение их фокальных механизмов, т.е. определение ориентировки напряжений в очагах; 4) развитие палеомагнитного метода, основанного на изучении древней намагниченности горных пород, что дало возможность установить перемещение континентов относительно магнитных полюсов Земли. Заслуга в создании «тектоники плит», которая была сформулирована к концу 60-х гг. XX в. принадлежит Тузо Уилсону (Канада), Ксавье Ле Пишону (Франция) и Джейсону Моргану (США).

Основная идея этой новой теории базировалась на признании разделения литосферы, т.е. верхней оболочки Земли, включающую земную кору и верхнюю мантию до астеносферы, на 7 самостоятельных крупных плит, не считая ряда мелких (рис. 3.3.1). Эти плиты в своих центральных частях лишены сейсмичности, они тектонически стабильны, а вот по краям плит сейсмичность очень высокая, там постоянно происходят землетрясения. Следовательно, краевые зоны плит испытывают большие напряжения, т.к. перемещаются относительно друг друга.

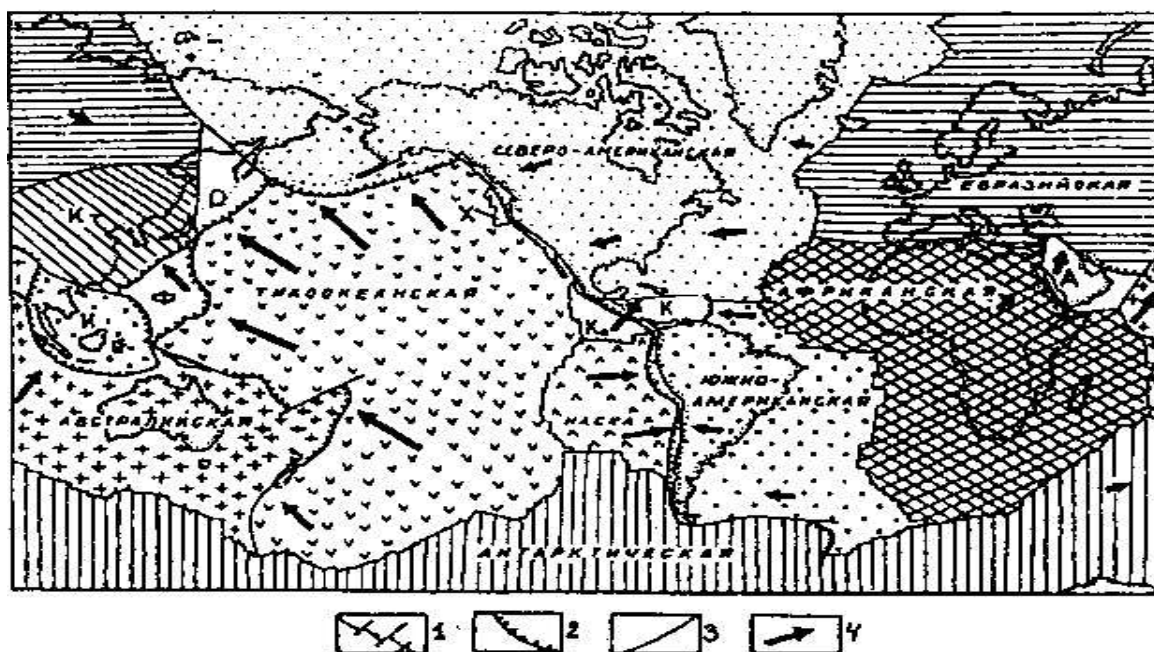


Рис. 3.3.1. Основные литосферные плиты (по В.Е.Хаину и М.Г.Ломизе): 1 - оси спрединга (дивергентные границы), 2 - зоны субдукции (конвергентные границы), 3 -

трансформные разломы, 4 – векторы «абсолютных» движений литосферных плит. Малые плиты: Х – Хуан-де-Фука; Ко – Кокос; К – Карибская; А – Аравийская; Кт – Китайская; И – Индокитайская; О – Охотская; Ф – Филиппинская

Определив характер напряжений в очагах землетрясений на краях плит, удалось выяснить, что в одних случаях это растяжение, т.е. плиты расходятся и происходит это вдоль оси срединно-океанических хребтов, где развиты глубокие ущелья – рифты (англ. «рифт» – расщелина). Подобные границы, маркирующие зоны расхождения литосферных плит называются *дивергентными* (англ. дивергенс – расхождение) (рис. 3.3.2, I).

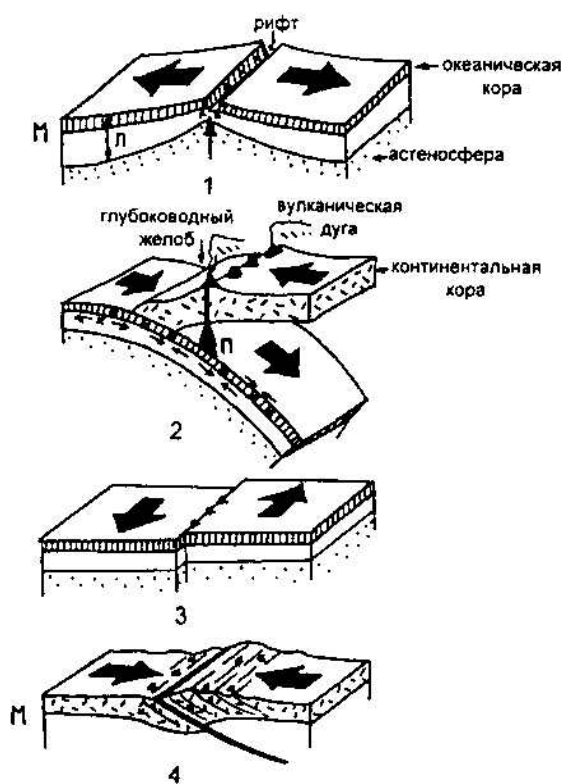


Рис. 3.3.2. Типы границ литосферных плит: 1 – дивергентные границы. Раскрытие океанических рифтов, вызывающих процесс спрединга: М – поверхность Мохоровичича, Л – литосфера; 2 – конвергентные границы. Субдукция (погружение) океанической коры под континентальную: тонкими стрелками показан механизм растяжения – сжатия в гипоцентрах землетрясений (звездочки); П – первичные магматические очаги; 3 – трансформные границы; 4 – коллизионные границы

На других границах плит в очагах землетрясений, наоборот, выявлена обстановка тектонического сжатия, т.е. в этих местах литосферные плиты движутся навстречу друг другу со скоростью, достигающей 10-12 см/год. Такие границы получили название *конвергентных* (англ. конвергенс – схождение), а их протяженность также близка к 60 тыс. км (рис. 3.3.2, II).

Существует еще один тип границ литосферных плит, где они смещаются горизонтально относительно друг друга, как бы сдвигаются, о чем говорит и обстановка скалывания в очагах землетрясений в этих зонах. Они получили название *трансформных разломов* (англ. трансформ – преобразовывать), т.к. передают, преобразуют движения от одной зоны к другой (рис. 3.3.2, III).



Некоторые литосферные плиты сложены как океанической, так и континентальной корой одновременно. Например, Южно-Американская единая плита состоит из океанической коры западной части южной Атлантики и из континентальной коры Южно-Американского континента. Только одна, Тихоокеанская плита целиком состоит из коры океанического типа. Когда мы говорим о плитах, следует помнить, что Земля круглая, поэтому плиты напоминают вырезанную арбузную корку. Иными словами, они перемещаются по сфере.

Современными геодезическими методами, включая космическую геодезию, высокоточные лазерные измерения и другими способами установлены скорости движения литосферных плит и доказано, что океанические плиты движутся быстрее тех, в структуру которых входит континент, причем, чем толще континентальная литосфера, тем скорость движения плиты ниже.

Почему перемещаются литосферные плиты? Общепринятой точкой зрения считается признание конвективного переноса вещества мантии. Поверхностным выражением такого явления являются рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, где относительно более нагретая мантия поднимается к поверхности, подвергается плавлению и магма изливается в виде базальтовых лав в рифтовой зоне и застывает (рис. 3.3.3). Далее в эти застывшие породы вновь внедряется базальтовая магма и раздвигает в обе стороны более древние базальты. И так происходит много раз. При этом океаническое дно как бы наращивается, разрастается. Подобный процесс получил название *спрединга* (англ. спрединг – развертывание, расстилание). Таким образом, спрединг имеет скорость, измеряемую по обе стороны осевого рифта срединно-океанического хребта. Скорость разрастания океанического дна колеблется от первых мм до 18 см в год.

Строго симметрично по обе стороны срединно-океанических хребтов во всех океанах расположены линейные магнитные положительные и отрицательные аномалии (рис. 3.3.4). Везде мы видим одну и ту же последовательность аномалий, в каждом месте они узнаются, всем им присвоен свой порядковый номер.

Фред Вайн и Друм Мэтьюз из Кембриджского университета Великобритании в 1963 г. показали, что этот странный рисунок магнитных аномалий, не встречающийся на континентах, отражает последовательность внедрения базальтовой магмы в рифтовой зоне хребта. Застывая, базальты, проходя точку Кюри, приобретают намагниченность данной эпохи. Новая порция магмы внедряясь в уже застывшую, симметрично раздвигает их в обе стороны (рис. 3.3.5). Поэтому и магнитные аномалии располагаются симметрично относительно оси хребта. Иными словами, по обе стороны срединно-океанического хребта мы имеем две одинаковые «записи» изменения магнитного поля на протяжении

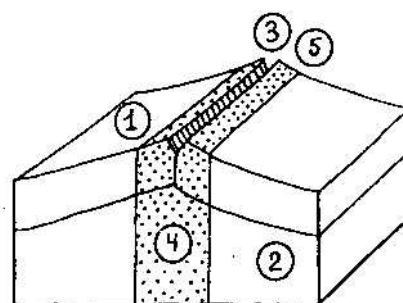
длительного времени. Нижний предел этой «записи» – 180 млн. лет. Древнее океанической коры не существует. Подобный процесс и есть спрединг.

Если спрединг происходит быстро, то полосы магнитных аномалий находятся дальше друг от друга, они как бы растянуты. А если спрединг более медленный, то аномалии располагаются ближе. Это обстоятельство позволяет вычислить скорость спрединга на любом пересечении срединно-океанического хребта, т.к. расстояние от полосы магнитной аномалии до осевой зоны рифта в хребте, поделенное на время и даст скорость спрединга.

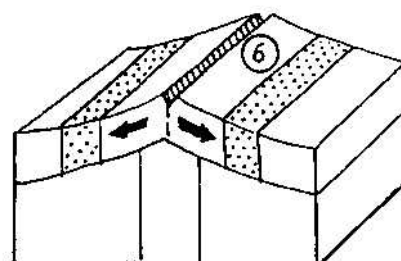
Таким образом и происходит наращивание океанической литосферы по обе стороны хребта, по мере удаления от которого она становится холоднее и тяжелее и постепенно опускается, продавливая астеносферу, а океан тем временем, приобретает все большую глубину (рис. 3.3.6). Существует определенная зависимость между глубиной океана и возрастом океанического дна, выражаемая формулой:

$$n = 0,35\sqrt{t}$$

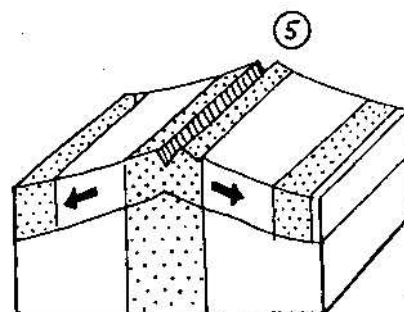
Когда был установлен процесс спрединга сразу же встал вопрос о том, куда же девается океаническая кора, если радиус Земли не увеличивается, а древнее чем 180 млн. лет океанической коры не существует? Где-то она должна поглощаться, но где? И такие конвергентные зоны были найдены и названы зонами *субдукции* (англ. сабдакшн – погружение). Располагаются они по краям Тихого океана и на востоке Индийского. Тяжелая и холодная океаническая литосфера подходя к более толстой и легкой континентальной, уходит под нее, как бы подныривает. Если в контакт входят две океанические плиты, то погружается более древняя, т.к. она тяжелее и холоднее, чем молодая плита.



А



Б



В

Рис. 3.3.3. Происхождение полосовых магнитных аномалий в океанах. А и В – время нормальной, Б – время обратной намагниченности пород: 1 – океаническая кора, 2 – верхняя мантия, 3 – рифтовая долина по оси срединно-океанического хребта, 4 – магма, 5 – полоса нормально и 6 – обратно намагниченных пород. Стрелки – наращивание океанического дна

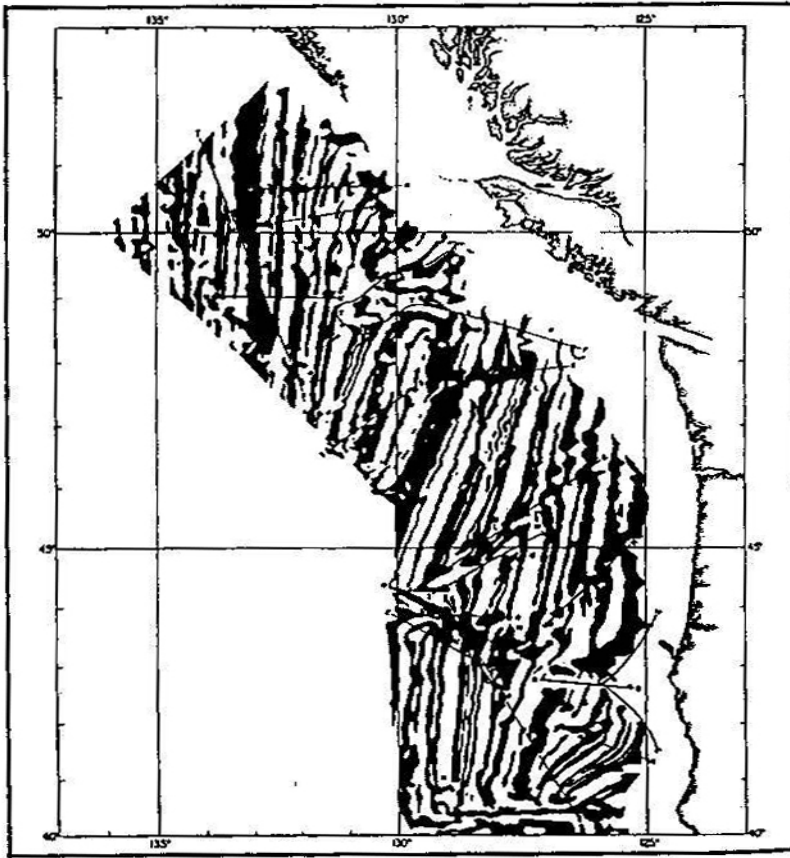


Рис. 3.3.4. Полосовые магнитные аномалии океанского дна у побережья Северной Америки (А.Рафф и Д.Мезон, 1961)

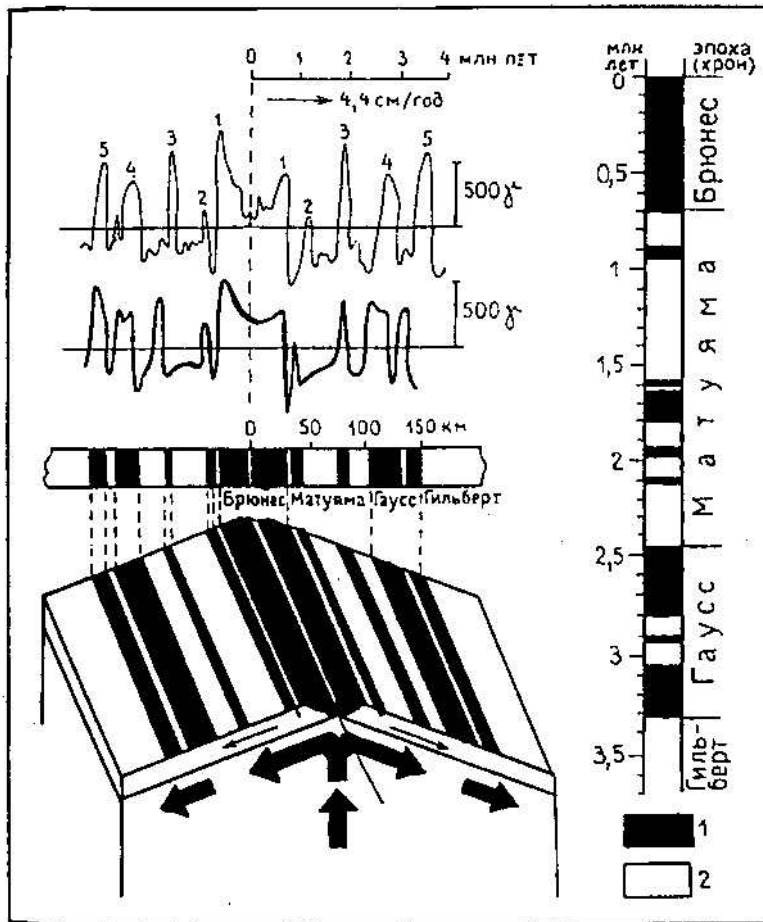


Рис. 3.3.5. Симметричная система линейных магнитных аномалий (в гаммах) на пересечении через Восточно-Тихоокеанское поднятие (51° ю.ш.). Верхний профиль – по данным аэромагнитной съемки, нижний – рассчитан по магнитохронологической шкале (дана справа), исходя из гипотезы Вайна – Мэтьюза о записи геомагнитных инверсий в процессе двустороннего спрединга (внизу блок-диаграмма) (по Ф.Вайну, 1966 и А.Коксу, 1969, с изменениями): 1 – прямая полярность, 2 – обратная полярность

Зоны, где происходит субдукция, морфологически выражены глубоководными желобами, а сама погружающаяся океаническая холодная и упругая литосфера хорошо устанавливается по данным сейсмической томографии – объемного «просвечивания» глубоких недр планеты. Угол погружения океанических плит различный, вплоть до вертикального и плиты прослеживаются вплоть до границы верхней и нижней мантии в 670 км. Некоторые плиты останавливаются на этом уровне, иногда выполаживаясь и как бы скользя по границе. Другие – пересекают ее и погружаются в нижнюю мантию, местами достигая практически поверхности внешнего ядра – 2900 км (рис. 3.3.7).

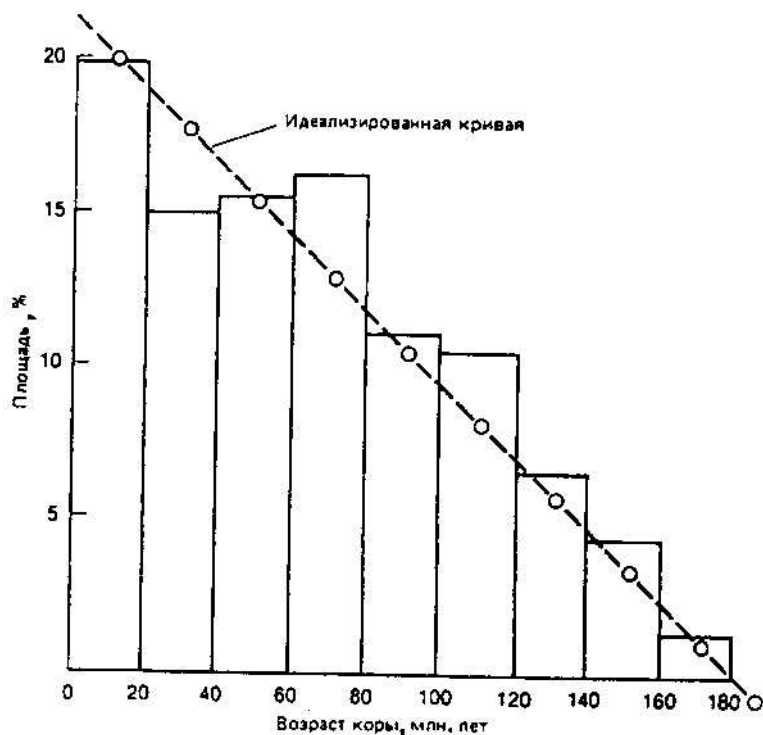
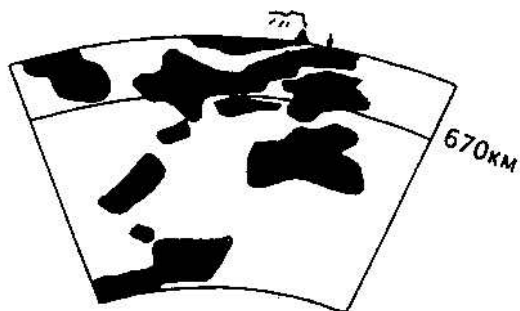


Рис. 3.3.6. Гистограмма распределения площади дна океана по возрасту (с шагом 20 млн лет), полученная измерениями площадей на карте возраста океанской коры. Идеализированная кривая выведена путем усреднения столбиков гистограммы (по W.H.Berger, E.L. Winterer, 1974)

Когда океаническая плита при подходе к континентальной начинает резко изгибаться, в ней возникают напряжения, которые разряжаясь, провоцируют землетрясения. Гипоцентры или очаги землетрясений четко маркируют границу трения между двумя плитами и образуют наклонную сейсмофокальную зону, погружающуюся под континентальную литосферу до глубин в 700 км (рис. 3.3.8). Впервые эту зону обнаружил японский геофизик Кию Вадати в 1935 г., а в 1955 г. американский сейсмолог Хуго Беньоф подробно описал эти зоны, которые с тех пор и стали называться *зонами Беньофа*.

Гипоцентры землетрясений в зоне Беньофа не везде достигают границы верхней и нижней мантии, Иногда их глубина



как, например. Под Каскадными горами на западе США, не превышает первых десятков километров. Происходит это в тех случаях, когда холодная пластина океанической литосферы разогревается и в ней уже не могут происходить сколы, вызывающие землетрясения.



Погружение океанической литосферы приводит еще к одним важным последствиям. При достижении ею на определенной глубине в 100-200 км высоких температур и давлений из нее выделяются *флюиды* – особые, перегретые минеральные растворы, которые вызывают плавление горных пород континентальной литосферы и образование магматических очагов, питающих цепи вулканов, развитых параллельно глубоководным желобам на активных окраинах Тихого океана и на восточной окраине Индийского океана. Вулканические цепи располагаются тем ближе к глубоководному желобу, чем круче наклонена субдуцирующая океаническая литосфера.

Таким образом, благодаря субдукции на активной континентальной окраине наблюдается сильно расчлененный рельеф, высокая сейсмичность и энергичная вулканическая деятельность.

Говоря о субдукционных процессах следует сказать о судьбе осадков, которые перекрывают океаническую литосферу. Край плиты, под которую субдуцирует океаническая, подрезает осадки, скопившиеся на ней, как нож скрепера или бульдозера, деформирует эти отложения и приращивает их к континентальной плите в виде *аккреционного клина* (англ. аккрецион – приращение). Вместе с тем какая-то часть осадочных отложений, погружается вместе с плитой в глубины мантии. В различных местах этот процесс идет разными путями. Так, у побережья Центральной Америки, где пробурены скважины, почти все осадки пододвигаются под континентальный край, чему способствует сверхвысокое давление воды, содержащейся в порах осадков. Поэтому и трение очень мало. В ряде других мест погружающаяся океаническая литосферная плита разрушает, эродирует край континентальной литосферы и увлекает за собой вглубь ее фрагменты. Были произведены подсчеты количества материала ежегодно увлекаемого на глубину (1,0-1,5 км<sup>3</sup>), задерживаемого у края нависающей плиты при аккреции (0,2-0,4 км<sup>3</sup>) и вещества тектонической эрозии (примерно, 0,6 км<sup>3</sup>).

Кроме явления субдукции существует т.н. *обдукция*, т.е. надвигание океанической литосферы на континентальную, примером которой является огромный 500x100 км тектонический покров на восточной окраине Аравийского полуострова, сложенный типичной океанической корой, перекрывающей древние докембрийские толщи Аравийского щита (рис. ).

Также следует упомянуть о столкновении или *коллизии* двух континентальных плит, которые в силу относительной легкости слагающего их материала, не могут погрузиться друг под друга, а сталкиваются, образуя горно-складчатый пояс с очень сложным внутренним строением (рис. 3.3.1). Так, например, возникли Гималайские горы, когда 50 млн. лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Так сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

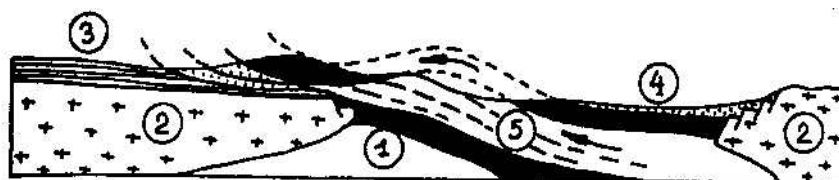


Рис. 3.3.9. Относительные движения литосферных плит и распределение скоростей спрединга в рифтовых зонах СОХ ( см/год): 1 – дивергентные и трансформные границы плит; 2 – планетарные пояса сжатия; 3 – конвергентные границы плит

Тектоника литосферных плит позволила совершенно точно восстановить картину распада последнего суперматерика Пангеи существование которого впервые предсказал выдающийся немецкий геофизик Альфред Вегенер в 1912 г. Рассчитанные абсолютные и относительные движения литосферных плит с момента начала распада Пангеи, т.е. со 180 млн. лет назад, хорошо известны и отличаются большой точностью (рис. 3.3.9).

Воссоздана картина раскрытия Атлантического и Индийского океанов, которое продолжается и в наши дни со скоростью около 2,0 см в год. Выяснена возможность некоторого проворачивания литосферы Земли по отношению к нижней мантии в западном направлении, что позволяет объяснить, почему на западной и восточной активных окраинах Тихого океана условия субдукции неодинаковы и возникает известная асимметрия Тихого океана с задуговыми, окраинными морями и цепями островов на западе и отсутствием таковых на востоке.

Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии носит глобальный характер, т.к. она касается всех районов земного шара и позволяет объяснить их историю развития, геологическое и тектоническое строение. На сегодняшний день этой теории нет разумной альтернативы и она вполне закономерно сменила господствовавшую до этого геосинклинальную концепцию, вобрав из нее все наиболее ценное. В других учебных геологических курсах Вы сможете в этом убедиться.

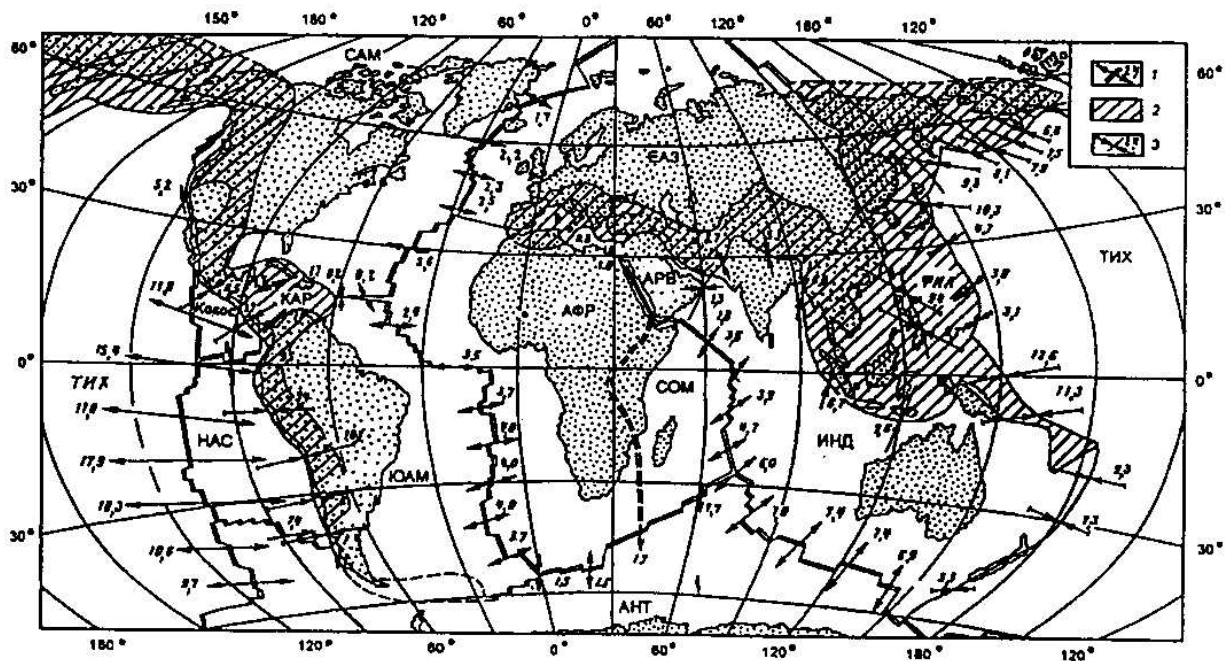


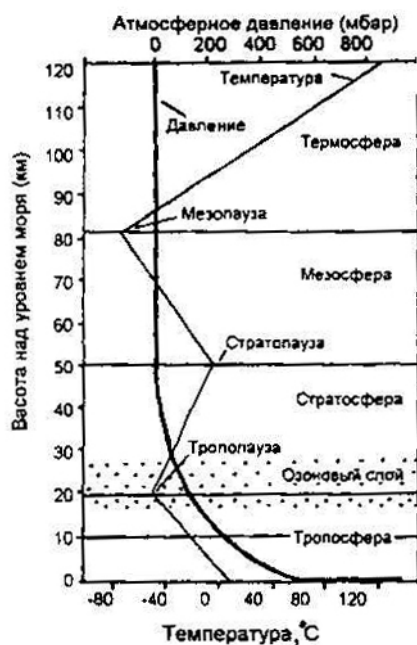
Рис.3.3.9. Начальное образование покрова Семайл на востоке Аравийского полуострова (по Р.Дж. Колмену): 1 – океаническая кора (офиолиты), 2 – континентальная кора, 3 – платформенный чехол, 4 - глубоководные осадки

## Глава 4.0. АТМОСФЕРА И ГИДРОСФЕРА.

Атмосфера представляет собой газовую оболочку Земли, а гидросфера – это прерывистая водная оболочка, состоящая из океанов, морей, озер, рек, болот, подземных вод, ледников и снежного покрова, расположенная на поверхности Земли. В нижней части атмосферы и в гидросфере располагается биосфера. Атмосфера и гидросфера ответственны за многие геологические экзогенные процессы.

Состав атмосферы. Воздух вблизи земной поверхности состоит (без водяного пара) из 78% по объему (76% по массе) азота и 21% по объему (23% по массе) кислорода. 1% почти полностью представлен аргоном. Все другие составляющие сухого воздуха, а это – гелий (He), неон (Ne), метан (CH<sub>4</sub>), водород (H<sub>2</sub>), оксид азота (NO<sub>2</sub>), диоксид серы (SO<sub>2</sub>), радон (Rn), аммиак (NH<sub>3</sub>, озон (O<sub>3</sub>) содержатся в ничтожных количествах. Воздух может содержать также частицы, попадающие в него при извержениях вулканов, лесных пожарах и за счет техногенной деятельности человека. Особенно опасны аэрозоли от окисления газов, содержащих серу, хлорфторуглероды. Хорошо известны кислотные дожди, возникающие за счет промышленной деятельности человека. Наибольшая концентрация твердых частиц и аэрозолей наблюдается в приземных слоях атмосферы и на высотах 14 - 25 км в так называемом *слое Юнга*.

Строение атмосферы характеризуется наличием целого ряда сфер, выделяющихся



на основании изменения температуры (рис. 4.1). *Тропосфера* – это нижний слой атмосферы до 10 км высотой с постоянным падением температуры примерно на 0,6°С на 100 м высоты. На верхней границе тропосферы выделяется слой постоянных температур – *тропопауза* (1-2 км). Выше, до высот 50-55 км располагается *стратосфера*, в которой наблюдается рост температур до верхней ее границы – *стратопаузы*, где температура почти такая же, как у поверхности Земли, что связано с поглощением солнечного излучения ОЗОНОМ.

Рис. 4.1. Строение атмосферы. На высотах 17 - 26 км располагается озоновый слой (O<sub>3</sub>), задерживающий ультрафиолетовое излучение



Водяной пар содержится в стратосфере в ничтожных количествах, но на высоте около 25 км присутствуют переохлажденные капельки воды, образующие тонкие *перламутровые облака*.

Над стратопазузой до высоты в 80 км находится *мезосфера*, в которой температура снова понижается до  $-100^{\circ}\text{C}$  и венчается слой, с давлением воздуха в 100 раз меньшим, чем у поверхности Земли – *мезопазузой*. В этих 3-х слоях заключено 99,5% всей массы атмосферы.

Выше мезопазузы располагается *термосфера*, в которой температура снова резко повышается до  $+1200-1500^{\circ}\text{C}$  на высотах в 250 км, а верхняя граница термосферы находится на уровне 800-1000 км, выше которого выделяется *экзосфера* или сфера ускользания газов. Космические исследования показали, что еще до высот в 20 000 км простирается т.н. *земная корона*, в которой на  $1\text{ см}^3$  приходится около 1000 частиц газа.

Климат Земли определяется атмосферной циркуляцией, теплооборотом и влагооборотом, а также и астрономическими факторами – наклоном оси вращения Земли к плоскости эклиптики, светимостью Солнца и т.д. Климат, присущий отдельно взятому региону, определяется рядом факторов: географической широтой, наличием морей и суши, рельефом, растительностью, ледовым покровом и другими. От климата зависит характер выветривания и другие экзогенные геологические процессы.

Гидросфера – это прерывистая оболочка Земли от распространения воды в атмосфере, до нижней границы подземных вод. Водяной пар содержится в атмосфере от 0,2% в высоких широтах до 4% в тропическом экваториальном поясе и постоянно поступает в атмосферу при испарении воды с поверхности водоемов, почвы, а также растительностью (транспирация). Вода Мирового океана покрывает 71% поверхности Земли ( $361\text{ млн. км}^2$ ), если сюда присоединить все остальные водоемы, то –  $383\text{ млн. км}^2$ , с учетом зимнего снежного покрова –  $443\text{ млн. км}^2$ , т.е. 83% площади поверхности земного шара (рис. 4.2).

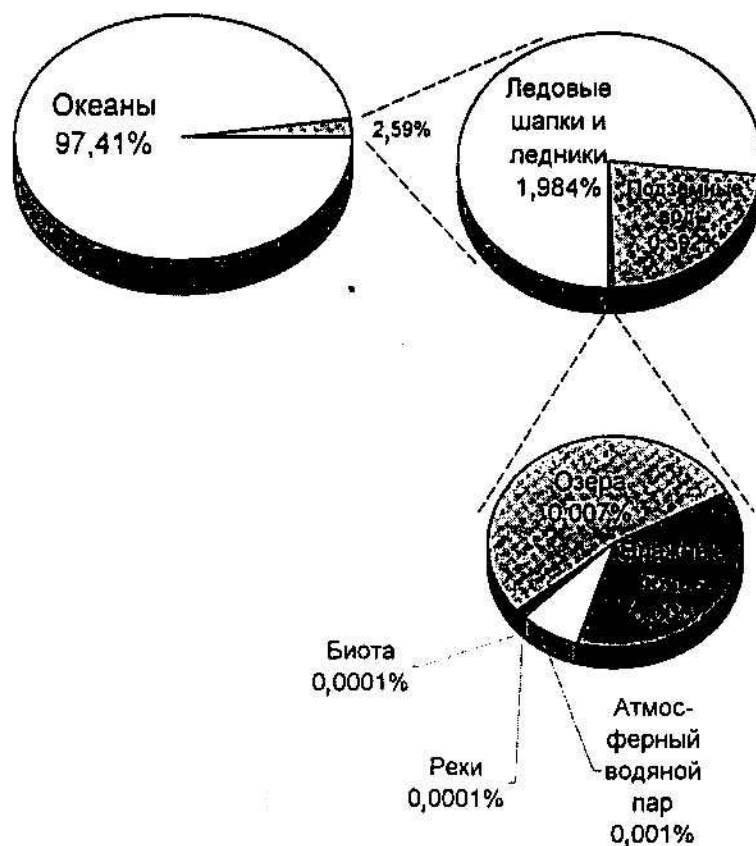


Рис. 4.2. Распределение воды на Земле

Роль океанов заключается и в том, что их вода, будучи теплее в среднем, чем атмосфера, на  $3^{\circ}\text{C}$ , непрерывно обогревают последнюю, имея запас тепла в 21 раз больше, чем в атмосфере. Между атмосферой и гидросферой все время осуществляется сбалансированный обмен теплом.

На Земле происходит постоянный и хорошо известный круговорот воды, включающий в себя океаническое и материковое звенья, которые связаны друг с другом, т.к. водяной пар переносится с океана на сушу и, наоборот, а также поверхностным и подземным стоком с суши в океан. Водяной пар, переносимый с океана на сушу составляет  $47 \text{ км}^3$ , в то время как с поверхности Мирового океана ежегодно испаряется  $505 \text{ тыс. км}^3$  воды, а возвращается атмосферными осадками  $458 \text{ тыс. км}^3$ . На поверхность суши ежегодно выпадает  $119 \text{ тыс. км}^3$  осадков. Поверхностный сток суши составляет  $44,7 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ , а подземный –  $2,2 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ , из них водный сток рек –  $41,7 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ , а ледниковый сток –  $3,0 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ . Естественно, что ледниковый сток Антарктиды больше всего. Атмосферные осадки в каждом конкретном районе суши складываются из влаги, испарившейся в этом районе и влаги, привнесенной извне.

## Глава 5.0. ВЫВЕТРИВАНИЕ.

Большинство геологических процессов на поверхности Земли обусловлены действием солнечной энергии и силы тяжести. Такие процессы называются *экзогенными*. Все горные породы под воздействием целого ряда факторов постепенно разрушаются – *выветриваются*. Образовавшиеся мелкие обломки – дресва, песок, глина смываются дождем, водными потоками, т.е. перемещаются. Этот процесс называется *денудацией* (денудо – смыв, лат.). В дальнейшем весь рыхлый материал где-то накапливается – происходит его *аккумуляция*. Процесс разрушения первоначально монолитных горных пород – выветривание является очень важным в ряду выветривания, денудации и аккумуляции. Приходя в контакт в поверхностной части Земли с атмосферой, гидросферой и биосферой горные породы, ранее находившиеся на глубине, подвергаются изменению своего состояния, нарушению сплошности и, наконец, дезинтеграции, разрушению на мелкие частицы.

Какие же процессы приводят к выветриванию горных пород? Прежде всего это физическое, механическое разрушение, а также химическое и биохимическое разложение минералов и горных пород. Воздействие этих факторов усиливается тем, что как в магматических, так и в осадочных породах, всегда присутствуют первичные трещины или трещины отдельности, возникшие при сокращении объема породы, после ее остывания или образования. Следовательно, увеличивается площадь соприкосновения породы с воздухом и водой, в трещины легко проникают корни растений (рис. 5.1) Механическое разрушение породы связано, как

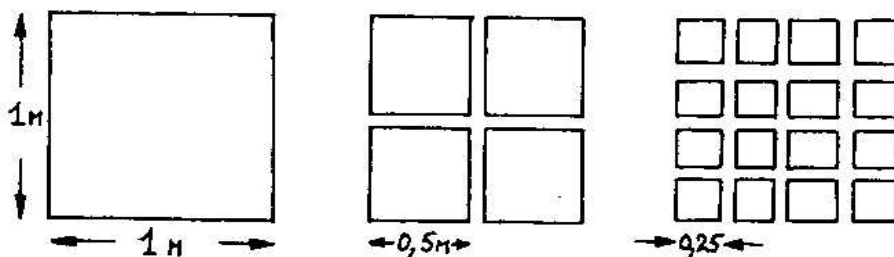


Рис. 5.1. Увеличение поверхности выветривания породы по мере ее растрескивания

с особенностями состава и строения самой породы, так и внешними воздействиями. Первичные трещины в породах, по мере эрозии залегающих выше толщ, высвобождают усилия давления и расширяются, разрушая материнские породы.

Однако, наиболее существенным физическим фактором, вызывающим дезинтеграцию пород, являются температурные колебания, как суточные, так и сезонные. Темная поверхность горной породы летом может нагреваться до  $+60^{\circ}\text{C}$ , а в пустынях и выше. В тоже время внутренняя часть породы гораздо холоднее. Ночью температура

падает, а днем снова возрастает. Так происходит температурное «раскачивание» не только разных частей породы, но и ее минеральных составляющих, особенно в полиминеральных породах, таких как граниты, гнейсы, лавы с крупными кристалликами-вкрапленниками. Разные минералы обладают различными коэффициентами объемного расширения, причем даже в одном минерале этот коэффициент меняется в зависимости от направления. Расширяясь и сжимаясь в разной степени минералы провоцируют микронапряжения в горной породе, которые расшатывают ее «скелет» и она рассыпается на мелкие обломки – *дресву*.

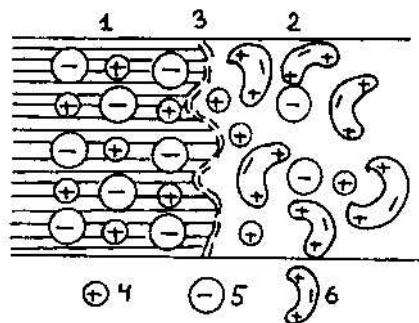
Когда поверхность горных пород в каком-либо обнажении нагревается сильнее внутренних частей и, соответственно, расширяется больше, то наблюдается отслаивание, шелушение породы параллельно поверхности обнажения. Такой процесс называется *десквамацией*.

### **5.1. Механическое, химическое и биологическое выветривание.**

Морозное или механическое выветривание связано с увеличением объема воды, попавшей в трещины, при замерзании. Вода, замерзая превращается в лед, объем которого на 10% больше и при этом создается давление на стенки, например, трещины, до 200 Мпа, что значительно больше прочности большинства горных пород. Такое же расклинивающее действие на породы оказывают кристаллы соли при их росте из раствора. Механическое расклинивающее воздействие на горные породы оказывают корни деревьев и кустарников, которые увеличиваясь в объеме создают большое добавочное напряжение на стенки трещины. Хорошо известно как раньше раскалывали гранитные блоки. В них забивали дубовые клинья, поливали их водой и разбухший клин разрывал породу на блоки. Даже мелкие грызуны, а также черви, муравьи и термиты оказывают механическое воздействие на горную породу, роя ходы до 1,5 м глубиной. Земляные черви способны переработать до 5 т почвы на 1 га за 1 год. При этом поверхностные слои почвы обогащаются гумусом. Улитки высверливают глубокие ходы в карбонатных породах, а муравьи роют неглубокие, но многочисленные ходы, разрыхляя почву и способствуя проникновению в нее воздуха.

Очевидно, что температурное выветривание шире всего проявляется в условиях жаркого климата, особенно в пустынях, где велики перепады дневных и ночных температур, достигающие 50°C. Морозное выветривание свойственно полярным и субполярным областям, а также высокогорьям, для которых характерны развалы обломков горных пород.

Химическим выветриванием называется разрушение горных пород под воздействием воды, кислорода, углекислоты и органических кислот, содержащихся в воздухе и воде и воздействующих на поверхность пород, растворяя их (рис. 5.2).



Химическое выветривание представлено несколькими основными типами: растворением, окислением, гидратацией, восстановлением, карбонатизацией, гидролизом.

Рис. 5.2. Схема взаимодействия воды с поверхностью минерала. Молекулы воды способны отрывать ионы от минерала: 1 – минерал; 2 – раствор; 3 – поверхность минерала; 4 – катион; 5 - анион; 6 – молекула воды.

Растворение играет наиболее важную роль, т.к. связано с воздействием воды, в которой растворены ионы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . Особенно существенны ионы водорода ( $\text{H}^+$ ), гидроксильный ион ( $\text{OH}^-$ ) и содержание  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$  и органических кислот. Как известно, концентрация ионов  $\text{H}^+$  оценивают в виде pH – логарифма концентрации ионов. При pH=6 растворимость железа в 100 000 раз (!) больше, чем при pH=8,5. Глинозем –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , практически нерастворимый при pH от 5 до 9, при pH < 4 прекрасно растворяется. Кремнезем –  $\text{SiO}_2$  значительно увеличивает свою растворимость при переходе от кислых растворов с pH < 7 к щелочным pH > 7. Отсюда ясно, какую важную роль играют водородный ион в ускорении процессов химического выветривания, в частности, растворения.

Хорошо растворяются соли хлористо-водородной и соляной кислот. Так, на 100 частей воды по весу растворяется NaCl – 36 частей, RCl – 32Б MgCl – 56, CaCl – 67. Карбонаты и сульфаты растворяются хуже, например, на 10000 частей воды всего 20 частей  $\text{CaSO}_4$  или 25 частей  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Еще хуже растворяются карбонатные породы% известняки, мергели, доломиты. Однако, если растворение продолжается длительное время, то возникает большое разнообразие *карстовых форм* рельефа, включая глубокие, многокилометровые пещеры (см. гл. 8.0 ).

Окисление представляет собой взаимодействие горных пород с кислородом и образование оксидов или гидроксидов, если присутствует вода. Сильнее всего окисляются закисные соединения железа, марганца, никеля, серы, ванадия и других элементов, которые легко соединяются с кислородом. Легко окисляется такой распространенный минерал, как пирит:



Таким образом, на «выходе», после окисления получается такой распространенный минерал как лимонит или бурый железняк. На многих месторождениях сульфидных руд встречается «шляпа» или «покрышка» из бурого железняка – результат одновременных окисления и гидратации. Для нижних частей почвы характерны *отрзанды*, корки лимонита, цементирующего песка.

Следы окисления в виде пород, окрашенных в бурый, охристый цвет наблюдаются везде, где в породах содержатся железистые минералы или их включения. Во влажном и жарком климате при испарении воды образуются бедные водой минералы группы гематита  $Fe_2O_3$ , обладающие красной окраской. Вот почему в тропических областях коры выветривания превращаются в твердую красную породу – *латерит* (латер – кирпич, лат.).

Восстановление происходит в условиях отсутствия химически связанного кислорода, когда сильным восстановителем является органическое вещество, сформировавшееся в результате отмирания болотной растительности. При этом необходимы анаэробные условия в неподвижной, застойной воде, например, в болотах. Восстановительные процессы превращают породы с оксидом железа, окрашенные в бурые, желтые и красноватые цвета, в серые и зеленые. Под торфом иногда возникает серо-зеленая глинистая масса, называемая глеем.

Гидролиз – это довольно сложный процесс, особенно затрагивающий минералы из группы силикатов и алюмосиликатов. Происходит он при взаимодействии ионов  $H^+$  и  $OH^-$  с ионами минералов, следовательно, для гидролиза всегда необходима вода. Гидролиз приводит к нарушению первичной кристаллической структуры минерала и возникновению новой структуры уже другого минерала. Наиболее распространенный пример – это гидролиз ортоклаза, одного из полевых шпатов, часто встречающегося в горных породах, особенно в гранитах. Гидролиз в присутствии  $CO_2$  приводит к образованию нерастворимого минерала каолинита и выносу бикарбоната калия и кремнезема:



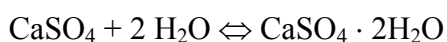
Ортоклаз

каолинит

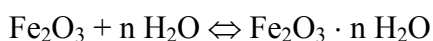
Каолиновая глина, покрывая панцирем выветривающуюся породу, препятствует ее дальнейшему разрушению. Будучи довольно устойчивым минералом, каолинит при определенных условиях способен к дальнейшему разложению с образованием еще более устойчивых минералов, например, гиббсита –  $AlO(OH)_3$ , входящего в состав боксита, основной руды для получения алюминия.

Карбонатизация представляет собой реакцию ионов карбоната и бикарбоната с минералами, которая ведет к образованию карбонатов кальция, железа, магния и других. Большая часть известных нам карбонатов хорошо растворяется в воде и выносится из зоны выветривания. Именно поэтому грунтовые воды в таких местах обладают высокой жесткостью.

Гидратация – это процесс присоединения воды к минералам и образование новых минералов. Самый простой пример – переход ангидрита в гипс:



Или гематита в гидроокислы железа:



Объем породы при гидратации увеличивается, что может привести к деформациям отложений.

Биологическое выветривание. Живое вещество, с точки зрения В.И.Вернадского, создает химические соединения, которые могут производить большую геологическую работу.

Горные породы на своих поверхностях содержат огромное количество микроорганизмов. На 1 г выветрелой породы может приходиться до 1 млн. бактерий. Как только порода начинает выветриваться, на ней сразу же поселяются бактерии и сине-зеленые водоросли, затем лишайники и мхи, которые растворяют и разрушают поверхностный слой породы и после их отмирания на ней образуются углубления, ямки, борозды, заполненные сухой биомассой отмерших организмов. Изучение поверхности камней под микроскопом, слагающих древние храмы, дворцы, церкви, жилые здания и т.п. показывает, что на них находится множество разнообразных организмов – бактерии (цианобактерии, актиномицеты), водоросли, грибы, протисты, членистоногие, лишайники и др. Наиболее распространены грибные гифы (ветвящиеся тяжи) и микроколонии из округлых клеток. Грибы, как правило, интенсивно окрашены различными пигментами – меланином, каротиноидами, микроспоринами, которые вызывают потемнение трещин и придают поверхности мрамора, например, красновато-бурый, бурый – почти черный цвет. Еле заметные трещинки на поверхности камней обладают другими экологическими обстановками, нежели обстановки на гладкой поверхности породы. Там больше влаги и меньше света. Поэтому в субэкральных пленках на поверхностях камней преобладают микроскопические грибы, гифы которых активно растут, удлиняются и, в конце концов, покрывают всю поверхность камня.

Таким образом, на поверхности горных пород формируются сообщества микроорганизмов, играющие важную роль в процессах выветривания.

Биота, поселившаяся на поверхности горных пород, извлекает из нее необходимые для жизни химические элементы – P, S, K, Ca, Mg, Na, B, Sr, Fe, Si, Al и др., что подтверждается их большим содержанием в золе растений, выросших на горных породах. Даже Si извлекаются из кристаллических решеток алюмосиликатов. Следовательно, организмы участвуют в разложении минералов. Однако, они и возвращают новые химические элементы в геологическую среду. Тем самым происходит круговорот веществ, обусловленный активностью биоты.

Следует отметить, что в процессах химического выветривания организмы участвуют и косвенным путем выделяя, например, кислород при фотосинтезе, образуя CO<sub>2</sub> при отмирании растений, провоцируя образование весьма агрессивных органических кислот, которые резко усиливают растворение и гидролиз минералов. Такое воздействие наиболее интенсивно происходит во влажном, тропическом климате, в густых болотистых лесах, в которых опад (отмершие растения, листья и др.) составляет почти 260 ц/га. Вода в подобных джунглях обладает кислой реакцией и активно растворяет горные породы, нарушая связи в кристаллической решетке минералов.

## 5.2. Процессы гипергенеза и коры выветривания

Под *зоной гипергенеза* понимается поверхностная часть земной коры непрерывно подвергаемая воздействию различных экзогенных факторов и в которой горные породы стремятся войти в равновесие с непрерывно изменяющейся окружающей геологической средой. Термин «гипергенез», введенный А.Е. Ферсманом, знаменитым Российским минералогом, по существу является синонимом термину «выветривание». Гипергенные процессы проникают далеко вглубь поверхностной части земной коры и видоизменяют ее в сильно расчлененном горном рельефе на сотни метров и даже первые км.

Типы гипергенеза, установленные Б.М.Михайловым, включают в себя следующие обстановки. *Поверхностный (континентальный) гипергенез* происходит на поверхности суши и проникает вглубь с помощью нисходящей воды. К наиболее важным образованиям поверхностного гипергенеза относятся:

1. Элювий или кора выветривания представляет собой геологическое тело, развитое на определенной площади или вдоль какой-либо зоны в горных породах, сложенное продуктами переработки поверхностных горных пород процессами физического, химического и биохимического выветривания. Элювий не перемещается, он остается на месте разрушенных пород. Естественно, что процессы формирования элювия развиваются на слабо расчлененном, выровненном рельефе, достигшем стадии зрелости. Именно в таких условиях и формируются коры выветривания, представляя собой остаточные продукты разрушения пород. Кора выветривания, как и ее мощность зависит от ряда



факторов. Наиболее благоприятные условия создаются при высокой температуре, высокой влажности и выровненном рельефе. В таких условиях жаркого гумидного климата образуются латеритные красные коры выветривания, состоящие из минералов гидрооксидов и оксидов алюминия, железа и титана с примесью каолинита

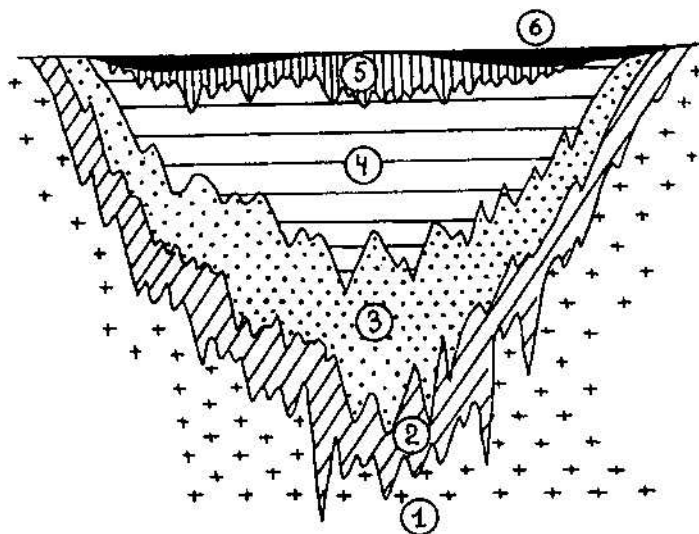


Рис. 5.4. Кора выветривания в тропической лесной зоне ( по Н.М.Страхову): 1 – граниты, 2 – слабо измененная химически зона дресвы, 3 – гидрослюдисто-монморилонитово-бейделитовая зона, 4 – коалинитовая зона, 5 – охры  $Al_2O_3$ , 6 – панцирь ( $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ )

В связи с тем, что верхняя часть коры выветривания обладает наибольшей степенью разложения первичного материала, в ней присутствуют глинозем ( $Al_2O_3$ ) и гидроокислы железа, которые придают элювию в сухом состоянии высокую прочность, напоминая красный кирпич. Эта твердая самая верхняя часть латеритной коры выветривания называется панцирем или кирасой (кираса – панцирь, фр.). Нижняя часть латеритной коры выветривания имеет неровную границу, с глубокими карманами над более раздробленными участками пород, где залегает дресва – мелкие обломки этих же коренных горных пород.

В областях с гумидным климатом распространен глинистый элювий – слой или толща глин, в которых сохраняется реликтовая структура коренных пород.

Над рудными залежами сульфидных руд иногда образуются рудные «шляпы», специфические коры выветривания, прочные корки из разложившихся сульфидных минералов.

2. Иллювий или инфильтрационная кора выветривания, еще один из типов гипергенеза, в котором вещество, замещающее коернные породы, привнесено извне. Иллювиальные коры выветривания имеют различный состав и мощность в зависимости от химического состава инфильтрующего раствора, физико-химических и климатических обстановок. Встречаются сульфатные, карбонатные, кремнистые и соляные (солончаки и солонцы) иллювиальные коры выветривания.

Выделяется также подводный гипергенез или гальмиролиз. Этот процесс связан с воздействием морской воды на отложения океанского или морского дна. Магматические

породы в этом случае располагаются с образованием глин, а вулканические пеплы превращаются в особую глинистую массу.

Современные коры выветривания обладают небольшой мощностью и они, как правило, еще не сформировались, т.к. время было недостаточно. В далекие геологические времена, когда большие пространства континентов обладали слабо расчлененным, выровненным рельефом, в условиях благоприятного климата формировались мощные до 100 и более метров коры выветривания, обладающие характерным вертикальным профилем. В их основании располагалась дресва коренных пород, сменяемая выше зоной с гидрослюдами и в верхней части разреза находилась толща каолиновых глин. Подобный стиль разреза древней, мезозойской коры выветривания характерен для гранитных пород Урала, а для других коренных пород зональная последовательность в коре выветривания может быть иной. С древними корами выветривания связаны разнообразные полезные ископаемые, такие как, бокситы, основное сырье для получения алюминия; гидроокислы и окислы железа, марганца; гидросиликаты никеля, развитые по ультраосновным породам и многие другие.

В настоящее время мы наблюдаем лишь сохранившиеся остатки древних кор выветривания, уцелевших от эрозии в западинах и карманах рельефа. А раньше они были площадными, занимая большие пространства или, наоборот, имели линейный характер, будучи приуроченными к раздробленным зонам крупных разломов.

Чаще всего перечисленные выше типы выветривания действуют одновременно. Однако, под воздействием климата, водного режима, смены суточной и сезонной температур, решающим становится какой-нибудь один тип, подчиняясь климатической зональности. Так, во влажной тропической зоне химическое выветривание, благодаря высокой температуре протекает интенсивно, с максимумом выщелачивания. Несколько менее энергично такое же выветривание происходит в таежно-подзолистой зоне. В пустынях, полупустынях и тундре преобладает физическое выветривание, тогда как химическое сходит на нет (рис. 5.3).

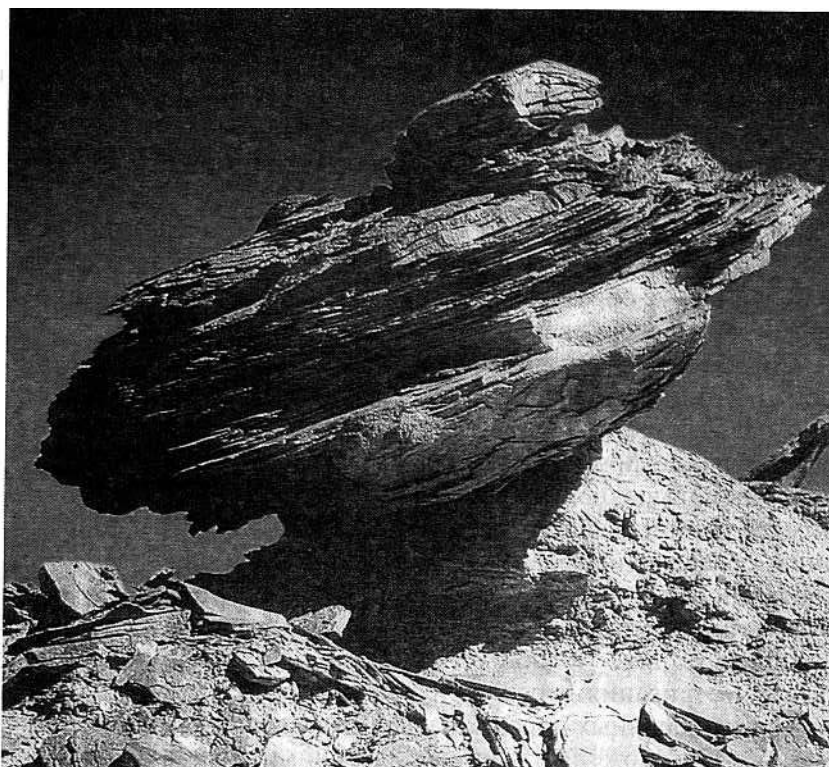


Рис. 5.3. Физическое выветривание в пустыне (Китай). Более твердые породы образуют «каменные грибы».

Выветривание происходит всегда и везде. Даже на пирамиде Хеопса в Гизе, в предместье Каира, за последние 1000 лет потеря материала поверхности известняковых блоков составила 0,2 мм, а гранитных облицовочных плит - 0,002 мм/ год. Современное загрязнение воздушной среды способствует быстрому выветриванию древних каменных скульптур, храмов и памятников.

### 5.3. Образование почв и их свойства

Практически вся поверхность суши покрыта тонким слоем почвы, энергетически и геохимически весьма активным, в котором проявляется взаимодействие между живыми организмами, атмосферой, гидросферой и горными породами.

Более 100 лет назад великий русский ученый В.В.Докучаев показал, что почва представляет собой самостоятельное, очень тонкое природное тело, созданное из почвообразующих пород, растительности, животного мира, климата и рельефа. Коренные горные породы, на которых формируется почва, играют решающую роль в химическом и минеральном составе почвы, а живые организмы обуславливают формирование органического вещества в почве – *гумуса*. Академик В.И.Вернадский когда-то назвал почву *биокосным* телом, подразумевая под этим взаимодействие как живых организмов, так и коренных (косных) горных пород.

Почвы относятся к наиболее сложным природным телам и в настоящее время на мировой почвенной карте их выделено 133 типа, разделяемые еще более дробно. Почвы

различных типов характеризуются набором горизонтальных слоев, называемых *генетическими горизонтами* (рис. 5.4):

A – гумусово-аккумулятивный поверхностный горизонт, в котором скапливаются органические вещества и элементы питания для растительности

E – элювиальный или горизонт вымывания. Назван так потому, что нисходящий поток воды вымывает из него Fe, Mn, Ca, Mg.

B – иллювиальный или горизонт вмывания, т.к. в нем накапливаются вещества, вымытые из горизонта E.

B<sub>Ca</sub> – горизонт скопления карбонатов кальция

G – глеевый горизонт с восстановительной обстановкой, в которой Fe<sup>3+</sup> восстанавливается до Fe<sup>2+</sup>

C и D – почвообразующие и подстилающие горные породы

Эти генетические горизонты в разных почвах различаются между собой и их сочетания отличаются большим разнообразием, но, что важно, наличие одного горизонта обусловлено существованием другого, например, иллювиальный горизонт B, в котором накапливаются вещества, не может существовать без горизонта E, из которого эти вещества вымываются.

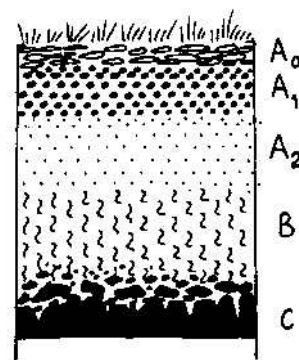


Рис.5.5. Нормальный почвенный профиль. Горизонты: A<sub>0</sub> – неразложившиеся или слабо разложившиеся органические остатки, A<sub>1</sub> – гумусовый, A<sub>2</sub> – элювиальный, или почвенного выветривания, B – иллювиальный, или горизонт вмывания, C – коренные породы

Во всех типах почв, в черноземах, подзолистых, тундровых, каштановых, тропических и субтропических, торфянистых, солончаковых, пойменных и других, содержатся все известные химические элементы. Первое место занимает кислород, затем кремний, алюминий и железо. Все остальные элементы в сумме не превышают 5-6%, однако в торфянистых почвах много углерода. В каждом типе почв много органических веществ, но не тех, которые содержатся в растительных и живых организмах, а вновь образовавшихся. Это, прежде всего, гуминовые кислоты и фульвокислоты, являющиеся характернейшей особенностью почв. Гуминовые кислоты – темные органические соединения с 50-60% углерода и еще многих веществ. Темная окраска обусловлена длинной цепью сопряженных двойных связей –C =C – C = C -. Именно они придают

черноземным почвам черный цвет Гуминовые кислоты растворимы только в водных растворах щелочей, а фульвокислоты также и в воде.

Второй важнейшей составляющей любых почв является фракция, размер частиц которой 0,002-0,001 мм, состоящих преимущественно из глинистых минералов, например, каолинита и монтмориллонита. Присутствуют также частицы кварца, полевых шпатов, слюд, а в засоленных почвах – минералы – соли NaCl, KCl, MgCl<sub>2</sub>, CaCl<sub>2</sub>, которые в период дождей растворяются, а в сухое время кристаллизуются.

Хорошие черноземные почвы – это основа плодородия, дающего возможность существованию человека. Деградация почв представляет собой катастрофу, вызываемую эрозионными и дефляционными (дефляро – сдувать, лат.) процессами, засолением, техногенными воздействиями. *Почвенный гумус* аккумулирует в себе колоссальные запасы углерода и биогенных элементов, а, следовательно, он является и аккумулятором солнечной энергии. Почвенный покров Земли обеспечивает существование биоценозов и является необходимым условием существования жизни на Земле. В почве непрерывно протекают сложные обменные процессы, в результате которых свойства почв меняются и может происходить саморазвитие почв. Почвенный покров создается тысячелетиями, но неразумная техногенная и сельскохозяйственная деятельность может разрушить его в считанные годы, несмотря на то. Что почвы, даже черноземы, способны к самовосстановлению – *гомеостазу*.

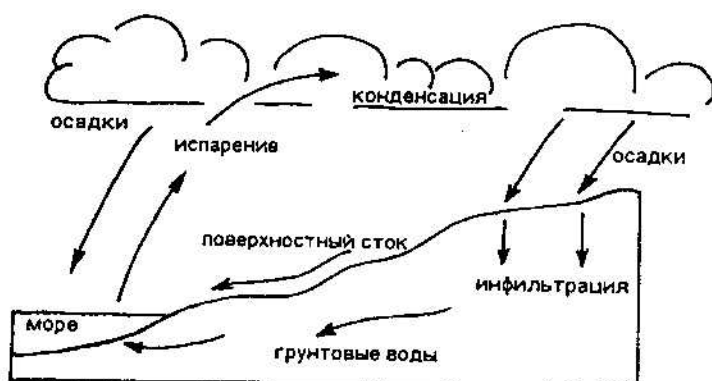
Следует отметить, что во многих разрезах четвертичных отложений наблюдаются горизонты *погребенных почв*, т.е. таких, которые уже не входят в сферу биологического круговорота, они не могут продуцировать гумус и являются «мертвыми» почвами.

## Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

Водные потоки производят огромную геологическую работу на поверхности суши. Реки, ручьи, ручейки переносят основную массу продуктов выветривания, вынося их в озера, моря и океаны. Ежегодный твердый сток (вынос) всех рек в мире оценивается цифрой около 17 млрд. т, что намного больше, чем переносится всеми другими геологическими агентами, например, ветром и ледниками. Реки, как известно, бывают крупными - Волга, Днепр, Лена, Обь, Енисей, Миссисипи, Нил, Хуанхэ, Ганг и другие с мощным постоянным водотоком, а бывают и мелкими, небольшой длины. Иногда водотоки носят временный, но бурный характер, особенно в горных районах после ливней или во время таяния снегов. Вода, выпадая в виде атмосферных осадков, просачивается в верхние слои земной коры, образуя грунтовые воды, которые и дают начало рекам. Затем из них, озер и морей вода испаряется, снова выпадая на поверхность суши. Так осуществляется круговорот воды.

В цифрах круговорот воды в гидрологическом цикле выглядит следующим образом. С поверхности океана ежегодно испаряется  $455 \text{ км}^3$  воды, с поверхности суши –  $62 \text{ км}^3$ . На поверхность океана выпадает  $409 \text{ км}^3$  осадков, суши –  $108 \text{ км}^3$ . Река и выносятся в моря и океаны  $46 \text{ км}^3$ . Воды океанов составляют 97,5% всего объема на поверхности Земли, ледники – 1,8%, подземные воды – 0,63%, а реки и озера – 0,02% (рис.6.1.1).

Дождевая эрозия. Любой дождь производит большую работу. Так, средний по мощности ливень с диаметром капли в 0,27 см и конечной скоростью капли при падении на землю в 7 м/с, способен произвести работу, эквивалентную подъему слоя почвы в 10 см на высоту в 2 м. Падающие капли, выбивая тонкий пылеватый материал, оставляют на поверхности маленькие столбики почвы, прикрытые сверху более крупными камушками или частицами почвы, а вода стекает по уклону безрусловыми тонкими струйками, которые несут с собой мелкий обломочный материал и образуют *делли* – плоскодонные



неглубокие ложбины. Более глубокие промоины – *борозды* и *рытвины*, дают начало овражной сети. Если склон покрыт густой растительностью, то вода, стекая

Рис. 6.1.1. Схема гидрологического цикла

по нему, не вымывает почву, т.к. травяной покров этому препятствует. Но в степных районах ручейки на склонах осуществляют уже большую работу, смывая много почвенного материала. Происходит, как говорят, *плоскостной смыв*, продукты которого, накапливаясь на вогнутых частях склонов или у их подножья, называются *делювием* (лат. Deluo – смываю) (рис. 6.1.2).

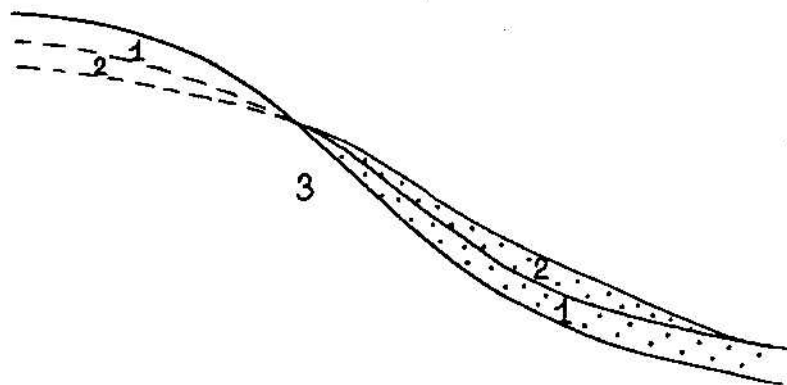


Рис. 6.1.2. Накопление делювиальных отложений у подножья склона. Точки – делювий: 1, 2 - стадии смыва материала со склона, 3 – коренные породы

Делювиальные шлейфы суглинков и супесей обычно широко развиты в равнинных, слабохолмистых областях, а также в горных районах. Т.к., делювиальные отложения формируются плоскостным смывом, в их структуре наблюдаются следы водной сортировки, обогащение отдельных слоев мелкими обломками, дресвой, причем вниз по склону размер обломков уменьшается. Слоистость в делювиальных отложениях всегда параллельна коренному склону и в разрезах делювия нередко наблюдаются горизонты погребенных почв, свидетельствующих о периодах более влажного климата, когда делювиальные шлейфы покрывались растительностью. Мощность делювиальных отложений обычно составляет первые метры, но порой достигает и 15-20 м.

#### 6.1. Временные водные потоки.

Временные водные потоки возникают при выпадении атмосферных осадков или при таянии снегов. В остальное время сток в равнинных условиях приводит к формированию оврагов, т.к. отдельные безрусловые потоки сливаясь в более крупный ручей, способны размывать склоны, эродировать их (лат. «эродо» – размываю), образуя уже более глубокие борозды – зарождающиеся *овраги*. Учение о формировании и развитии оврагов хорошо разработано русскими учеными А.П.Павловым и В.В.Докучаевым.

Образование оврага начинается с неглубокой борозды или рытвины на склоне. В дальнейшем борозда наряду с углублением, наращивает свою долину как вверх, так и вниз

по склону. Продольный профиль зарождающегося оврага в это время неровный, а его устье еще не достигает подножья склона – *базиса эрозии* и, как бы «висит» на склоне, поэтому и называется висячим. Вершина оврага в это же время продвигается вверх по склону, овраг как бы «пятится». Такой вид эрозии носит название «регрессивной» или «пятящейся» эрозии (рис. 6.1.3). Постепенно овраг своим истоком приближается к

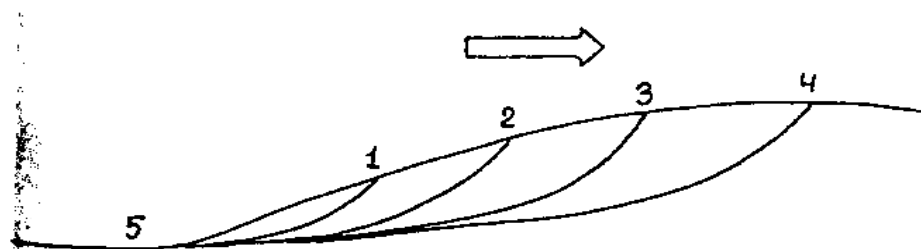


Рис. 6.1.3. Пятящаяся эрозия оврага. Рост оврага происходит в направлении стрелки. 1-4 - стадии роста; 5 – базис эрозии оврага

водоразделу, а устьем – к базису эрозии. Интенсивная эрозия углубляет дно или талвег оврага, по которому переносится мелкоземистый материал. Достигнув, наконец, своего базиса эрозии, овраг вступает в зрелую стадию своего развития, его продольный профиль приобретает вогнутую форму, а поперечный – V – образную, с крутыми осыпающимися склонами, которые стремятся достигнуть угла естественного устойчивого откоса. Постепенно профиль оврага становится очень пологим в своей нижней части и крутым в верхней. Вода, периодически текущая по дну оврага, переносит мелкий, плохо окатанный и сортированный материал, формируя его скопления около устья, т.н. *конус овражного выноса*. В южных регионах России и Украины развивается обширная сеть оврагов с расширенным, плоским дном и пологими склонами. Такие овраги называются балками.

Овраги, если с ними не бороться, растут быстро – от 1-1,5 м/год, например, в районе Нижнего Дона, до 3-5 м/год – в Северном Предкавказье. Особенно их рост ускоряется там, где на поверхности залегают рыхлые породы, которые быстро размываются. Регрессивная эрозия может за считанные годы вывести из сельскохозяйственного оборота большие площади пахотных земель, т.к. от главного ствола оврага начинают отходить более мелкие ответвления, а от них – еще более мелкие и скоро все пространство покрывается дренажной сетью промоин, рытвин, отвержков (ответвлений) и оврагов.

Чтобы замедлить или прекратить рост оврагов, следует перегораживать их долины, начиная от верховий, поперечными препятствиями, которые замедляли бы сток воды. Еще лучше ликвидировать в зародыше рытвины и промоины. Многие районы Мира с легко размываемыми породами, например, лёссами и лёссовидными суглинками, покрыты



сплошной сетью оврагов. Такие участки называются *бэдленды* (англ. Бэд – плохой, лэнд – земля, поверхность) (рис. 6.1.4).



Рис. 6.1.4. Бэдленд. Китай

Временные горные потоки. Во многих горных районах под влиянием бурного, летнего таяния снегов и ледников, а также в результате кратких, но сильных грозных ливней, возникают мощные временные водотоки, нередко содержащие в себе очень много обломочного материала ( до  $100-150 \text{ кг/м}^3$ ) и обладающие поэтому большой плотностью, оказывающие разрушительное воздействие на любые препятствия, склоны и русла долин временного стока. Такие высокоплотностные потоки называются *селями* (арабск. саль – бурный поток). Когда количество обломочного материала достигает в потоке 80%, это уже не водный, а грязекаменный поток. В таком потоке плывут и не тонут каменные глыбы диаметром до 2-х и более метров (рис.6.1.5).

Сели возникают внезапно и производят большие разрушения на своем пути. Особенно часто их образование связано с прорывом высокогорных озер, расположенных в конечных моренах высокогорных ледников (рис.6.1.6). Летом 2000 г. катастрофические сели прошли на Северном Кавказе, в долине р. Баксан, где были разрушены многоэтажные здания в г. Тырнауз, снесены мосты, размыто сотни метров шоссе. Город Алма-Ата в Казахстане всегда был подвержен сильным селям, спускавшимся по р. Алмаатинка. 8 июня 1921 г. колоссальный сель снес в городе много домов, завалил улицы глыбами камней и оставил много глины и песка на улицах. Были и человеческие жертвы. Каждый год сели приводят к разрушениям и человеческим жертвам в горных районах Таджикистана. Сели – это стихийное бедствие, которое можно предсказать, если создать специальную службу, следящую за опасными местами возникновения селей. Другой способ – это воздвигнуть поперек селеопасной долины высокую дамбу, служащую ловителем селя (рис. 6.1.7). Так поступили в Алма-Ате, с помощью направленного взрыва воздав плотину высотой в 300 м поперек речки Алмаатинки в урочище Медео

выше города. Она выдержала удары многих селей, в том числе гигантского селя летом 1973 г., но потом ее пришлось еще наращивать, т.к. предплотинное пространство оказалось затопленной селевыми отложениями.

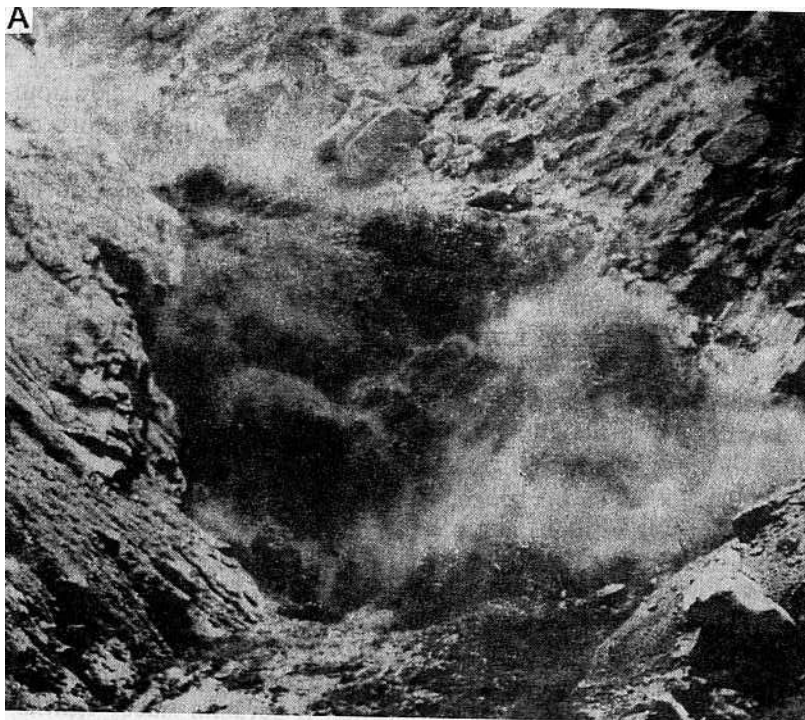


Рис. 6.1.5. А. Грязекаменный поток «Голова». Чемолган; Б. Вход первой волны грязекаменного потока 15 июля 1973 г. в селехранилище в урочище Медео

Кроме селевых, бурных водных и грязекаменных потоков, в горных областях развиваются также временные водотоки, возникающие во время дождей. Такие водотоки обычно подразделяются на 3 части: 1) верхнюю – водосборный бассейн; 2) среднюю – канал стока; 3) нижнюю – бассейн разгрузки или конус выноса. В плане такой водоток похож на дерево, у которого канал стока – ствол, а верхняя и нижняя часть, крона и корни, соответственно (рис.6.1.8). При выходе на равнину такие временные водные потоки откладывают материал, который они несли, в виде веерообразного в плане устьевого

*конуса выноса* или *фена*, или *сухой дельты*. Подобный материал, еще в 1903 г. геолог А.П.Павлов выделил в особый генетический тип – *пролювий* (лат. пролюо – промываю). Конус выноса образуется потому, что водный поток при выходе на равнину теряет свою живую силу и взвешенный в нем материал, осаждается. Происходит это в условиях гидродинамической обстановки свободного растекания водного потока. Т.к. скорость течения потока резко падает, то сначала выпадают в осадок наиболее крупные обломки, затем мелкие и дальше всех наиболее тонкие частицы. Поэтому конуса выноса или сухие дельты обладают четкой фациальной зональностью: сначала формируется *потоковая*, самая грубая *фация*, потом *веерная* и дальше всех – *застойно-водная*, сложенная наиболее тонким материалом (рис. 6.1.9).



Рис. 6.1.6. Селевые выносы в бассейне р. Пестрая. Бассейн р. Иня, южные отроги гор Сунтар-Хаята, Дальний Восток

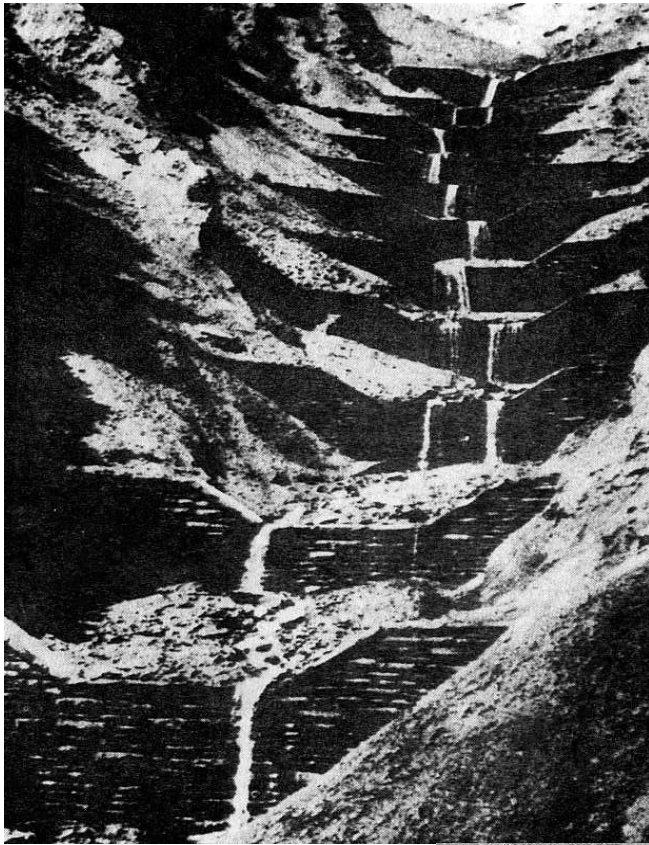


Рис. 6.1.7. Противоселевые барражи.  
Бреттервандбах близ Матрия,  
Восточный Тироль, Австрия



Рис. 6.1.8. Селевой очаг в  
бассейне р. Кухтуй. Южные  
отроги гор Сунтар-Хаята,  
Дальний Восток

Проллювий наиболее характерен для семиаридных и аридных областей, но встречается и в более влажных климатических областях в горных районах, а также и в равнинных, где слагает конусы выноса крупных оврагов.

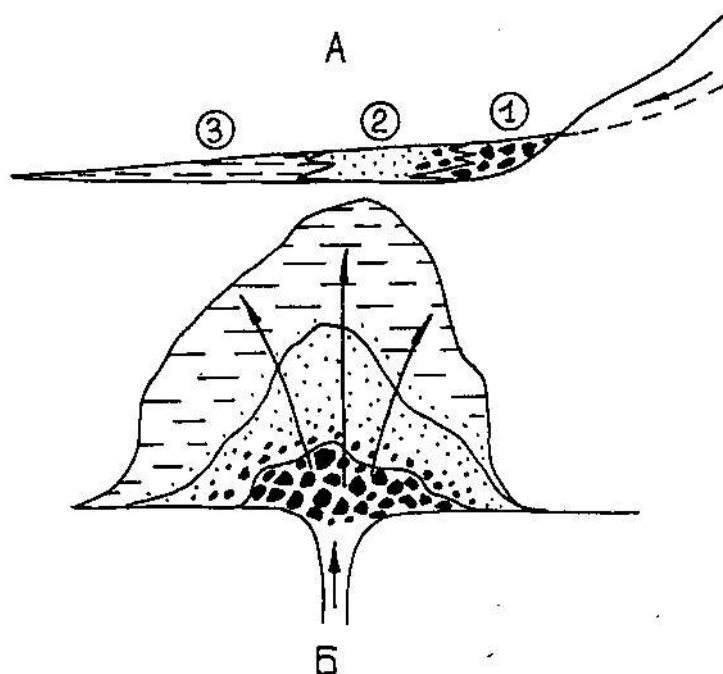


Рис. 6.1.9. Проллювиальный конус выноса. А – продольный профиль: 1 – наиболее грубые отложения – валунные, 2 – песчанистый материал, 3 – глинисто-песчаный; Б – план. Стрелки – направления движения масс

## 6.2. Геологическая деятельность рек.

Реки, протекающие на всех континентах, кроме Антарктиды, производят большую эрозионную и аккумулятивную работу. Полноводность и режим рек зависят от способа их питания и от климатических условий. Каждая река в зависимости от поступления в нее водной массы переживает период высокого стояния воды – *половодье* или *паводок* и низкого – *межень*. Для равнинных рек половодье связано с весенним таянием снегов, как это было, например, в катастрофической форме весной 2001 г. на р.Лене, когда вода поднялась на 15 м выше нормы, или в случае летних затяжных дождей и ливней. Так произошло в конце июня 2001 г. в Иркутской области, где оказалось затопленными десятки деревень и садовых участков. Паводок на горных реках происходит обычно летом, когда быстро таят снега и ледники.

Движение воды в реках контролируется 3-мя факторами: 1) градиентом уклона русла; 2) расходом водного потока; 3) формой русла. Понятно, что чем больше уклон русла, тем быстрее течение реки.

Градиент может колебаться от 8-10 см на 1 км до десятком метров на 1 км в горных речках.

Расход воды определяется объемом потока в единицу времени, на единицу площади, обычно  $\text{м}^3/\text{с}$  ( $Q = V_{\text{cp}} \cdot S$ ). Скорость реки увеличивается, когда возрастает расход воды, хотя градиент не изменяется. Большие реки имеют огромный расход воды, например, в Амазонке  $150000 \text{ м}^3/\text{с}$ , а в Миссисипи только  $17500 \text{ м}^3/\text{с}$ . В горных реках расход воды летом составляет  $100\text{-}200 \text{ м}^3/\text{с}$ , тогда как зимой он падает до  $10\text{-}20 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Форма русла контролирует трение воды о коренные породы, по которым течет река. Вблизи берегов и дна течение медленнее, чем в осевой части реки, которая называется *стрежень* (рис. 6.2.1). Неровное, с выступами русло реки замедляет течение и оно становится турбулентным, хотя и в равнинных реках оно редко бывает

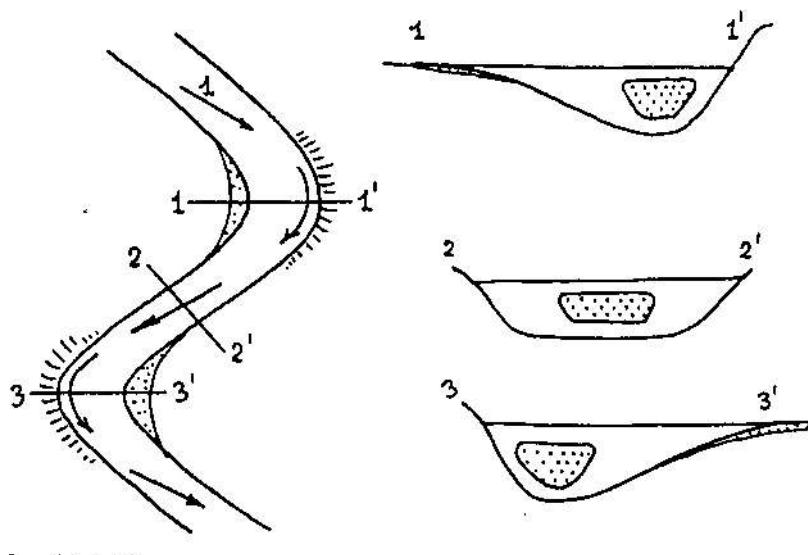


Рис. 6.2.1. Максимальные скорости течения воды в реке в плане, в разрезе. *1* – стрежень, точками показано сечение реки с максимальной скоростью течения. *1-1'*; *2-2'*; *3-3'* – линии поперечных профилей через реку

ламинарным. Нередко в текущей воде возникают завихрения, водовороты, которые охватывают всю толщу воды и не остаются постоянными, т.к. характер дна со временем изменяется.

Процессы эрозии (размыва) и аккумуляции (накопления осадков) в реке зависят от ее энергии или живой силы реки, т.е. способности реки производить работу за счет массы воды и скорости течения. Если живая сила реки ( $K$ ) больше, чем взвешенные частицы в воде ( $L$ ), т.к.  $K > L$ , то преобладает эрозионная деятельность; если  $K < L$ , то происходит

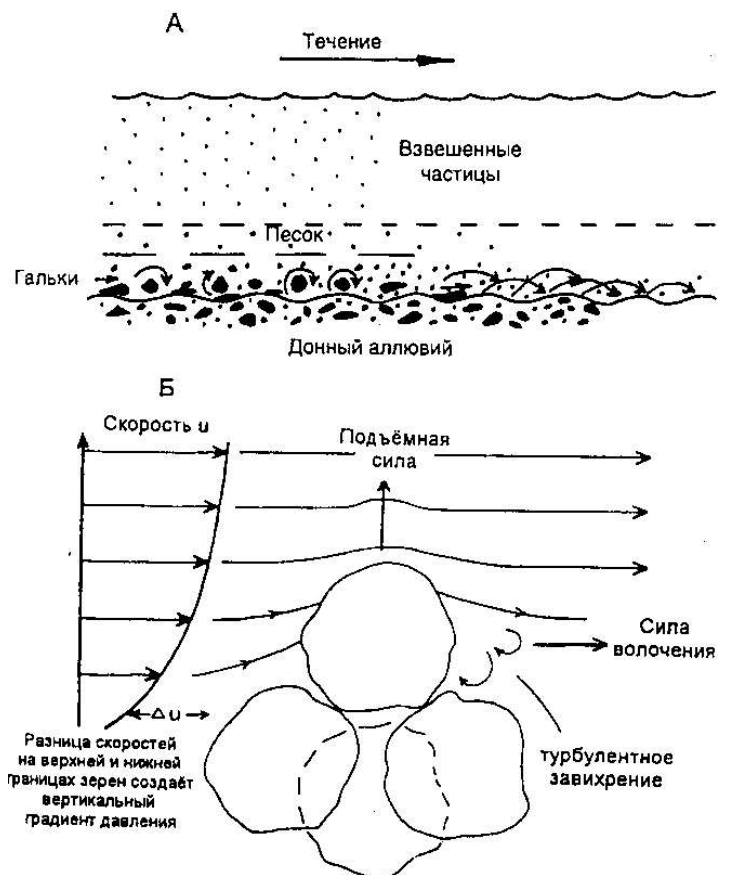
аккумуляция материала, который переносит река. В случае, когда  $K = L$ , то наступает равновесие между эрозией и аккумуляцией.

Речная эрозия и ее способы. Эрозионная деятельность реки осуществляется различными способами. Врезание реки происходит, главным образом, при помощи осадков, которые воздействуют на коренные породы ложа реки как *абразивный материал*, но сама вода не обладает абразивными свойствами. Абразионная мощность реки, несущей песок и гальку, изменяется пропорционально квадрату скорости ее течения  $M_{абр.} = V^2$ , где  $V$  – скорость течения. Т.к. водный поток влечет по дну материал разной крупности, то последний окатывается, приобретая округлую форму. *Гидравлическое воздействие* воды связано с ее ударным воздействием на рыхлый материал. *Растворяющее действие* воды на породы ложа реки связано с наличием в воде угольной и органических кислот, которыми она насыщается, проходя в истоках через заболоченные, застойные участки. Такие воды извлекают из пород ионы  $Na^+$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $K^+$ . Особенно быстро растворяются карбонатные породы, примерно 5 млрд. тонн ежегодно.

Эродирующее действие реки сказывается в пределах дна, это – *донная эрозия*, а по берегам реки осуществляется *боковая эрозия*, сильно зависящая от характера извилистости русла.

Перенос материала в реках осуществляется разными способами: 1- перенос ионов, образовавшихся за счет растворения; 2 – перенос частиц при скорости потока в 2-3 см/с, взвешенных в толще воды. Обычно это тонкий песчаный, алевритовый и глинистый материалы, концентрирующийся в толще воды вблизи дна,

Рис. 6.2.2. Транспортировка материала в реке (А). Гальки и обломки перекачиваются по дну, плоские гальки перемещаются волочением. Песчинки перемещаются прыжками -сальтацией. В верхней части воды самые тонкие частицы взвешены; Поведение взвешенной частицы в речной воде (Б)

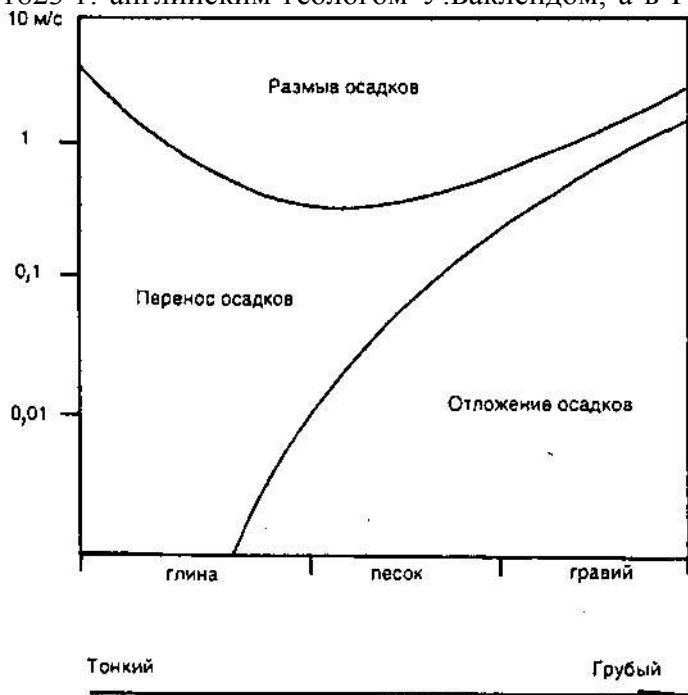




Более крупные частицы – разнозернистый песок, мелкая и крупная гальки переносятся либо путем *сальтации*, т.е. прыжками, либо *перекатыванием* по дну (скорость 15-25 см/с), либо путем *скольжения* по дну наиболее крупных обломков и галек при скорости более 1 м/с (рис. 6.2.2, а).

Обломки, попавшие в реку, постепенно уменьшаются в размерах и теряют свой вес, перемещаясь вниз по реке. Способность реки переносить материал усиливается тем, что обломки и частицы теряют в воде до 40% своего веса. Весь материал, перемещаемый как волочением по дну, так и во взвешенном состоянии в воде, называется *твердым стоком реки*, который в горных реках намного превышает твердый сток в равнинных реках. Вес любой частицы, находящейся в воде пропорционален ее объему или кубу ее диаметра. Сопротивление частицы осаждению – это функция площади ее поверхности. Скорость осаждения частицы регулируется ее размером, разностью плотности частицы и воды, вязкости жидкости и силой тяжести (закон Стокса) (рис. 6.2.2,б). Во время паводков происходит усиление переноса материала в реке. Перенос материала от истока к устью реки сопровождается его сортировкой и абразивным истиранием (рис. 6.2.3).

Аккумуляция (отложение) материала в реках происходит в самом *русле*, по *берегам реки* во время половодья и в устьевой части реки, где образуется конус выноса или *дельта* ( по греческой букве Δ - дельта). Весь обломочный материал, откладываемый реками называется *аллювием* (лат. Аллювио – намыв, нанос). Впервые он был выделен в 1823 г. английским геологом У.Баклендом, а в России введен В.В.Докучаевым в 1878 г.



Гидрологический режим рек обуславливает формирование аллювия *равнинных* и *горных* рек.

Рис. 6.2.3. Зависимость грубости аллювия, его переноса, размыва и отложения от скорости течения реки

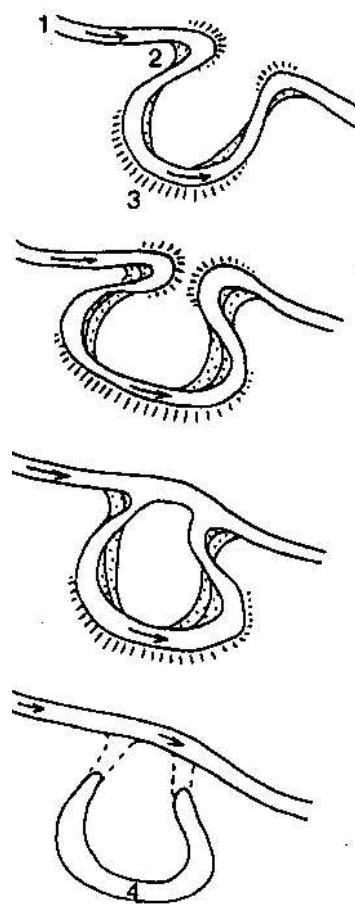


Аллювий равнинных рек подразделяется на русловой, пойменный и старичный.

Русловой аллювий накапливается в обстановке непрерывно меняющегося русла, вода в котором характеризуется максимальной энергией и поэтому аллювий обладает наибольшей грубостью материала – от разнозернистых песков, до гравия и крупных галек. Формирование руслового аллювия в реке, имеющей изгибы – *меандры* (от р. Меандр в западной Анатолии, в Турции) подчиняется сложной циркуляции воды в поперечном и продольном сечениях реки (рис.6.2.4). Стрежень, т.е. максимально быстрое течение, приближено в вогнутому, *приглубому* берегу и, соответственно, отдалено от *отмелого* противоположного берега. В поперечном разрезе реки на изогнутых и прямолинейных участках наблюдается многоячеистая вторичная циркуляция. Поэтому у вогнутого, приглубого берега, там, где располагается стрежень или *плёс* формируется наиболее грубый аллювий. А на выпуклом, отмелом берегу, образуется *прирусловая отмель* или *побочень*, сложенная хорошо сортированными мелко- и тонко зернистыми песками, ограниченная *прирусловым валом*, располагающимся ближе к руслу. В случае отступления русла, более молодые части прируслового аллювия накладываются друг на друга, образуя серию прирусловых валов.

На спрямленных участках реки, между изгибами образуются мелководные *перекаты*, река дробится на несколько рукавов, между которыми располагаются островки и аллювий характеризуется разнозернистостью и быстрой изменчивостью.

Рис. 6.2.4. Развитие меандры и перехват реки с образованием старицы. На отмелом берегу накапливается аллювий, а обрывистый берег все время подмывается: 1 – река; 2 – отмельный берег; 3 - приглубый берег; 4 - старица



По мере развития равнинной реки ее извилины– меандры, становятся выраженными все резче, образуя раздувы и пережимы. При этом приглубые берега эродируются, а на отмельных наращивается отмель. Наконец, наступает момент, когда два пережима соединяются между собой и происходит перехват реки, русло которой спрямляется, а бывшая меандра отделяется от нового русла и образует *старицу* (старая часть реки), обычно узкой серповидной формы, в которой развит своеобразный аллювий,

состоящий из *проточной, озерной и болотной* частей (рис. 6.2.5). Первая, нижняя часть состоит из чередования песков, супесей и глин, т.к. во время паводков старицы могут заливаться водой. Вторая, более молодая часть, сложена слоистыми глинами, илами, накапливавшимися во время озерной стадии развития старицы. И, наконец, верхний горизонт, как правило сложен уже торфом, когда произошло заболачивание старицы и ее отмирание. Меандрирующая река может снова перекрыть русловым аллювием старичный и тогда последний переходит в погребенное состояние.



Рис. 6.2.5. Север Тунгусской синеклизы. Меандрирующая река и старицы

Ежегодные паводки перекрывают наиболее низкие прирусловые отмели, называемые *поймой*, а особенно мощное половодье – еще более высокие участки низкой долины – *высокую пойму*. Пойменный аллювий, состоящий из тонкого материала, взвешенного в полой воде – тонких песков, суглинков, глин, чаще всего не превышает в мощности 1-2 м и перекрывает русловый грубый аллювий. Пойма, покрытая заливными лугами, очень важная в сельскохозяйственном отношении часть долины реки. На поймах всегда растут сочные, высокие травы – это пастбища и угодья для сенокоса. Нередкое стремление осушить, распахать пойму всегда приводило к ее гибели.

Аллювий горных рек отличается от равнинного аллювия своей грубостью, плохой сортированностью, наличием горизонтов пролювия из грязекаменных – селевых потоков.

Реки начинаются обычно в высокогорной части у концов ледников, где имеют крутой уклон русла, а далее переходят в горную часть, располагаясь в троговых долинах. Там уклон русла уже меньше. Вырвавшись, наконец, из гор, реки текут по равнине – предгорной зоне, где рельеф уже слабо расчленен, течение воды замедлено, хотя все еще быстрое. Соответственно этим частям долин горных рек меняется и аллювий, от грубого, не сортированного, плохо окатанного, содержащего крупные валуны и глыбы, до сравнительно тонкого, песчаного и мелкогалечного пойменно – руслового аллювия. Основная роль в формировании горного аллювия принадлежит новейшей тектонике и климату, которые определяют характер уклона русла, расход воды, скорость течения, гидродинамику потока и, особенно, турбулентно-вихревой характер течения. Горные потоки обладают большой эродирующей силой и переносят много обломочного материала, до  $50-60 \text{ кг/м}^3$ , тогда как в равнинных реках он не достигает и  $0,5-1 \text{ кг/м}^3$ .

Динамические фазы аллювиальной аккумуляции, выделенные Е.В.Шанцером, В.В.Ламакиным и И.П.Карташевым, позволили связать характер аллювия с фазами развития рек.

Инстративный или выстилающий аллювий характерен для ранних стадий развития реки, когда она врезается в горные породы и характеризуется наибольшей грубостью и плохой сортировкой. Такой аллювий располагается только в русле реки.

Субстративный или подстилающий аллювий связан с расширением боковой эрозией речной долины. Этот аллювий менее грубый и он перекрывает выстилающий аллювиальный горизонт.

Констративный или настилающий аллювий характерен для участков реки, испытывающих тектоническое опускание и, вследствие этого, накопление аллювиальных отложений в условиях замедленного стока и постоянно мигрирующего русла. При этом русловые, пойменные и старичные фации перекрываются более молодыми фациями. Горизонты аллювия как бы настилаются один на другой и перекрывают друг друга (рис.6.2.5).

И наконец, перстартивный или перестилаемый аллювий связан с хорошо разработанными, зрелыми долинами, для которых характерен очень пологий уклон и сильно развито меандрирование с боковой эрозией. Перстартивный аллювий обычно хорошо сортирован, обладает наклонной слоистостью и знаменует собой определенный этап в развитии речной долины, когда несущая способность реки уравнивается объемом поступающего в нее обломочного материала и переносимого в виде взвеси в воде.

Следует подчеркнуть, что перечисленные выше динамические типы ааллювия могут неоднократно сменять друг друга на протяжении речной долины в связи с меняющимися гидродинамическими условиями.

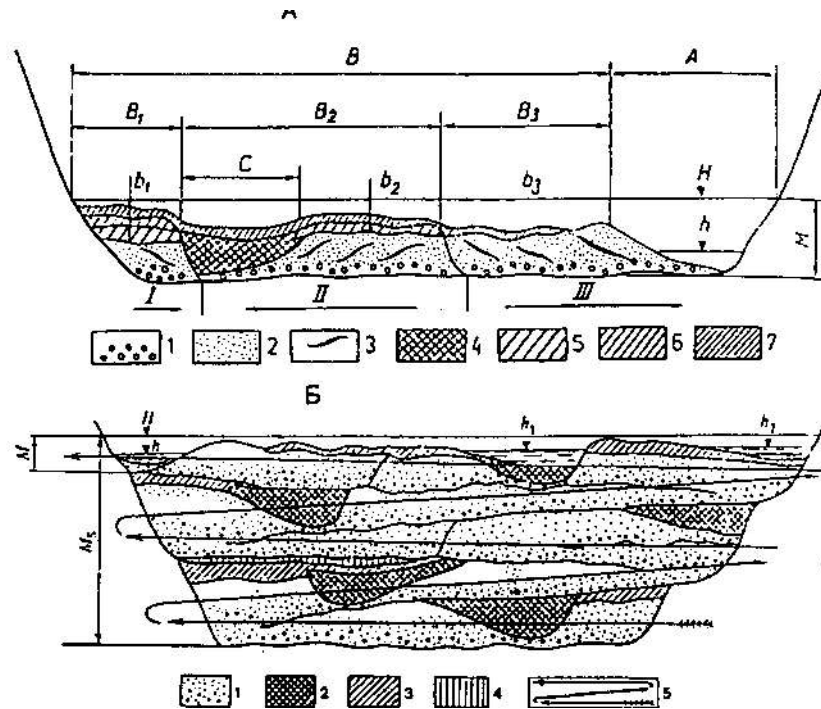


Рис. 6.2.6. А. Схема разреза ааллювия равнинной реки в перстративную фазу аккумуляции (по Е.В.Шанцеру): А – русло и прирусловая отмель; В – пойма;  $B_1 - B_3$  – разновозрастные участки поймы, образовавшиеся за три последовательные стадии развития меандров (стрелки под рисунком – соответствующие этим стадиям направления смещения русла);  $b_1 - b_3$  – стадии накопления пойменного ааллювия;  $H$  – горизонт полых вод;  $h$  – горизонт межени;  $M$  – нормальная мощность ааллювия; I, II, III – русловой ааллювий: I – гравий и галька, 2 – пески, 3 – прослой заиления; 4 – старичный ааллювий; 5, 6, 7 – пойменный ааллювий (последовательные стадии накопления). Б. Схема констративной фазы ааллювиальной аккумуляции (по Е.В.Шанцеру): I – ааллювий русловой, 2 – старичный, 3 – пойменный; 4 – отложения вторичных водоемов поймы; 5 – общее направление миграции русла; горизонты:  $H$  – полых вод,  $h$  – межени в русле;  $h_1, h_2$  – межени в старицах;  $M$  – нормальная мощность ааллювия;  $M_s$  – общая мощность ааллювия

### 6.3. Устьевые части рек, дельты, эстуарии.

Крупные реки впадают в моря и океаны, более мелкие – в озера и крупные реки. То место, где русло нижнего течения реки выходит к морю, образуется самостоятельный в ландшафтном и геологическом отношении район, называемый *дельтой* (по сходству в плане с буквой  $\Delta$  - греческого алфавита) (рис. 6.3.1). Дельты характеризуются плоским, низменным рельефом, часто наличием многочисленных рукавов, ответвляющихся

(фуркирующих) от главного русла реки, образуя веерообразную структуру. Содержащаяся в речной воде взвесь обломочного материала и русловой аллювий выпадают в осадок, при потере рекой живой силы.

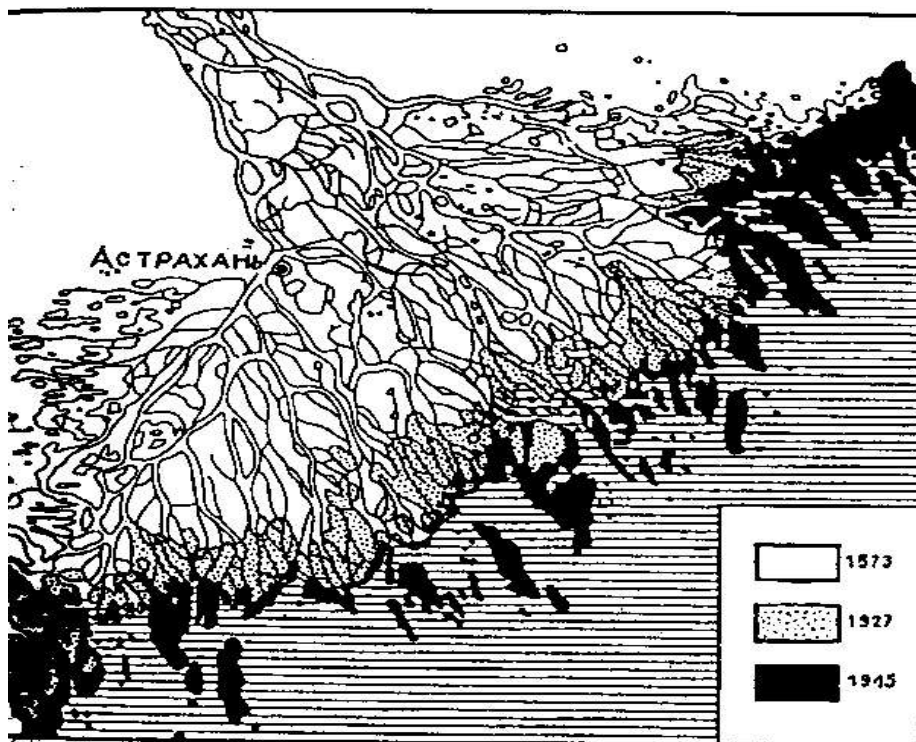


Рис. 6.3.1. Дельта Волги. Штриховкой показаны районы дельты, осушенные в связи с понижением уровня Каспийского моря

Во внешней части дельты все время происходит взаимодействие морских и континентальных обстановок, а также различающихся по составу морской и речной воды. За краем континентальной части дельты, там, где начинается взморье – располагается *авандельта* (передовая дельта), а еще дальше в открытое море – *продельта*, накопление осадков в которой идет только за счет выпадения взвешенных частиц (рис. 6.3.2). Для того, чтобы дельта сформировалась, необходим сток донных и взвешенных частиц и медленное, но непрерывное тектоническое опускание района. Если река не разделяется на рукава, то сток главного русла вызывает размыв дна (приустьевая яма), а мористее – возникновение *бара* или *осередка*. В дельтах течение рек часто замедляется из-за приливов и ветровых нагонов. Морская соленая вода, как более плотная и тяжелая в придонной части реки проникает в виде клина вверх по течению и отделяет более легкую речную воду от дна, из которой начинается выпадение взвешенных частиц. Этому выпадению способствует процесс *флокуляции* – слипания мелких частиц в более крупные, что происходит под влиянием морской воды. Но основная масса наносов откладывается в пределах авандельты и, т.н. свала глубин, т.е. четко выраженного уступа. Наносы

скатываются с этого уступа и наращивают его. Поэтому дельта все время продвигается мористее, нередко образуя огромные подводные конуса, как например, у Ганга, Инда и др. крупных рек. При этом в осадках формируется наклонная слоистость, когда чередуются более грубые и тонкие слои, обусловленные сезонным стоком. В пределах прodelьты формируются тонкие илистые осадки, иногда отделенные от авандельты.

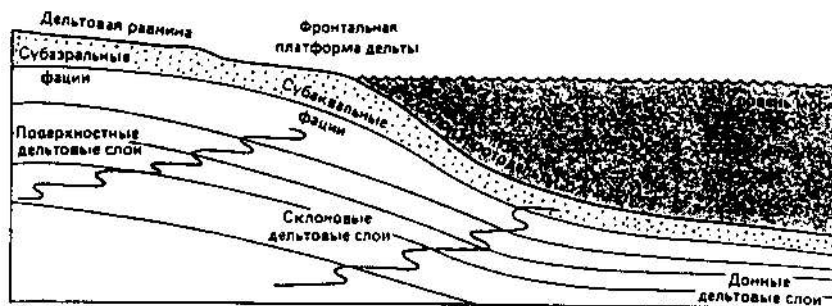
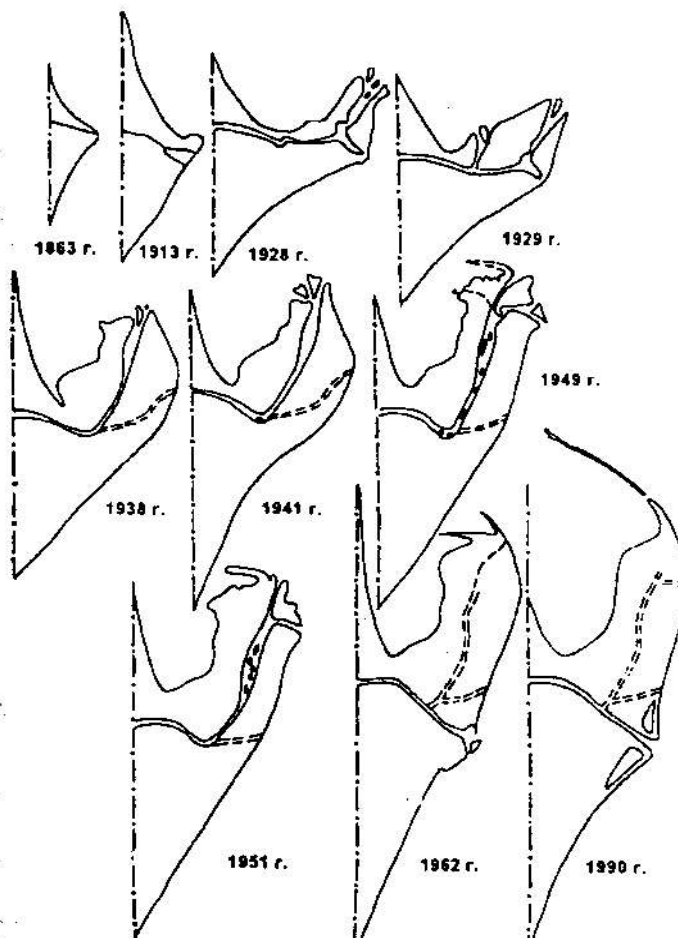


Рис. 6.3.2. Основные черты морфологии дельты на поперечном разрезе. Вертикальный масштаб сильно увеличен ( по R.K.Matthews, 1974)

Жизнь дельты тесно связана с объемом водного материала, поведением базиса эрозии и тектоническими движениями. Разветвленная и сложная дельта Волги во время понижения уровня Каспийского моря на 1 м 45 см в 1927-1940 гг. прирастала на 370 м ежегодно, сокращалось количество водотоков, к дельте причленились участки осушенного морского дна.

Нередко дельты меняют свое положение (рис. 6.3.3). Так за последние 6000 лет. Р. Миссисипи сформировала 7 различных каналов стока и, соответственно, 7 различных дельт. Точно также в устье Енисея, за последние 7000 лет образовалось 4 отдельные дельты.



ис. 6.3.3. Схема эволюции дельты Сулака в XIX и XX вв

Эстуарии представляют собой узкие заливы, располагающиеся на месте впадения рек в море. Возникают они там, где происходят нисходящие тектонические движения, приливы и отливы и где взаимодействуют морские и континентальные обстановки осадконакопления (рис. 6.3.4). Море подтапливает устьевую часть реки, проникая далеко в сушу, а волна прилива проникает вверх по течению реки на десятки километров, как например, в р. Пенжина, впадающей в Охотское море. Наносы, которые приносятся рекой, размываются вдольбереговыми течениями и поэтому дельта в таких речных устьях не образуется. Эстуарии хорошо выражены в устьях Темзы, Эльбы, Сены, Пенжины и др. Если морские воды в отсутствие приливов и отливов затапливают приустьевую часть речной долины, то возникают *лиманы*, например, Бугский, Днестровский, Днепровский на Черном море.

Собственно дельта на современных морских окраинах может возникнуть в двух случаях: либо реки несут огромное количество наносов, например, более 100 млн. т/год в реках Янцзы, Хуанхэ, Миссисипи, Ганг, Брахмапутра, Меконг, Ориноко, либо преобладание

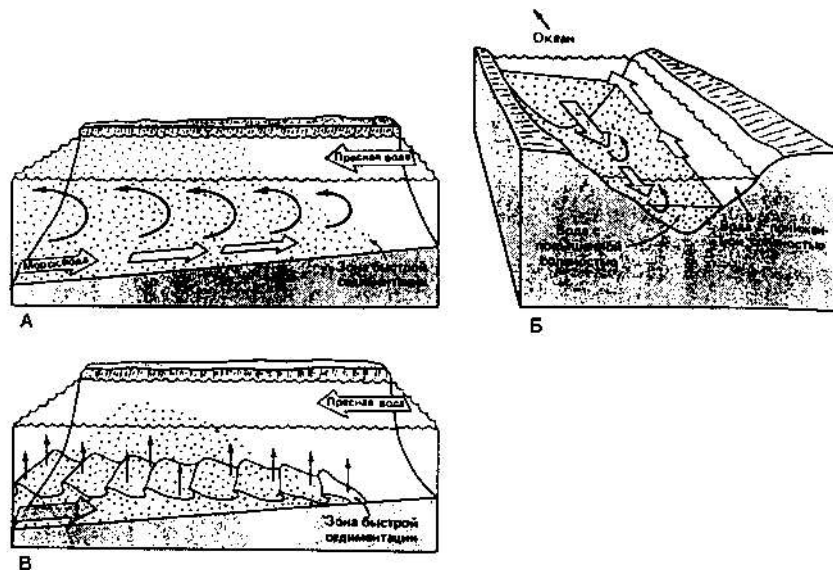


Рис. 6.3.4. Схематические блок-диаграммы эстуариев. Наверху – частично перемешанный эстуарий (тип В) Северного полушария: А – вид сбоку; Б – вид со стороны суши; В – резко стратифицированный эстуарий (тип А) ( по J.R.Schubel, D.W.Pritchard, 1972)

восходящих тектонических движений, которые компенсируют эффект эвстатического поднятия уровня моря. Если морские побережья в новейшее время испытывают отрицательные тектонические движения, то образуются протяженные от 200 до 1000 км морские заливы, вдающиеся, ингрессирующие в сушу *губы*: Обская, Енисейская, Колымская, печорская и др. Дельты занимают около 9% из общей протяженности

побережий Мирового океана и поглощают ежегодно 18,5 млрд. тонн рыхлых продуктов, что составляет 67% всех терригенных осадков, поступающих в Мировой океан. Наносы, поступающие в авандельту, создают согласно А.П.Лисицину, первый глобальный пояс «лавинной» седиментации. Объем осажженного материала в дельтах за голоцен, т.е. за 10 000 последних лет составляет от 3,5 до 350 км<sup>3</sup>.

Следует отметить, что в дельтах накапливается огромное количество органического материала, который в будущем может дать месторождения нефти. Поэтому так важен поиск древних дельтовых отложений.

#### **6.4. Развитие речных долин и формирование речных террас**

В своем развитии любая река проходит ряд стадий, от молодости до зрелости.

На ранней стадии своего заложения в реке преобладает донная эрозия, узкая, неразработанная долина V – образной формы, грубый, плохо сортированный аллювий, накапливающийся лишь в отдельных местах и часто сносимый в половодье. Продольный профиль долины реки в эту стадию крутой в верховьях, изобилует неровностями и перепадами.

Зрелая стадия формирования реки предполагает расширение долины за счет усиления боковой эрозии вследствие меандрирования. Начинает формироваться пойма, как низкая, так и высокая, образуются террасы, продольный профиль реки становится выровненным, стремящимся приблизиться к базису эрозии. Меандровый пояс во много раз шире самой реки, поэтому долина приобретает ящикообразную форму.

Наконец, в стадии старости долина реки расширяется еще больше, за счет меандрирования образуется много заболоченных стариц, продольный профиль выполаживается еще больше, течение замедляется. Река не может переносить много материала и постепенно заиливается и зарастает.

Однако на подобный идеальный ход эволюции реки и речной долины влияет много факторов И, прежде всего, тектонические движения и изменения базиса эрозии. Понижение базиса эрозии сразу же вызывает усиление врезания реки, более активный вынос аллювия, формирование террас. Спуск оз.Севан в Армении на несколько десятков метров за последние 50-60 лет привел к понижению уровня грунтовых вод, быстрому врезанию всех речек, впадавших в озеро, образовавших узкие ущелья. Геологические данные свидетельствуют о том, что в середине плиоцена, примерно 3 млн. лет назад уровень Каспийского моря был на 500 (!) метров ниже современного (рис.6.4.1). Сохранилась лишь ванна Южного Каспия. Реки, впадающие в Каспий – Волга, Терек, Кура и другие, выработали очень глубокие долины, по существу, ущелья. Дельта Волги



находилась на месте современного Апшеронского полуострова. Из мощной толщи песчаных дельтовых отложений сейчас добывают нефть. Затем, в позднем плиоцене, в акчагыльский век, уровень моря стал быстро подниматься. Все долины оказались затопленными и выполненными осадками, а море по Волге проникло в верховья до Набережных Челнов на Каме.

Тектонические неравномерные движения оказывают большое влияние на формирование речной долины и ее профиля равновесия. Тектоническое поднятие района по которому протекает река, вызывает изменение продольного профиля реки, ее врезание, сужение долины. Если долина к этому времени уже была хорошо разработана, то река стремясь выработать новый профиль равновесия, врезается в дно долины, образуя террасу. И так может

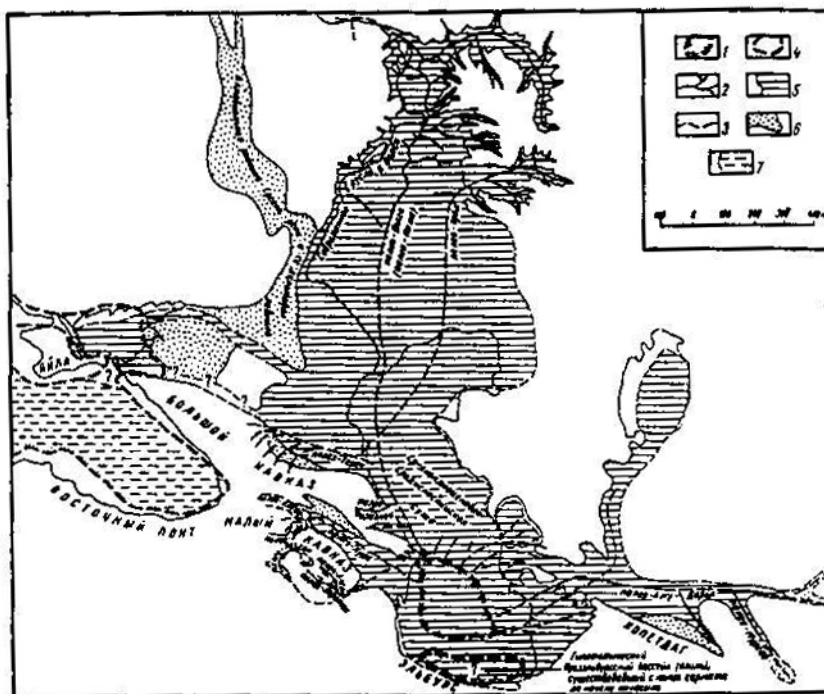


Рис. 6.4.1. Палеогеографическая схема Каспийского и Черноморского бассейнов для среднего и начала позднего плиоцена (акчагыл) (по Е.Е.Милановскому): 1 – контуры среднеплиоценовых бассейнов – Южно-Каспийского бассейна начала балаханского века, гипотетического Приэльбурского и др.; 2 – глубоковрезанные среднеплиоценовые речные долины Каспийского бассейна, установленные; 3 – то же, предполагаемые; 4 – контуры среднеплиоценового Черноморского бассейна (киммерийского и может быть раннекуляльницкого?); 5 – акчагыльский бассейн Каспия во время максимальной трансгрессии; 6 – наземные аккумулятивные равнины (алювиальные, дельтовые и пр.) акчагыльского времени; 7 – гипотетически Черноморский бассейн, одновозрастный второй половине (?) акчагыльского века.

продолжаться несколько раз. В долине реки вырабатывается *лестница* надпойменных террас, которая является отражением тектоники. Террасы бывают 3-х видов: 1) аккумулятивные, 2) цокольные, 3) эрозионные (рис. 6.4.2).

Аккумулятивные надпойменные террасы полностью сложены аллювием, что хорошо видно в их уступе. В **цокольных** террасах обнажаются коренные породы – цоколь, перекрытые аллювиальными отложениями, а в *эрозионных* террасах выражена только площадка, но аллювий отсутствует или на выровненной поверхности террасы располагаются его остатки, иногда лишь отдельные гальки.

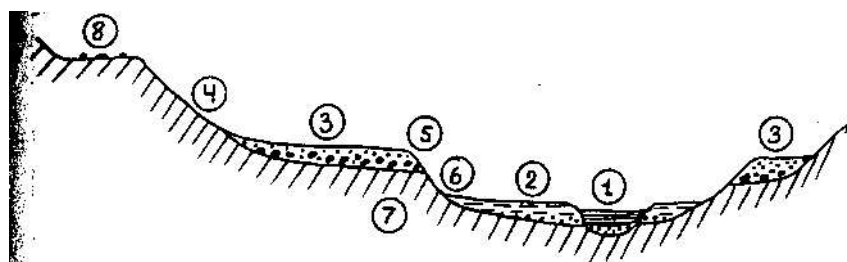


Рис. 6.4.2. Строение и типы террас: 1 – река, 2 – пойма, 3 – I надпойменная цокольная терраса, 4 – тыловой шов террасы, 5 – бровка террасы, 6 – уступ террасы; 7 - коренные породы, 8 - эрозионная терраса

Таким образом, каждая речная терраса отражает один временной эпизод развития долины, который начинается с врезания и заканчивается выработкой боковой эрозией днища долины (площадки). В любой террасе различаются: *площадка* – выровненная поверхность, *уступ террасы с бровкой* – местом перегиба склона и *тыловой шов*, располагающийся там, где площадка нижележащей террасы сочленяется с уступом вышележащей или с коренным склоном (рис. 6.4.3).

Тектонические поднятия или опускания могут захватывать не все пространство течения реки. Они проявляются лишь местами, поэтому террасовый ряд на крупных реках имеет сложный характер, анализируя который можно выявить направленность и скорость тектонических движений (рис. 6.4.4).

Особенно ярко эта картина наблюдается в долинах горных рек, на пути которых нередко происходят очень большие перемещения по тектоническим разломам, вследствие которых продольный профиль долины носит ступенчатый характер, а одновозрастные террасы находятся на разной высоте. При выходе на предгорную равнину в горных реках наблюдаются *ножницы террас*, когда аллювий более молодых, низких террас, оказывается выше более древнего аллювия, погребенного в предгорном прогибе.

Примером развития горной реки может служить продольный профиль долины р. Терек на Северном Кавказе.

Реки очень чутко реагируют на любые тектонические движения. Если скорость локального тектонического поднятия равна скорости эрозии, протекающей здесь реки, то возникает наложенная или *антецедентная долина*, по существу, ущелье, хотя выше и ниже по течению от этого поднятия, долина реки широкая (рис. 6.4.5). Нередко наблюдается такое явление как перехват рек, что видно из рис. Продольные профили рек местами осложняются выступами твердых пород. Тогда на реке образуются пороги, а если уступы пород велики – то водопады

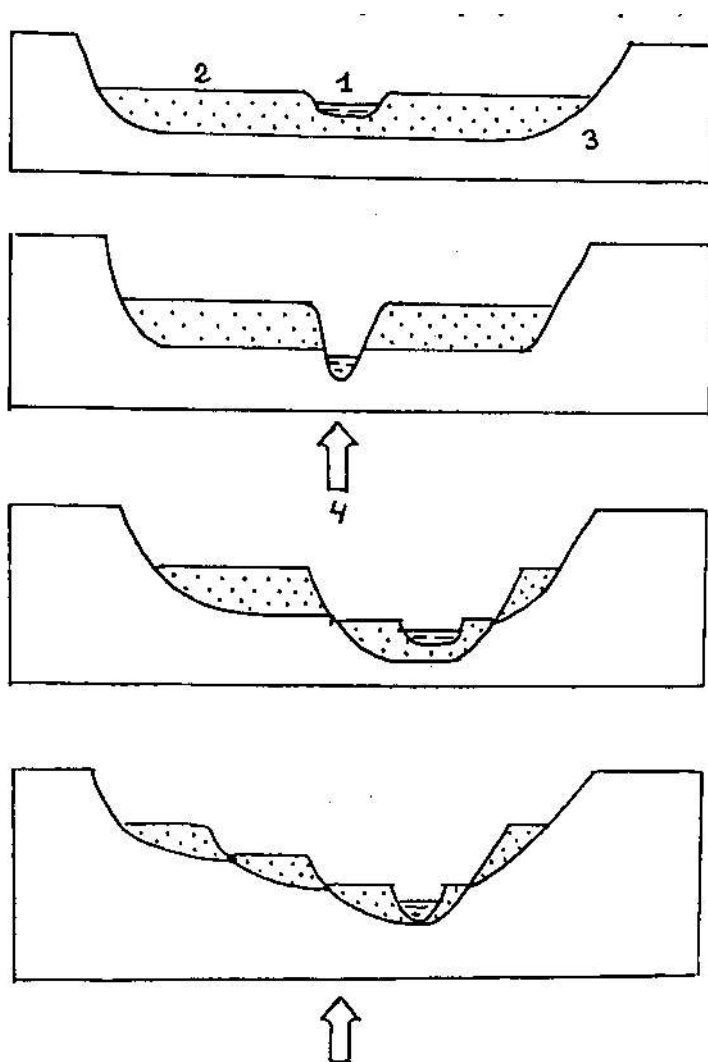


Рис. 6.4.3. Схема формирования речных террас. Во время поднятия территории или понижения базиса эрозии река врезается в коренные породы и начинает снова разрабатывать долину. При новом поднятии процесс повторяется. 1 – река; 2 – аллювий; 3 – коренные породы; 4 - поднятие

Как правило, водопады образуются там, где на поверхности, т.е. выше залегают более твердые породы, чем ниже. Вода, обрушиваясь с отвесного уступа вниз с высоты в десятки метров, выбивает в днище реки *водобойный колодец*, над которым нависает обрыв из более твердых пород, наконец, часть пород обрыва падает вниз и водопад отступает. Так, с 1875 г. Ниагарский водопад в канадской своей части отступал со скоростью до 1,2 м/год,

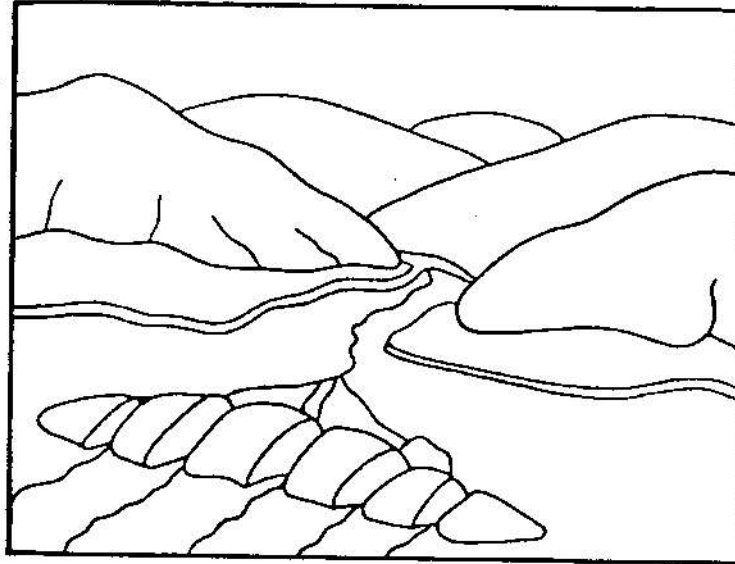


Рис. 6.4.4. Антецедентные долины рукавов р. Гирдыманчая, прорезающие растущую Карамарьянскую антиклиналь у сел.Падар (по В.А.Гроссгейму)

В местах, в которых вода бурно течет по коренным породам, крупные валуны, попав в небольшое углубление, и непрерывно вращаясь, расширяют его, как бы высверливая, образуя *эверзионные котлы*, в изобилии развитые, например, в Большом каньоне Крымских гор.

## Глава 7.0. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Все воды, находящиеся в порах и трещинах горных пород ниже поверхности Земли, относятся к *подземным водам*. Часть этих вод свободно перемещается в верхней части земной коры под действием гравитационных сил, а другая часть находится в очень тонких порах, удерживаясь силами поверхностного натяжения. Подземные воды не могут существовать без обмена с водой поверхностной и активно участвуют в круговороте воды в природе (рис. 7.1). Все, что связано с подземной водной оболочкой, включая теоретические и, особенно, прикладные аспекты, изучает наука *гидрогеология*. В наше время непрерывно усиливающегося техногенного пресса на природную среду пресная вода стала важнейшим полезным ископаемым.

Структура и свойства воды определяется строением ее молекулы –  $H_2O$  в виде тетраэдра, в центре которого находится атом кислорода. На концах одного из ребер тетраэдра расположены два положительных заряда ядер атомов водорода, что составляет *гидроль* или элементарную дополнительную структурную единицу воды (рис. 7.2). Гидроли могут объединяться между собой. Так, для льда устойчивой структурой будет тетраэдр, состоящий из гидролей. Гексагональная решетка льда, состоящая из связанных между собой тетраэдров очень рыхлая, поэтому увеличение температуры приводит к нарушению и так непрочных связей решетки и некоторые гидроли как бы «падают» внутрь решетки, которая разрушается на отдельные массивы и, наконец, превращается в пресную воду, обладающую наибольшей плотностью при  $T = +4^{\circ}C$ .

### 7.1. Виды воды в горных породах

Вода в горных породах содержится в нескольких различных видах.

1. *Кристаллизационная вода* находится в составе кристаллической решетки некоторых минералов, например, в гипсе –  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$  (~21% воды по массе), мирабилите  $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$  (~56% воды по массе). Если эти минералы нагревать, то вода высвобождается из кристаллической решетки. Так, гипс потеряет одну молекулу воды при  $+107^{\circ}C$ , а вторую – при  $+170^{\circ}C$ , после чего он превращается в ангидрит –  $CaSO_4$ .
2. *Вода в твердом виде* встречается в многолетнемерзлых породах в виде кристаллов и прожилков льда. Также лед образуется и при сезонном промерзании воды, содержащейся в горных породах.
3. *Вода в виде пара* содержится в воздухе, который находится в порах горной породы.
4. *Прочносвязанная вода* располагается в виде молекулярной прерывистой пленки на поверхности мельчайших частиц таких пород, как глины и суглинки. Эта пленка

удерживается силами молекулярного сцепления и не может стечь с поверхности частицы (рис. 7.1.1).

5. *Рыхлосвязанная вода* представляет собой более толстую пленку из нескольких слоев молекул воды на частицы породы. Эта вода обладает способностью перемещаться от более толстой пленке к менее толстой.
6. *Капельно-жидкая (гравитационная) вода* уже обладает способностью свободно перемещаться в горной породе по трещинам и порам под действием силы тяжести, начиная с верхнего почвенного слоя.

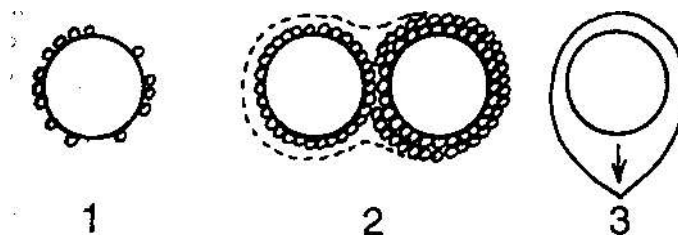


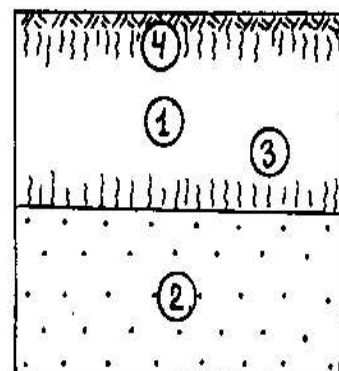
Рис. 7.1.1. Типы воды: 1 – прочносвязанная, 2 – рыхлосвязанная, 3 – гравитационная

7. *Капиллярная вода*, как следует из названия, находится в тончайших капиллярных (лат. капиллярис – волосяной) трубочках или порах, в которых удерживается силами поверхностного натяжения с образованием менисков. Капиллярная вода обычно располагается выше уровня грунтовых вод и при этом она может подниматься подтягиваясь вверх от этого уровня на 1,5 – 3 м. Капиллярная кайма, будучи связана с уровнем грунтовых вод, колеблется вместе с ним.

Выше уровня грунтовых вод может располагаться еще одна неширокая кайма *капиллярно-подвешенной* воды, удерживаемой в тонких порах почвы и подпочвенных горизонтов суглинков и глин (рис. 7.1.2).

Подземные воды распределяются в верхней части земной коры вполне закономерно. Самая верхняя часть земной коры, вблизи поверхности, называют *зоной аэрации*, т.к. она связана с атмосферой и с почвенным покровом. Ниже нее залегает *зона полного насыщения*, где вода распространена преимущественно в жидком виде, тогда как в зоне аэрации она может быть и парообразной. Если температуры отрицательны, то вода в этих двух зонах может присутствовать и в виде льда.

Рис. 7.1.2. Распределение воды выше зоны грунтовых вод: 1 – зона аэрации, 2 – зона полного насыщения (водоносный горизонт), 3 – капиллярно-подтянутая вода, 4 – капиллярно-подвешенная вода



Таким образом, зона аэрации представляет собой как бы переходный буферный слой между атмосферой и гидросферой. В зоне полного насыщения все поры заполнены капельно-жидкой водой и тогда образуется *водоносный горизонт*.

Однако горные породы в различной степени проницаемы для воды, что зависит от ряда факторов. Следует подчеркнуть, что пористость и проницаемость не одно и то же.

Горные породы подразделяются на:

1. *Водопроницаемые* – песок, гравий, галечники, конгломераты, трещиноватые песчаники, доломиты, закарстованные известняки и др. и это несмотря на то, что галечники, прекрасно проницаемые для воды, имеют пористость всего 20%. Пористость

$$n = \frac{V_n}{V}$$

Где  $V_n$  – объем пор в образце, а  $V$  – объем всего образца.

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100$$

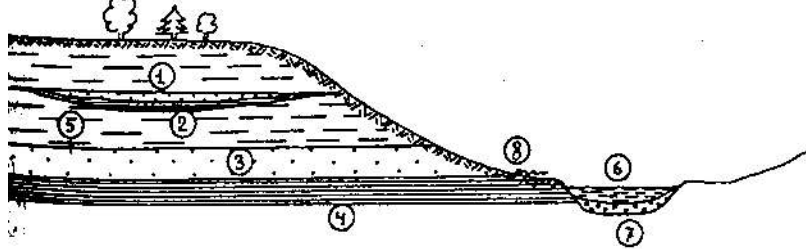
- пористость в процентах. Пески обладают пористостью в 30-35%.
- 2. К *слабопроницаемым* породам относятся супеси, легкие суглинки, лёссы.
- 3. *Водоупорными* считаются всевозможные глины, тяжелые суглинки, плотные сцементированные породы (табл.10).

Таблица 10

Прочность и проницаемость горных пород

Горные породы	Пористость %	Проницаемость
Гравий и галечник	25-40	Очень хорошая
Песок	30-50	Хорошая
Глина	35-80	Очень плохая
Морская морена	10-20	Очень плохая
Конгломераты	10-30	Средняя
Песчаники	20-30	Хорошая
Известняки	0-50	Средняя
Вулканические породы	0-50	Плохая-отличная
Граниты монолитные	0-5	Очень плохая
Граниты трещиноватые	5-10	Плохая

Глины имеют пористость в 50-60%. Все дело в том, что поры в глинах очень тонкие (субкапиллярные) и вода через них не может проникнуть, т.к. задерживается силами поверхностного напряжения. Водопроницаемость зависит не от количества пор, а от размера и формы слагающих породу зерен и от плотности их сложения.



Способность горных пород накапливать и удерживать в себе воду называется *влагоемкостью*.

Под *полной влагоемкостью* понимают такое состояние породы, в которой все виды пор заполнены водой. *Максимальная молекулярная влагоемкость* – это то количество воды, которое остается в горной породе после того, как стечет вся капельно-жидкая гравитационная вода. Оставшаяся вода удерживается в порах силами молекулярного сцепления и поверхностного натяжения (рис. 7.1.3). Разница между полной влагоемкостью и максимальной молекулярной влагоемкостью называется *водоотдачей*, а *удельной водоотдачей* – количество воды, получаемой из 1 м<sup>3</sup> горной породы.

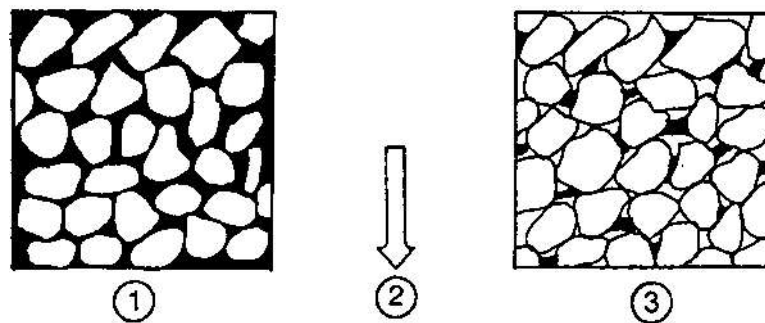


Рис. 7.1.3. Схема залегания грунтовых вод: 1 – верховодка (водоносный временный горизонт), 2 – локальный водоупор, 3 – водоносный горизонт, 4 – водоупорный горизонт, 5 – зеркало грунтовых вод, 6 – река, 7 – аллювий, 8 – родник

Классифицировать подземные воды можно по разным признакам – по условиям залегания, по происхождению, по химическому составу.

Типы подземных вод по условиям залегания. Выделяются воды *безнапорные*, подразделяющиеся на верховодку, грунтовые и межпластовые, а также *напорные* или *артезианские*.

Верховодка – это временное скопление воды в близповерхностном слое в пределах зоны аэрации, располагающееся в водоносных отложениях, лежащих на линзовидном,

выклинивающимся водоупоре (рис. 7.1.4). Как правило, верховодка появляется весной, когда тают снега или в дождливое время, но потом она может исчезнуть. Поэтому колодцы, выкопанные до верховодки, летом пересыхают.



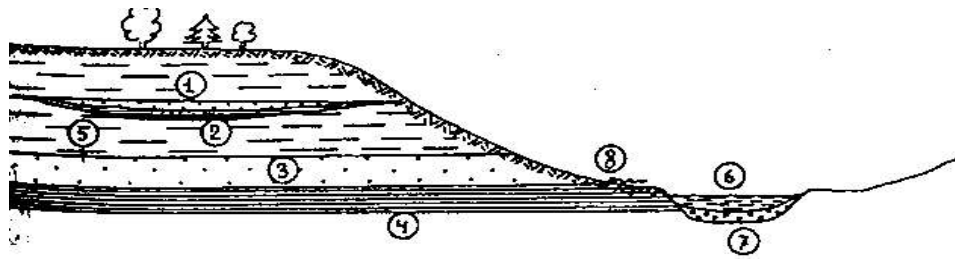


Рис. 7.1.4. Влагоемкость горной породы: 1 – полная влагоемкость, все поры заполнены водой; 2 – стекание капельно-жидкой гравитационной воды; 3 – максимальная молекулярная влагоемкость, вода удерживается силами молекулярного сцепления. Разница между объемами воды в 1 и 3 называется водоотдачей

Временными водоупорами могут быть любые выклинивающиеся линзовидные пласты глин и тяжелых суглинков, располагающиеся в толще водоносных аллювиальных или флювиогляциальных отложений.

Грунтовые воды представляют собой первый сверху постоянный водоносный горизонт, располагающийся на первом же протяженном водоупорном слое. Питаются грунтовые воды из области водосбора в пределах водоносного горизонта. Грунтовые воды могут быть связаны с любыми породами как рыхлыми, так и твердыми, но трещиноватыми.

Поверхность грунтовых вод называется *зеркалом*, а мощность водосодержащего слоя оценивается вертикалью от зеркала до кровли водоупорного горизонта и она не остается постоянной, а меняется из-за неровностей рельефа, положения уровня разгрузки, количества атмосферных осадков, изгиба кровли водоупорного слоя. Выше зеркала грунтовых вод образуется кайма капиллярно подтянутой воды.

## 7.2. Движение и режим грунтовых вод.

Зеркало грунтовых вод ведет себя в зависимости от рельефа повышаясь на водоразделах и понижаясь к рекам, оврагам и другим местам дренирования (фр. дренаж – сток). Естественно, что вода в водоносном слое под действием силы тяжести находится в непрерывном движении и стремится достичь наиболее низкого места в рельефе, например, уреза воды в реке, тальвега дна оврага. Именно там, в области разгрузки подземных вод, образуются родники. Вода в водоносном слое перемещается в зависимости от пористости пород, характера соприкосновения частиц, формы и размеров пор, уклона водоносного слоя. Обычно в песках скорость движения воды при небольших уклонах составляет от 0,5 до 2-3 м/сутки. Но если уклон большой и поры велики, то скорость может достигать первых десятков м/сутки.

В зависимости от количества атмосферных осадков объем грунтовых вод может изменяться и летом *дебит* (фр. дебит – расход) источников падает, а в сильные засухи родники даже пересыхают. Зеркало грунтовых вод особенно сильно может понижаться в связи с забором воды для промышленных нужд. Вокруг скважин, откачивающих воду, уровень грунтовых вод постепенно понижается и образуется *депрессионная воронка* (рис. 7.1.6).

Межпластовые безнапорные подземные воды приурочены к водоносным слоям, располагающимся между двумя водоупорными слоями. Иногда таких водоносных пластов может быть несколько. Если водоносный горизонт обладает большой мощностью и выше его зеркала находится озеро, пруд или река, то направление течения воды в водоносном горизонте будет проходить по изогнутым линиям, стремящимся к реке.

Напорные или артезианские межпластовые воды образуются в том случае, если водоносный горизонт, зажатый между двумя водоупорными, приурочен либо к пологой синклинали или мульде,

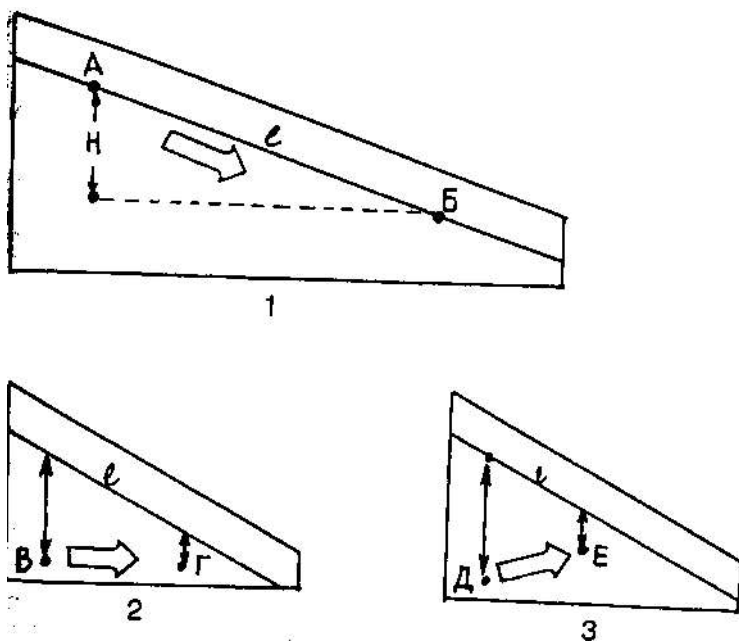


Рис.7.1.5. Движение грунтовых вод в зависимости от поднятия уровня вод и давления. 1. Точки А и Б имеют одинаковое давление, но А выше Б и вода движется от А к Б (толстая стрелка). 2. Точка В имеет более высокое давление, чем точка Г и вода движется от В к Г. 3. Точка Д имеет большее давление, чем точка Е, вода движется от Д к Е. 1 – уровень грунтовых вод.

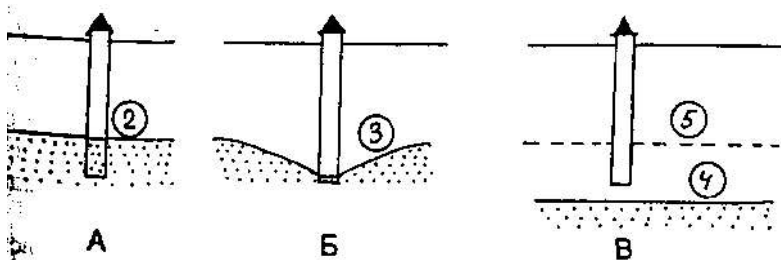


Рис. 7.1.6. Образование депрессионной воронки в уровне грунтовых вод при усиленном отборе воды из скважины: 1 – водоносный горизонт; 2 – уровень воды в скважине; 3 – депрессионная воронка; 4 – новый уровень грунтовых вод; 5 – прежний уровень грунтовых вод ( до отбора)

1 – водоносный горизонт; 2 – уровень воды в скважине; 3 – депрессионная воронка; 4 – новый уровень грунтовых вод; 5 – прежний уровень грунтовых вод ( до отбора)

или к моноклинали, или еще к каким-нибудь структурам, в которых возможно образование *напорного градиента*.

Напорный или гидравлический градиент

$$I = \frac{h}{l}$$

Где  $h$  – превышение одной точки зеркала грунтовых вод над другой, а  $l$  – расстояние между ними (рис.7.1.7). Напорные воды обладают способностью самоизливаться и фонтанировать, т.к. находятся под гидростатическим давлением.

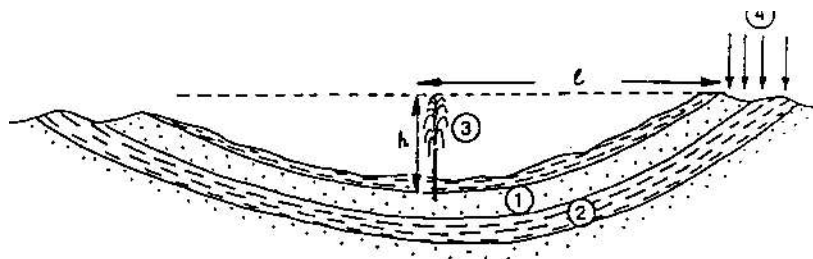


Рис. 7.1.7. Артезианские напорные воды: 1 – водоносный горизонт, 2 – водоупорный горизонт, 3 – фонтанирующая скважина, 4 – осадки,  $I = h/l$  – напорный градиент

Впервые такие фонтаны воды были получены во Франции в провинции Артезия, поэтому они и стали называться *артезианскими*. Каждый артезианский бассейн включает в себя области: *питания*, *напора* и *разгрузки*. Первая область представляет собой выход на поверхность водоносного слоя, на которую выпадают все атмосферные осадки, питающие этот водоносный горизонт. Область напора заключена между двумя водоупорами – водоупорной кровлей и водоупорным ложем, а там, где водоносный слой появляется на поверхности, или вскрывается скважинами, но ниже области питания, называется областью разгрузки. Нередко в артезианских бассейнах развито сразу несколько водоносных напорных горизонтов, что особенно характерно для артезианских бассейнов в межгорных впадинах, где глубины водоносных горизонтов могут превышать 1000-1500 м.

В платформенных областях, где артезианские бассейны большие, верхние водоносные горизонты до глубин в 200-5—м содержат преимущественно пресные воды, а ниже воды обладают уже высокой минерализацией.

В центре Европейской части России находится Московский артезианский бассейн, располагающийся в пологой чашеобразной впадине – Московской синеклизе. Водоносные горизонты связаны с трещиноватыми каменноугольными и девонскими известняками, а водоупорами служат прослойки глин. Области питания располагаются на крыльях синеклизы. В девонских карбонатных отложениях на глубинах от 400 до 600 м развиты минеральные воды с минерализацией 2,4-4,5 г/л. Это всем хорошо известная московская минеральная вода. В Московском артезианском бассейне сосредоточены большие запасы

пресных и промышленных вод. На всю территорию России составлены карты распространения артезианских бассейнов и подсчитаны запасы в них воды, как пресной, так промышленной и термальной.

Типы источников. Всем хорошо известны выходы подземных вод на поверхность в виде родников и ключей с холодной, вкусной водой. Родники появляются там, где происходит разгрузка водоносных горизонтов.

Нисходящие источники чаще всего располагаются недалеко от уреза воды в долине реки, в нижней части склонов оврагов, там где к поверхности подходят водоупорные горизонты. Источники этого типа связаны как с верховодкой, так и с грунтовыми, а также межпластовыми водами. Все они характеризуются изменяющимся дебитом, вплоть до высыхания в жаркое лето. В источниках нисходящего типа вода изливается спокойно, в виду небольшого угла наклона слоев. Нередко можно наблюдать вдоль берега реки сплошную линию сочащихся подземных вод. Нисходящие источники обычно водообильны, поэтому местами они дают начало ручьям и небольшим речкам, как происходит с карстовыми источниками, вытекающими из пещер.

Восходящие источники - это выходы на поверхность в местах разгрузки напорных вод, тогда как сам водоносный горизонт расположен намного ниже. Вода может подниматься вверх по трещинам или тектоническому разлому.

Вокруг минеральных источников, особенно углекислых вод, на поверхности образуется скопление т.н. известкового туфа или *травертина*, иногда достигающего нескольких метров мощности. Такие травертины белого, желтоватого или розового цветов известны на г.Машук в Пятигорске, в районе Кавказских минеральных вод. Туф образуется из гидрокарбонатно-кальциевых вод, когда гидрокарбонат  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  переходит в  $\text{CaCO}_3$  при уходе в воздух  $\text{CO}_2$  – углекислого газа. В травертинах часто находят отпечатки листьев растений, кости древних животных, которые постепенно обвалакиваются известковым туфом.

### **7.3. Подземные воды и окружающая среда.**

Гидрогеологические процессы, происходящие в верхней части земной коры тесно связаны с хозяйственной деятельностью человека – водоснабжением, эксплуатацией городских агломераций, обоснованием строительства и т.д. Именно в области прикладной геологии очень важно понимать существо природно-технического взаимодействия, усиливающегося техногенного пресса на геологическую среду.

Одной из важных задач прикладной геологии является обоснование водозабора для хозяйственно-питьевого водоснабжения, а, сейчас, особенно, м оценка качества воды. Какое количество воды можно извлечь из данного водоносного слоя? Как при этом

изменится уровень грунтовых вод? Какова будет депрессионная воронка и как быстро она сформируется? Какова должна быть ширина зоны санитарной охраны? На все эти вопросы надо дать ответ.

В связи с отбором воды из водоносных горизонтов разного типа, изменяется водный режим ландшафтов, изменение растительности, поверхностный сток, напряженно-деформированное состояние водонасыщенных горных пород. Понижение уровня грунтовых вод приводит к угнетению лесов, к осушению и возгоранию летом торфяников, к уменьшению поверхностного водного стока и обмелению небольших рек, эвтрофикации мелеющих озер, оседанию отдельных участков земной поверхности. Поэтому необходим мониторинг влияния водоотбора на окружающую среду, а также геофильстрационное моделирование потока подземных вод.

Для многих городов характерно подтопление территорий, т.е. повышение уровня грунтовых вод за счет повышенной инфильтрации осадков, утечек промышленных вод, искусственного орошения. Такое подтопление вызывает усиление оползневых явлений, суффозии (вымывания), уменьшение прочностных свойств грунтов. Поэтому необходимо проводить дренаж, чтобы снизить уровень грунтовых вод.

Другая опасность – это техногенное загрязнение подземных вод из атмосферы в виде твердой и жидкой фаз, закачка промышленных стоков, утечки из систем канализации, свалки, нефтепродукты и другие способствуют проникновению токсичных веществ сначала в зону аэрации, а потом и в водоносные горизонты.

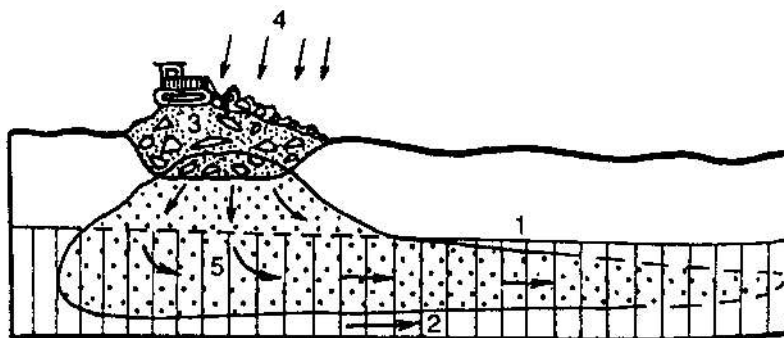


Рис. 7.1.8. Загрязнение водоносного горизонта за счет просачивания вод из района свалки: 1 – зеркало грунтовых вод, 2 – направление движения грунтовых вод, 3 – свалка, 4 – дождь

Все сказанное выше свидетельствует об уязвимости водоснабжения населения в связи с усиливающимся техногенным загрязнением. Существует еще много очень важных вопросов, касающихся прикладной гидрогеологии. Отсюда следует очевидный вывод о том поистине жизненном значении, которое приобретает наука о подземных водах.

## Глава 8.0. КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Карстовые процессы развиваются в растворимых природными поверхностными и подземными водами горных породах: известняках, доломитах, гипсах, ангидридах, каменной и калийной солях. Основой процесса является *процесс химического растворения* пород и *процесс выщелачивания*, т.е. растворения и вынос какой-то части горных пород. Различные по своему составу воды растворяют породы по разному. Особенно агрессивны по отношению к карбонатным породам воды, насыщенные углекислотой, а гипс сильнее растворяется соленоватыми водами.

Под карстом понимают не только процесс, но и его результат, т.е. образование специфических форм растворения. Сам термин *карст* происходит от названия известкового плато в Словенских Альпах, где карстовые формы рельефа выражены наиболее ярко. Карст развивается везде, где есть выходы на поверхность карбонатных пород: в Горном Крыму, на побережье Адриатического моря, на Кавказе, Урале, в Средней Азии и еще во многих местах земного шара. Если карстовые формы видны на поверхности, то говорят об *открытом карсте*, а если они перекрыты толщей каких-то других отложений, то – о *закрытом карсте*. Последний чаще развит в равнинных платформенных районах, тогда как первый – в горных.

### 8.1. Карстовые формы.

На поверхности карстовые формы представлены каррами, желобами и рвами, понорами, воронками разных типов, западинами, котловинами, слепыми долинами (рис. 8.1.1).

Карры - это разнообразные неглубокие выемки, образованные, в основном, выщелачиванием известняков поверхностными атмосферными водами. Н.А.Гвоздецкий, одним из знатоков карста, были выделены карры следующих типов: лунковые, трубчатые, бороздчатые, желобковые, трещинные и ряд других. Все эти формы имеют глубину 5-20 – 5-0 см, редко размах рельефа достигает 1-2 м. Наиболее типичны желобковые карры, представленные параллельными желобками, разделенные острыми грядами. Рельеф с желобковыми каррами напоминает стиральную доску, а участки развития многочисленных карров называют *карровыми полями*.

Желоба и рвы представляют собой более протяженные и глубокие участки карстового выщелачивания поверхности известняков, наследующие поверхностные трещины и достигающие глубины до 5 м.

Поноры – узкие отверстия, наклонные или вертикальные, возникающие на узлах пересечения трещин при дальнейшем развитии процесса растворения и выщелачивания.

Эти каналы служат стоком поверхностных вод и направляют их вглубь массива горных пород.

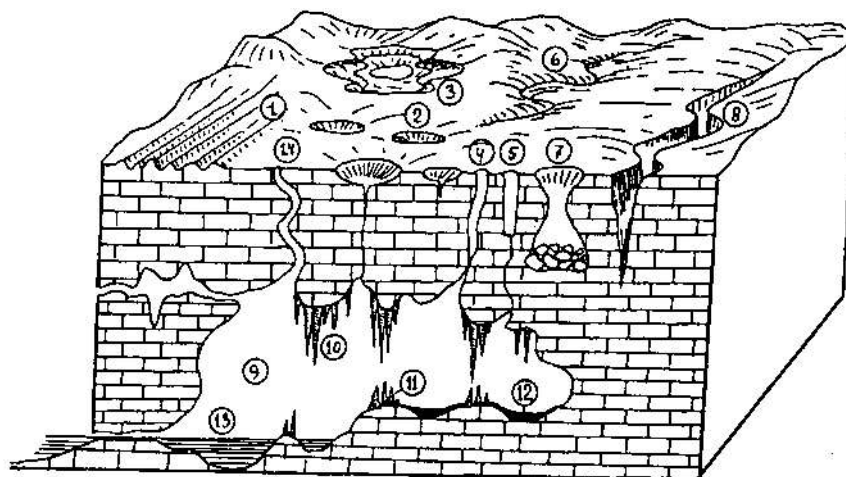


Рис. 8.1.1. Карстовые формы рельефа: 1 – карры, 2 – воронки, 3 – полье, 4 – колодцы, 5 – шахты, 6 – исчезающие реки, 7 – провальные воронки, 8 – ущелье, 9 – пещера, 10 – сталактиты, 11 – сталагмиты, 12 - “терра-росса”, 13 – пещерное озеро

Карстовые воронки подразделяются на: 1) *воронки поверхностного выщелачивания*; 2) *провальные*; 3) *воронки просасывания* (коррозионно-суффозионные по Н.А.Гвоздецкому). Первый тип воронок напоминает собой воронку от взрыва снаряда или бомбы. Образуются они за счет выщелоченной с поверхности породы. Обычно в центре такой воронки располагается понор-канал, по которому уходит вода. Диаметр воронок обычно до 50 м, редко больше, а глубина 5-20 м. Провальные воронки связаны с обрушением свода над полостью, выработанной водами на некоторой глубине. Коррозионно-суффозионные воронки возникают в том случае, когда карстующиеся известняки перекрыты пластом песчаных отложений и последние вымываются в нижележащие карстовые полости. При этом из пласта песка уносятся отложения в поноры и образуется воронка просасывания или вымывания. Процессы суффозии широко распространены в природе.

Блюдца и западины представляют собой мелкие, небольшие карстовые воронки. Если воронки разных генетических типов сливаются по несколько штук вместе, то образуется карстовая *котловина* с рядом углублений на дне. Иногда дно у котловин может быть плоским.

Полья представляют собой довольно большие, сотни метров в диаметре, неправильной формы понижения, образовавшиеся при слиянии ряда котловин и воронок. В том числе и провальных.

Карстовые колодцы и шахты - это каналы, уходящие почти вертикально в известковые массивы на десятки и сотни метров при диаметре в первые метры. Они образуются при выщелачивании по трещинам, иногда поверхностными водными потоками, размывающими известняки. *Шахтами* называются вертикальные полости глубиной свыше 20 м, а меньше – *колодцами*. Если шахты соединяются между собой, а также с субгоризонтальными ходами и пещерами, то образуются карстовые *пропасти*, достигающие глубины в 1000 метров и более.

Слепые долины представляют собой небольшие речки, протекающие в закарстованных районах, имеющие исток, но внезапно оканчивающиеся у какой-нибудь воронки или поноры, куда и уходит вся вода. Иногда долины бывают полуслепыми, когда вода речки вдруг уходит под землю, а потом, через несколько километров появляется вновь, как это происходит в Западном Крыму около Севастополя. Речка Сууксу начинаясь на склонах гор внезапно исчезает и дальше продолжается лишь ее сухая долина с галькой. Примерно через 10-12 км река вновь появляется в виде мощного источника и уже как р. Черная впадает в Севастопольскую бухту. Надо отметить, что такие слепые и полуслепые долины широко развиты в местах распространения карстующихся пород - на Урале, в Башкирии, в Ленинградской, Смоленской, Нижегородской областях, в Крыму и на Кавказе.

В некоторых районах европейской равнины известны озера, которые внезапно исчезают, а потом вновь появляются. Дело в том, что эти озера находятся в карстовых котловинах или воронках. Поноры, присутствующие в них, забиты илом и тогда вода в озерах держится. Но если такая «пробка» вымывается, то и вода уходит в понор и глубже в карстовые полости.

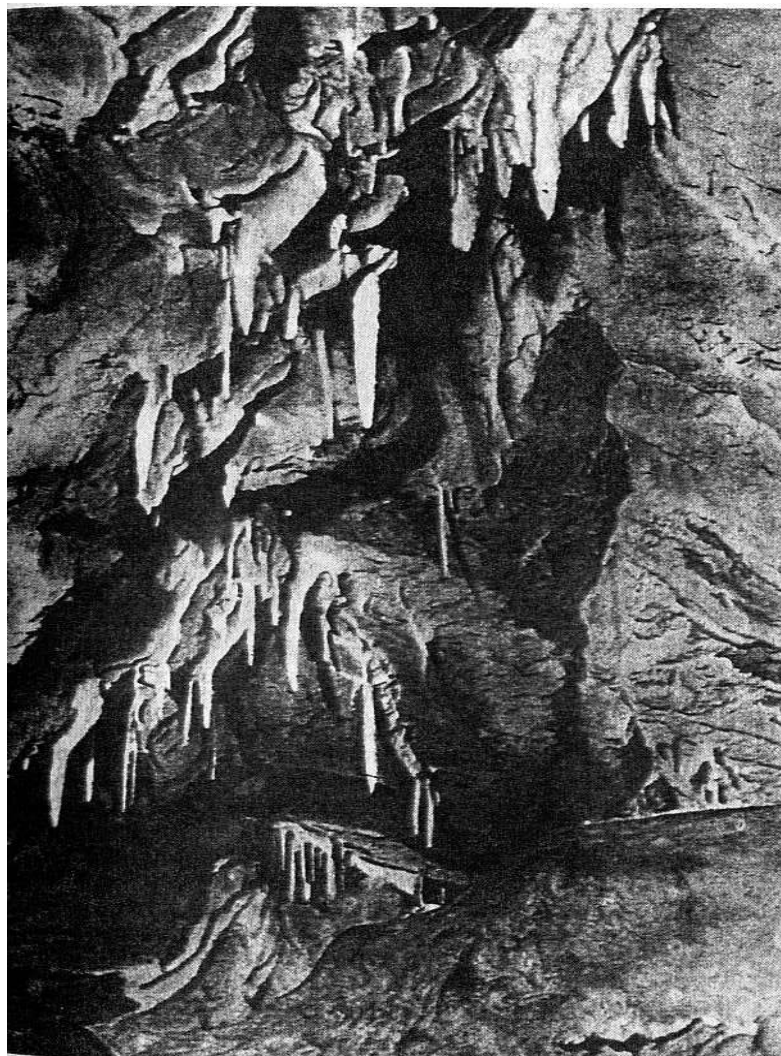
Карстовые пещеры возникают различными способами: путем растворения, выщелачивания и размыва; путем обрушения, раскрытия и последующего размыва тектонических трещин. Подземные воды, протекая по трещинам или тектоническим раздробленным зонам, постепенно растворяя и выщелачивая известняки или доломиты. Таким образом, формируются пещерные полости, часто многоэтажные и сложные, когда отдельные крупные пещеры – «залы», соединяются с другими узкими каналами, щелями, нередко с текущими по ним ручьями.

Крупные пещерные комплексы формируются продолжительное время – десятки и сотни тысяч лет. В пещерах сделаны многие важные палеонтологические и археологические находки, которые позволяют датировать верхние этажи пещер более древним возрастом, чем нижние. Развитие пещер тесно связано с колебаниями уровня зеркала подземных вод и местным базисом эрозии, например, рекой, а также

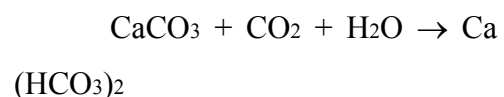


тектоническими движениями. При понижении зеркала грунтовых вод, уже выработанные полости пещер осушаются и процесс растворения и выщелчивания переходит на более низкий уровень. Так может продолжаться несколько раз согласно с этапами врезания реки и колебаниями уровня грунтовых вод. В области многолетнемерзлых пород в пещерах развиты натечные формы состоящие из льда.

На дне пещер часто встречаются красноватые глинистые отложения, т.н. «терра-росса» или «красная земля», представляющие собой нерастворимую часть карбонатных пород, обогащенную окислами железа и алюминия. Однако, наиболее впечатляющей особенностью ряда карстовых пещер являются *сталактиты и сталагмиты* – причудливые натечные образования, создающие неповторимый облик пещерных залов (рис. 8.1.2). Все дело в том, что вода, всегда капающая с потолка пещер, насыщена газом CO<sub>2</sub>, за счет растворения карбонатных пород, а, кроме того, насыщена и бикарбонатом



кальция – Ca (HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. Происходит это по реакции



Эта вода, капающая с потолка, теряет часть углекислоты, в результате чего реакция сдвигается влево и бикарбонат снова переходит в CaCO<sub>3</sub>, который и откладывается как на потолке пещеры (сталактит), так и на днище (сталагмит). В первую очередь на полу пещеры возникают наплывы, похожие на оплывший от свечи стеарин. Это, т.н. *гурьы*. Затем на гурьях возникают сталагмиты с широким основанием, а еще позже –

8.1.2. Сталактиты пещеры Луммелунда ( Н.А. Гвоздецкий)

напоминающими палку или столб. Много позже на потолке пещеры начинают формироваться сталактиты, очень похожие на обыкновенные сосульки. Через какое-то время сталактиты и сталагмиты могут сомкнуться и тогда образуются колонны причудливой формы. Прекрасные многоярусные пещеры есть в горах Крыма, где они сформировались в мощных толщах известняков верхней юры; в Чехии, Словении, на Урале, Кавказе и в других местах.

До сих пор речь шла об открытом карсте. Однако во многих районах, особенно платформенных, где развит закрытый карст. Встречаются т.н. *суффозионные воронки* (лат. «суффозио» – подкапывание). Они возникают в том случае, когда из толщи отложений, перекрывающих карстовые формы, начинается процесс вымывания в карстовые полости. Постепенно на месте этой толщи образуется воронка, а еще ниже – полости, куда эти отложения и могут провалиться (рис. 8.1.3).

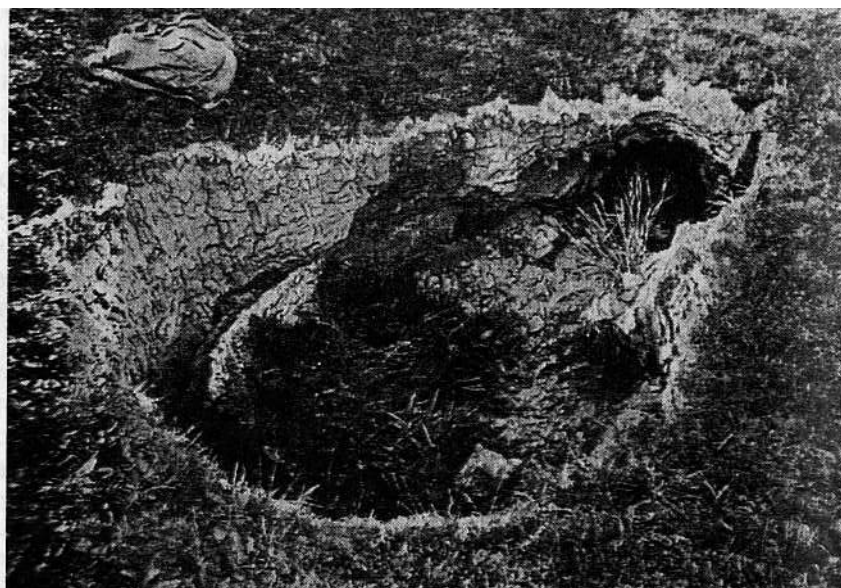


Рис. 8.1.3. Суффозионная воронка в низовьях р.Пахры (фото З.Виноградова)

Карстовые формы развиваются везде, где присутствуют карстующиеся породы – известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменные соли. В пределах Русской плиты широко развит покрытый карст, т.к. известняки карбона и девона повсеместно перекрыты моренными и флювиогляциальными четвертичными отложениями. Встречается также и древний карст, например, под Москвой, где в карстовых формах на поверхности

каменноугольных известняков карманами залегает глинистая верхняя юра. В течение перми, триаса, ранней и средней юры этот район был сушей, и на ней интенсивно происходило карстообразование.

Гипсовый карст развит на северных склонах Уфимского плато в Башкирии, где распространены нижнепермские красноцветные породы с прослоями гипсов, доломитов. Карстовые котловины там имеют глубины до 100 м и в диаметре до первых километров. Пещеры гипсового карста в Приднестровье имеют протяженность в 142,5 км (пещера Оптимистическая), занимая 2-ое место в Мире. Знаменитая Кунгурская «ледяная» пещера в Пермской области в Приуралье имеет в длину 5,6 км и образована в гипсах и ангидритах кунгурского яруса нижней перми. Она славится своими гротами длиной до 150-160 м с ледяными потолками на сводах и полу.

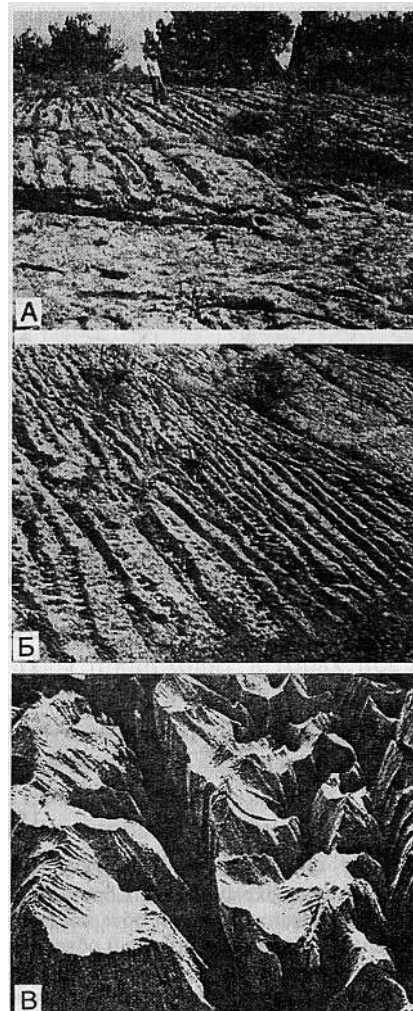


Рис. 8.1.4. а) карры в ущелье Кульсу. (фото Н.А. Гвоздецкого); б) развитие карров и каррового ландшафта (фото В.Б. Бондарчука); в) деталь каррового поля

## Глава 9.0. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Если горные породы приобретают неустойчивое состояние, то в один прекрасный момент под действием силы тяжести может произойти обвал или оползень. Причин создания неустойчивости может быть много. Это и землетрясение, подмыв рекой берега реки или морская абразия, выветривание, прокладка дорог в горной местности, излишнее обводнение. Очевидно, что наиболее благоприятные условия для обвалов создаются в верхних частях скалистых горных склонов или хребтов. Обвалившаяся масса материала, состоящая из глыб, обломков щебня, грубого песка, обычно плохо сортирована, но крупные обломки скатываются по склону ниже всего. Любой материал, образовавшийся обвальным путем, называется *коллювием*, который образует обвальные шлейфы у подножья вертикальных обрывов куэст на Северном Кавказе и в Горном Крыму.

Сложенные массивными известняками вертикальные обрывы, высотой в десятки метров, постепенно отделяются трещинами от основной массы известняков, наклоняются и, наконец, обрушиваются вниз по склону.

Обвалы могут иметь очень большие объемы. Так, в долине Баксана на Северном Кавказе недалеко от Эльбруса в конце позднего плейстоцена, примерно 30 тыс. лет назад произошел грандиозный обвал с гор Андырчи и Курымычи, высотой около 4 км, расположенных на правом склоне долины. Причиной обвала было по-видимому, землетрясение. Огромные глыбы серых гранитов перекрыли концевую часть ледника и на несколько десятков метров «выплеснулись» вверх на противоположный склон долины. Выше по течению реки от обвала во время таяния ледника образовалось озеро. И сейчас этот колоссальный обвальный шлейф перегораживает долину Баксана и называется Тюбеле (тюрск. «тюбеле» – вал) (рис. 9.1).

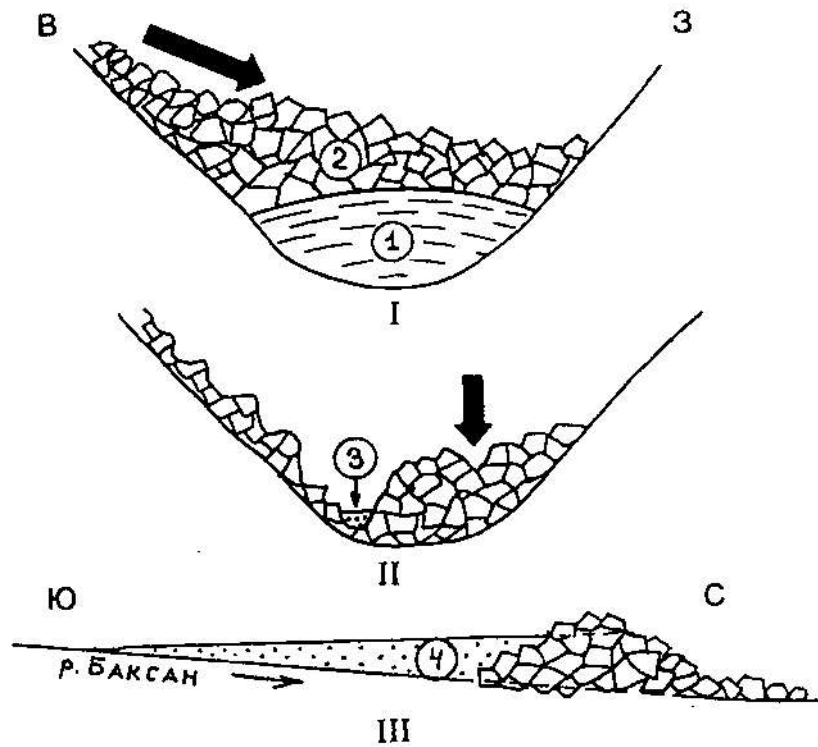
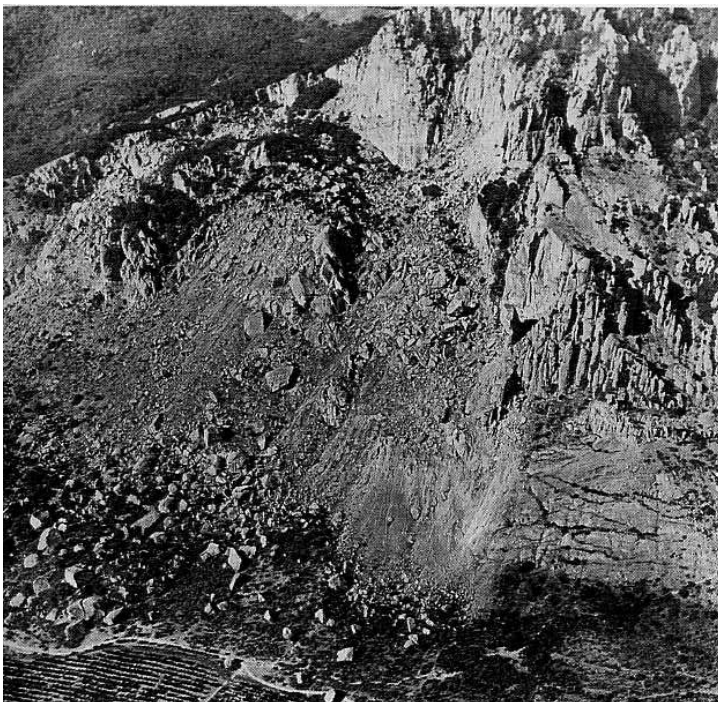


Рис. 9.1. Формирование вала Тюбеле в долине Баксана (Северный Кавказ) (по Е.Е.Милановскому и Н.В.Короновскому). I - верхнеплейстоценовый ледник в долине Баксана перекрыт обвалом гранитных глыб с г.Андырчи: 1 – ледник, 2 обвал; II - ледник отступил и обвальная масса осела: 3 – современная р.Баксан; III – поперечный профиль обвала, выше которого сформировалось озеро (4), впоследствии спущенное. Черная жирная стрелка – место прорыва озера.

В 1911 г. на Памире, опять таки, во время землетрясения. Случился большой обвал, масса которого, ринувшись вниз по склону, образовала плотину на р.Мургаб высотой в 600 м. Это выше Останкинской телевизионной башни.



В 1894 г. в Крыму произошел обвал с западного гребня г.Демерджи, который частично разрушил деревню, располагавшуюся у ее подножья (рис. 9.2).

Рис. 9.2. Обвал на горе Демерджи, южный берег Крыма

Небольшие обвалы и камнепады происходят в горах после каждого сильного дождя или во время таяния снегов. Продвижение обвалов на значительные расстояния и, особенно, на противоположный склон, когда обвальная масса движется вверх, казалось, бы вопреки силы тяжести объясняется, во-первых, большой энергией и скоростью массы, во-вторых, срыванием дерна с поверхности, который служит «смазкой» и, в-третьих, захватыванием фронтальной частью массы воздуха, который сжавшись, играет роль воздушной подушки, уменьшая трение. Этим объясняется своеобразное «выстреливание» обвальной массы на значительные расстояния.

Оползень это, как правило, сравнительно медленное перемещение, оползание, какой-то части склона без существенного нарушения ее внутреннего строения.

Для того, чтобы часть склона соскользнула вниз необходимо наличие водоупора и залегающего на нем водоносного слоя. Тогда водоупор будет играть роль смазки для вышележащей части склона.



Рис. 9.3. Молодой голоценовый обвал на Горном Алтае (фото Б.М.Богачкина). Обвальная масса, поросшая лесом, видна на переднем плане. Место обвала – обрыв на заднем плане

Оползни бывают молодыми и древними. Оползание может быть одноактным процессом или происходить неоднократно. В любом оползне различают: *тело оползня, поверхность скложения, тыловой шов, надоползневой уступ* (рис.9.3). Фронтальная часть оползня действует как нож бульдозера, сминая перед собой поверхностные слои почвы и рыхлых пород. Между тыловой частью оползня и надоползневым уступом образуется понижение, западина, нередко занятая небольшим озерцом. Оползание склонов происходит как в долинах, так и в горах. Например, широко известны оползни в Среднем Поволжье, где смазкой служат верхнеюрские темные глины. В 1884 г. в Саратове в результате оползней на левом берегу Волги были разрушены сотни домов. Южный берег Крыма сплошь

покрыт системой разновозрастных, в том числе и древних, оползней, т.к. склоны сложены флишевыми породами верхнего триаса - нижней юры, состоящими из аргиллитов и тонких песчаников. По ним оползают огромные глыбы верхнеюрских известняков обрыва 1-ой гряды Крымских гор - Яйлы (яйла - пастбище, тюрск.).

Грандиозный оползень г.Кошки около Симеиза в Крыму имеет длину более 3 км и сложен верхнеюрскими известняками. Крымские оползни движутся медленно, от нескольких сантиметров до 100 м в год. Однако, этого достаточно, чтобы в районе Гурзуфа на южном берегу, постоянно разрушалось шоссе. Прокладка новых дорог подрезает части склонов, что приводит к их оползанию

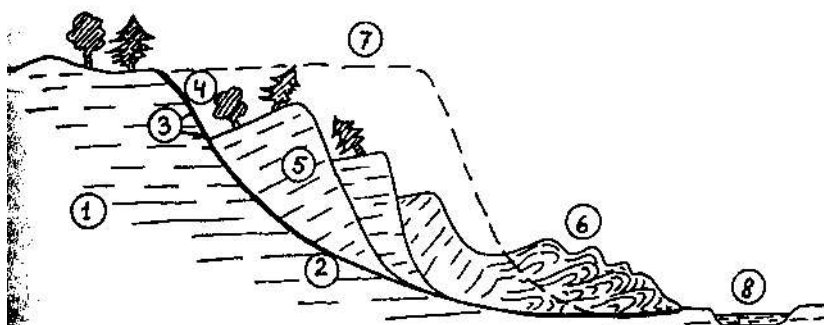


Рис. 9.4. Схема строения оползня: 1 – коренные породы ненарушенного склона, 2 – поверхность скольжения, 3 – тыловой шов, 4 – надоползневой уступ, 5 – оползневые тела, 6 – бугор пучения, 7 – первоначальное положение склона, 8 – река

В Москве, крутой склон Воробьевых гор весь покрыт небольшими оползнями, т.к. верхняя часть склона сложена тяжелыми моренными суглинками. Хорошо виден т.н. “пьяный лес”, наклоненные в разные стороны стволы деревьев, которые сползли с частью склона. Такие же оползни развиты и по долинам рек Пахры, Клязьмы и др. в окрестностях Москвы (рис. 9.4).

Катастрофические оползни регулярно происходят в горных районах Таджикистана во время сильных ливней, особенно в Таджикистане. Обычно сползают рыхлые склоновые отложения, разрушая кишлаки. К сожалению, при этом гибнут люди. Оползни, продолжающиеся уже длительное время, нарушили систему водоснабжения в г.Ставрополе в Северном Предкавказье. Дело в том, что Сенгилеевское озеро, из которого подается питьевая вода, расположено на 465 м ниже города, а на склонах, обращенных к озеру, развиваются оползни. Последние из них произошли весной 1999 г., разрушив три насосные станции из пяти.

Развитие оползней провоцируют землетрясения. Так, во время знаменитого своей силой Чилийского землетрясения 1960 г. возникло множество оползней и *оплывин*, когда по склонам перемещаются массы рыхлых пород, пропитанные водой. В 1906 г. в Сан-

Франциско так же во время землетрясения на склоне холма возник оползень объемом в 100 000 м<sup>3</sup>.

Неустойчивое, предоползневое состояние массы пород вызывается разными причинами, в том числе характером наклона слоев и положением возможной оползневой массы по отношению с ним; неправильной подрезкой склонов при освоении участков с прокладкой дорог, обустройством площадок для строительства и др.

Оплывина – это насыщенная водой масса рыхлого материала, способная течь под действием силы тяжести. В 1972 г. после сильных дождей в Гонконге на крутом склоне возникла оплывина, разрушившая несколько многоэтажных зданий, что привело к гибели 67 человек. Процессы солифлюкции представляют собой также процесс медленного перемещения рыхлого, водонасыщенного склонового материала.

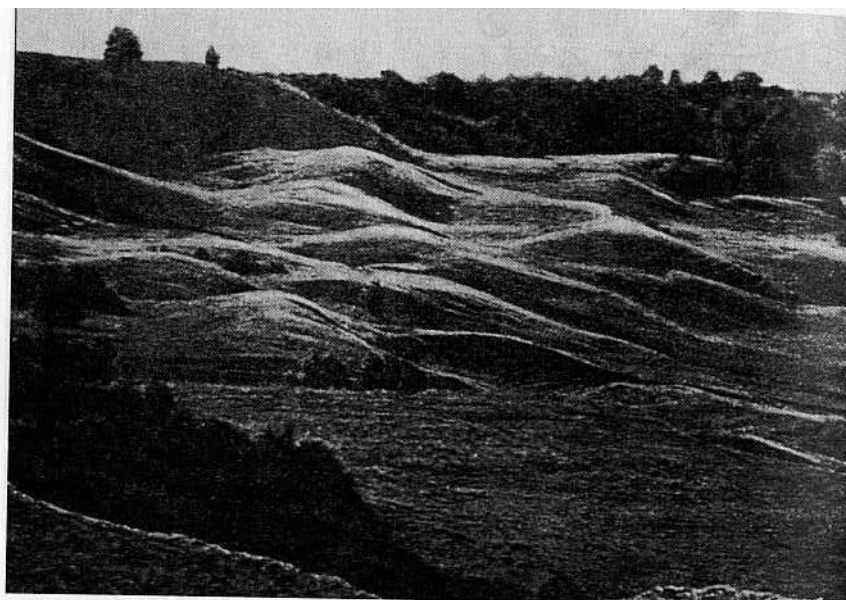


Рис. 9.5. Оползневой рельеф. Правый берег р.Пахры (фото З.Виноградова)

Таким образом, коллювиальные процессы можно подразделить на:

1. обвальные;
2. оползневые: а) скольжение параллельное склону;  
б) скольжение по вогнутой траектории со смятием фронтальной части масс;
3. Течение или оплывание.

Эти процессы могут происходить быстро, мгновенно; могут занимать какое-то время, а могут и происходить очень медленно, со скоростью 1 мм/сутки или 1 см/год. Такие медленные подвижки называются *крипом*. Явление крипа хорошо иллюстрируется загибом верхних частей пластов флишевых отложений на склоне, причем загиб направлен в сторону понижения склона.

Все гравитационные процессы – источник опасности, особенно обвалы и оползни. Предотвратить обвалы трудно, но предсказать место, где они могут быть, вполне



возможно. А вот борьбу с оползнями вести необходимо. Для этого нужно укрепить оползающее тело, отвести от него воду, сделать дренаж, т.е. выкопать канавы, провести штольню для отвода воды и т.д. Оползень можно закрепить, буквально «прибив» его бетонными сваями к коренным породам. Делают это так: сначала бурят скважины через неустойчивую массу пород до коренных, устойчивых; вводят в скважину бетонную сваю и цементируют ее нижний конец в устойчивых породах; надевают на выступающий конец сваи на поверхности стальную пластину и закрепляют ее.

## Глава 10.0. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ

### 10.1. Геологическая деятельность озер.

Озеро- это углубление на поверхности суши – котловина, частично заполненная водой. Озера не обладают непосредственной связью с океанами или морями и наиболее широко развиты в областях гумидного климата, занимая чуть больше 2% поверхности континентов. Некоторые озера, в виду своих больших размеров называются внутренними морями. Например, Каспийское озеро – море, имеющее площадь около 376 00 км<sup>2</sup>, максимальную глубину почти в 1000 м и лежащее на 28 м ниже уровня океана. Аральское бессточное, соленое озеро-море, сейчас почти пересохшее и ряд других. Озера располагаются как в низменностях, так и в горных районах. Оз. Титикака в Андах находится на высоте почти в 4 км. В горной местности располагается самое крупное в мире пресноводное озеро Байкал, содержащее 23000 км<sup>3</sup> прекрасной пресной воды, обладающее площадью 66000 км<sup>2</sup> максимальной глубиной в 1741 м и находящееся над уровнем моря на высоте 455 м.

#### Образование озерных котловин.

Озерные котловины имеют различное происхождение, как экзогенное, так и эндогенное.

Озера *экзогенного* происхождения распространены наиболее широко. На пространствах севера России они связаны с выпахающей, т.е. экзарационной деятельностью последнего оледенения и во многих местах, особенно в карелии, имеют общую субмеридиональную ориентировку. Многие озера старичного, пойменного, дельтового типа связаны с деятельностью рек и распространены на обширных пространствах Западно-Сибирской низменности, Восточной Сибири и Северо-Востока России. Эти озера обладают небольшими размерами и часто имеют серповидную в плане форму. Маленькие, но неглубокие озера связаны с карстовыми котловинами, иногда с провальными суффозионными воронками. В горных областях озера нередко возникают в связи с обвалами, перегораживающими речные долины.

В областях развития криолитозоны многие озера имеют термокарстовое происхождение, а также связаны с любыми участками местного протаивания, в том числе вызванного техногенными причинами.

*Эндогенные* по происхождению озера связаны с молодыми грабенами или их системами в активных рифтовых зонах. В Восточной Африке расположена позднекайнозойская рифтовая зона, в отдельных грабенах которой находятся глубокие озера: Мверу, Ньяса, Рудольф, Танганьика и др. В России оз. Байкал приурочено к молодому, активному рифту, как и еще ряд озер в этом же районе.

Много небольших озер в вулканических областях, например, на Камчатке, где озера приурочены к кальдерам, к кратерам на вершинах потухших вулканов. Лавовые потоки играют нередко роль плотин, перегораживающих долины, а выше плотин возникают озера.

Крупные озера – моря типа Каспийского, Аральского, Виктории и Чад в Африке и других приурочены к тектоническим опусканиям в земной коре.

В последней половине XX в. возникло много больших озер – водохранилищ на крупных реках, как в России, так и в зарубежных странах, которые существенно влияют на окружающую, в том числе и геологическую среду, изменяют климат целых регионов. Достаточно привести в пример зарегулированную Волгу, Днепр, Енисей, Нил и многие другие реки. В России сейчас 2220 больших, средних и малых водохранилищ, с суммарным объемом  $793 \text{ км}^3$ , что составляет 18,6% от стока всех рек России, а их общая площадь –  $65 \text{ тыс. км}^2$ , а это 0,4% площади всей России.

#### Состав озерной воды.

подавляющее большинство озер заполнено пресной водой – речной, родниковой, таящих льдов, снегов. Реже озера имеют соленую или солоноватую воду – Каспийское и Аральское озера-моря, Алаколь, Лобнор, Убсу-Нур в Джунгарии и Южном Алтае; Ван и Урмия на Кавказе; Мертвое море-озеро на Ближнем Востоке; Большое соленое озеро в США. Соленость озерной воды в Мертвом море достигает 310 г/л, а в оз. Эльтон в Прикаспийской впадине 280 г/л, т.е. это уже почти рассолы.. В Каспии соленость вод в среднем 12,85‰, но есть участки, где она составляет 0,2-0,3 ‰.

В озерной воде в зависимости от климатической зоны существенно меняется содержание биогенных веществ, щелочности, кислорода, температура поверхностных и глубинных вод, их циркуляция и другие параметры. Характер минерализации в озерах различный. Есть озера хлоридные, сульфатные, карбонатные. В связи с тем, что в озера впадают реки, то последние приносят в воды озер как механические, так и различные органические взвеси. В пресных мелководных озерах много гуминовых веществ, обусловленных широким развитием растительности. В зависимости от сезонов в озерах преобладают либо механические взвеси, обычно весной и осенью, либо органические, летом. В Байкале вода исключительно чистая и прозрачная. Это самое крупное хранилище пресной воды на планете, превышающее по своему объему ( $23 \text{ тыс. км}^3$ ) объем вод всех Великих озер Северной Америки и содержащее 20% мировых запасов пресных вод. Надо отметить, что и возраст оз. Байкал один из древнейших на планете, т.к. озеро образовалось 25-30 млн. лет назад, но в нем не наблюдается признаков старения. Огромная масса рачков – эпишура способна за 1 год три раза профильтровать 50-метровый слой

байкальской воды, в которой и так очень мало взвешенных и растворенных примесей, но много кислорода, т.к. вода холодная.

Минерализация байкальской воды составляет 94,4 мг/л, тогда как в других озерах она превышает 200-300 мг/л.

Перемещение воды в озерах, если они не проточные, ограничено. Волновые процессы, связанные с ветром, также не очень сильные, хотя волны в несколько метров на крупных озерах не редкость. Если ветер, да еще сильный, дует длительное время в одну сторону, то образуются *нагонные* волны или *сейши*, при этом на наветренной части озера его уровень повышается, а в другой части, наоборот наблюдается сгон воды. Какие-то движения характерны для верхних горизонтов водной массы в застойных озерах, тогда как нижние остаются неподвижными. В таких условиях они насыщаются сероводородом за счет разложения органических остатков.

Геологическая деятельность озер. Характеризуется как разрушительной работой, так и созидательной, т.е. накоплением осадочного материала.

*Абразия* берегов осуществляется только волнами и редко течениями. Естественно, что в крупных озерах с большим водным зеркалом разрушительное действие волн сильнее. Но если озеро древнее, то береговые линии уже определились, профиль равновесия достигнут и волны, накатываясь на неширокие пляжи, только переносят песок и гальку на небольшие расстояния.

Если же озеро молодое, то абразия стремится срезать берега и достигнуть профиля равновесия. Поэтому озеро как бы расширяет свои границы. Подобное явление наблюдается в недавно созданных крупных водохранилищах, в которых волны срезают берега со скоростью 5-7 м в год. Как правило, озерные берега покрыты растительностью, что уменьшает волновое воздействие.

Осадконакопление в озерах осуществляется как за счет привноса обломочного материала реками, так и биогенным, а также хемогенным путями. Реки, впадающие в озера, как и временные водные потоки, несут с собой различный по размеру материал, который откладывается у берега, либо разносится по озеру, где взвесь выпадает в осадок. Как правило, в озерных терригенных отложениях наблюдается очень тонкая слоистость, которая связана с сезонными колебаниями климата, т.к. весной привнос материала больше, чем зимой и он более грубый, а в горных озерах – летом, когда тают снега и ледники.

В крупных озерах, в устьях впадающих в них рек формируются небольшие дельты.

*Органогенное* осадконакопление обусловлено обильной растительностью на мелководьях, хорошо прогреваемых Солнцем. Берега покрыты разнотравьем. А под водой растут водоросли. Зимой, после отмирания растительности она скапливается на дне, образуя слой, богатый органикой. В поверхностном слое воды развивается фитопланктон, цветение которого происходит летом. Осенью, когда водоросли, трава и фитопланктон. Погружаются на дно, там образуется илистый слой, насыщенный органикой. Т.к. на дне в застойных озерах кислорода почти нет, то анаэробные бактерии превращают ил в жирную, желеобразную массу – *сапропель*, содержащую до 60-65% углерода, которую используют как удобрение или лечебную грязь. Сапропелевые слои имеют мощность в первые метры, хотя иногда достигают 30 и даже 40 м, как, например, в Переяславском озере на Русской равнине. Запасы ценного сапропеля огромны и только в Белоруссии составляют 3,73 млрд. м<sup>3</sup>, хотя там и происходит их усиленная добыча.

В некоторых озерах формируются невыдержанные слои известняков – ракушечников или диатомитов, образующихся из диатомовых водорослей, имеющих кремневый скелет.

Многие озера в наши дни подвергаются большой антропогенной нагрузке, что изменяет их гидрологический режим, уменьшает прозрачность вод, резко увеличивается содержание азота и фосфора. Поступление в озера этих биогенных веществ вызывает их эвтрофикацию и даже гиперэвтрофикацию. Техногенное влияние на озера заключается в сокращении площадей водосборов, перераспределением потоков грунтовых вод, использованием озерных вод как охладителей для электростанций, в том числе АЭС.

*Хемогенные отложения* особенно характерны для озер аридных зон, где вода интенсивно испаряется и поэтому происходит выпадение в осадок поваренной и калийной солей (NaCl), (KCl, MgCl<sub>2</sub>), мирабилита (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> · 10H<sub>2</sub>O), соды (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> · 10H<sub>2</sub>O), соединений бора, серы и других. В зависимости от наиболее характерных хемогенных осадков озера подразделяются на сульфатные, хлоридные, боратные. Последние характерны для Прикапийской низменности (Баскунчак, Эльтон, Индер). Сезонные климатические изменения выражаются в чередовании тонких слоев, т.к. выпадение солей интенсивнее происходит летом, чем зимой.

Нередко в озерах накапливаются железистые и марганцевые конкреции, размером до первых сантиметров, которые иногда образуют сплошной слой, мощностью в первые метры. Такие железные руды в древности шли в разработку.

В настоящее время многие озера нуждаются в восстановлении, в частности, те, которые подверглись антропогенному эвтрофированию. Необходимо уменьшить приток в них биогенных веществ и продуктов эрозии.

## 10.2. Геологическая деятельность болот

Болото представляет собой аккумулятивные образования, характеризующиеся временным или постоянным, избыточным увлажнением, наличием влаголюбивой растительности и присутствием торфяных залежей. Влажные зоны теплого и умеренного климата – основные участки суши, где болотный процесс является ведущим, а общая площадь современных болот на земном шаре превышает 2 млн. км<sup>2</sup> и торфяные залежи распространены на площади в 113 гектаров.

Для существования болота необходим высокий уровень стояния грунтовых вод, наличие впадин в рельефе поверхности Земли, достаточное количество осадков и отсутствие контраста их распределения по временам года и значительная биомасса влаголюбивой растительности.

Типы болот определяются условиями их формирования и положением в рельефе местности.

*Низинные болота* характерны для понижений в рельефе и приурочены к плоским, иногда обширным низинам, окаймленным возвышенностями. В таких низинах водный сток обычно замедленный, питаются они либо за счет поверхностных текучих вод, либо подземного стока при наличии неглубоко залегающего водоупора. В низинных болотах влаголюбивая растительность обладает большой массой и представлена осокой, тростником, различными мхами, кустарниками. Нередко озера, постепенно зарастающие, превращаются в болота низинного типа.

*Верховые болота* имеют меньшие размеры, чем низинные и располагаются во впадинах на возвышенных участках рельефа. Питаются верховые болота за счет атмосферных осадков, т.к. на водоразделах уровень грунтовых вод залегает глубоко и необходим близповерхностный слой водоупорных пород, чтобы задерживать влагу. В верховых болотах, бедных минеральными солями, распространен белый сфагновый мох, а также различные кустарники и древесная растительность, т.к. верховые болота быстро зарастают.

*Переходный тип болот* характеризуется питанием как за счет подземных вод, так и атмосферных осадков и в таких болотах развита растительность, не требующая большого количества минеральных веществ.

*Болота приморских низин* занимают обширные пространства побережий во влажных субтропиках и тропиках, где развиваются особые типы древесной растительности, корни которой расходятся от ствола еще над водой и погружены ниже уровня болота в виде растопыренных «пальцев». Особенно характерны тропические болота с мангровыми деревьями, имеющими ходульные и дыхательные корни

(пневматофоры). Такие мангровые заросли на илистых приморских низинах периодически затопляются водами океанов во время приливов. Мангровые болота распространены в Южной Азии, Восточной Африке, в Австралии и на островах Тихого океана.

#### Происхождение болот и отложения.

Крупные болотные районы с интенсивным накоплением торфа приурочены к обширным пространствам в Западно-Сибирской низменности, на севере Восточно-Европейской равнины, в Прибалтике. Горизонтальная климатическая зональность, радиационный баланс, количество атмосферных осадков обеспечивают высокую степень увлажненности и замедленный, почти до полного его прекращения, сток в условиях очень слабо расчлененного рельефа. Возникают торфяно-болотные ассоциации, как, например, в Мещёре, Припятском Полесье, на Обь-Иртышском междуречье в Западной Сибири.

Существование болот зависит от ежегодного прироста биомассы и, одновременно, процесса *опада* – отмирания растений. Когда прирост биомассы и величина опада сравниваются, за этим наступает период деградации биомассы и болота в целом.

В речных долинах, где развиты многочисленные меандры и старицы, скорость стока вод замедляется настолько, что в илистом грунте начинают укореняться ростки водных растений, которые, в свою очередь, еще более замедляют и так невысокую скорость течения, и начинается зарастание дна. Река уже не дренирует пойму, в ней возникает избыточное увлажнение и рост специфической болотной растительности. Образуется *пойменное болото*, обычно развивающееся там, где преобладает аккумулятивная деятельность поверхностных вод.

Нередко болота образуются при зарастании озер, которое происходит от берегов к середине. Осенью водные растения отмирают, падают на дно и формируют слой растительного ила, который постепенно превращается в торф. Наконец, озеро полностью зарастает и превращается в озерное болото. Иногда, на сравнительно глубоких озерах, водная поверхность покрывается, как одеялом, слоем растений и мхов, называемым *зыбуном* или *сплавиной*, ниже которого находится чистая вода, а на дне скапливается торф. Такой слоистый «пирог» постепенно лишается чистой воды в середине и сплавина смыкается с донной торфяной залежью.

Среди болотных отложений наибольшее значение имеет *торф*, образующийся в результате накопления отмершей болотной растительности – различных трав, мхов, кустарников и деревьев. Погрузившаяся в воду растительность, постепенно образует слой в несколько метров, в котором, при недостатке кислорода происходит неполное разложение остатков растительности с помощью микроорганизмов, формирование гумус – темного аморфного органического вещества и увеличение содержания углерода до 55-

60%. Следовательно, торф – это полуразложившиеся растительные остатки бурого цвета. Различные виды торфа связаны с преобладающим типом болотной растительности – осоковой, тростниковой, древесной, сфагновой (моховой) и др. Для образования торфа необходима избыточная увлажненность, замедленный водообмен, низкая степень аэрации, формирование особой геохимической среды. В торфе содержится не более 50% минеральных компонентов в пересчете на сухое вещество.

Районы с интенсивным торфонакоплением приурочены к зоне умеренного климата в Северном полушарии и в бассейне Конго в Центральной Африке. Торф используется как топливо, хотя и невысокого качества из-за большой зольности. Под Москвой уже почти 100 лет работает Шатурская ТЭС, потребляющая торф из обширных болот, где мощность торфа превышает 10 метров. Второе. По важности, применение торфа – удобрение в сельском хозяйстве. Из торфа получают также теплоизоляционный материал, деготь, парафин, воск и др. Мировые запасы торфа превышают 500 млрд. т, из них на Россию приходится около 190 млрд. тонн.

К довольно типичным болотным отложениям относятся *дерновые железные руды*, формирование которых связано с привнесением железистых соединений грунтовыми водами. Источником железа являются моренные отложения четвертичных оледенений. Болотные руды связаны, в основном, в низинными болотами, куда поступает железо с водосборов, где оно входит в состав кор выветривания, или ледниковых морен. Железистый сток в гумидной зоне, где образуются болота, связан с уменьшением поступления в воду силикатных компонентов, а перестройка всей геохимической системы ведет к увеличению подвижности железа и его концентрации до сотни миллиграммов на литр, что отвечает уже уровню настоящих рудоносных растворов. Для того, чтобы начали формироваться железные руды необходимы особые условия рельефа в виде заливов, затонов и других ловушек с ослабленной динамической деятельностью водных масс. Болотные железные руды состоят чаще всего из сидерита –  $\text{FeCO}_3$ , обладающего гороховой структурой. Говоря о болотных отложениях нельзя не упомянуть об *углеобразовании*. Пласты торфа погружаясь, при отрицательных движениях земной коры подвергаются давлению вышележащей толщи пород и воздействию повышающейся с глубиной температуры, в связи с чем торф претерпевает изменения, проходя через несколько стадий.

*Буроугольная стадия* изменения торфа заключается в обогащении его углеродом и в сильном превращении остатков растительности. Так образуется бурый уголь, сравнительно рыхлое вещество, в котором появляются более сложные гумусовые кислоты, отсутствующие в торфе.



В дальнейшем, под влиянием более высоких температур и давлений, количество углерода возрастает и на новой стадии *бурые угли переходят в каменные*, которые сильно отличаются от бурых. Это твердая, плотная порода.

При дальнейшем изменении каменные угли на *антрацитовой стадии* переходят в наиболее углефицированные породы, состоящие почти из чистого углерода. Антрацит – порода черного цвета, иногда с золотистым оттенком, однородная, плотная, блестящая. Антрацит представляет собой каменный уголь. Подвергнутый сильному метаморфизму. От неизменной древесины к антрациту закономерно возрастает содержание углерода и уменьшается водорода, кислорода и азота (табл.9 ).

Таблица 9 .

Состав углей (по Л.Б.Рухину).

Типы углей	Содержание в %		
	С	Н	О и N
Древесина	50,0	6,0	44,0
Торф	59,0	6,0	35,0
Бурый уголь	70,0	5,5	24,5
Каменный уголь	82,0	5,0	13,0
Антрацит	95,0	2,0	3,0

## Глава 11.0 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Ветер является одним из важных геологических агентов, изменяющих лик Земли. Он производит геологическую работу повсеместно, но весьма неравномерно. Работа ветра будет намного интенсивней там, где отсутствует растительность и горные породы непосредственно соприкасаются с атмосферой. Такими районами являются пустынные и полупустынные районы Мира, а также высокие горные хребты и плато. Пустыни характеризуются аридным климатом, в котором количество осадков не превышает 25 см в год, но чаще гораздо меньше.

Распространены пустыни вдоль 30° северной и южной широт, там, где наблюдается нисходящий поток вертикальной циркуляции воздуха и где близповерхностные ветры направлены к северу и к югу. Нисходящий поток в атмосфере увеличивает плотность воздуха и нагревает его, позволяя удерживать в нем больше водяного пара. Испарение воды с поверхности земли в сухом, жарком воздухе так велико, что в нисходящем воздушном потоке почти не образуются облака и не бывает осадков. Противоположная ситуация складывается в приэкваториальной зоне, где поднимающийся вверх воздух расширяется и охлаждается, теряя влагу. Поэтому в этой зоне всегда мощная кучевая облачность и обильные осадки. Т.о., пояс высокой влажности разделяет на Земле две пустынные зоны, приуроченные к 30° северной и южной широт. Однако, не все пустыни строго приурочены к эти зонам. Важным фактором является горные хребты, на одной стороне которых наблюдаются обильные осадки в связи с поднимающимся вверх влажным и теплым воздухом, а на другой – дождей нет, т.к. происходит сильное испарение в результате сжатия нисходящего потока воздуха и его нагревания. Такими примерами являются пустыня Невада и Северная Аризона в США, Гималаи. Большая дистанция от океана – еще один фактор развития пустынь, как, например, центральные районы Китая.

Ветер и пылевые бури. В греческих мифах богом ветра был Эол, поэтому и геологические процессы, связанные с деятельностью ветра, называются эоловыми.

Ветер – это движение воздушных масс, струй и потоков, в приземном слое, в основном, параллельно земной поверхности. Скорость ветра изменяется в широких пределах, от первых с до ураганного в 25-60м/с и более. Чем сильнее ветер, тем больше способен захватывать и перемещать на огромные расстояния мелкие песчинки, пыль, вулканический пепел. Последний может подниматься вверх на 10-15 и более км, где подхватывается горизонтальными струйными течениями со скоростью 200-300 км/час и разносится на большие расстояния. При извержении вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. в западном Вашингтоне в Каскадных горах, пепел разносился на 5000 км. Пепел вулкана

Кракатау при взрыве в 1883 г. несколько лет переносился в стратосфере, огибая земной шар. Колоссальный взрыв вулкана Тамборо в Индонезии в 1815 г., вызвал похолодание в Северной Европе, где 1816 г. был назван «годом без лета», т.к. пепел резко понизил солнечную радиацию. Извержение вулкана Пинатубо на Филиппинах в 1991 г., понизило температуру на 1°C, опять-таки из-за разнесенного по земному шару вулканического пепла.

Перенос ветром тонких пылеватых частиц фиксируется на больших расстояниях. Так, пыль от бурь в Сахаре отмечена на восточном побережье США. В 1993 г. обсерватории Пекина зарегистрировали тонкий материал из Северной Африки и Аравии. В середине 1994 г. в Китае была зарегистрирована пыль из районов Северной Европы. Пыльные бури в Монголии поставляют материал в Японию и на острова Тихого океана и т.д. Причем этот перенос осуществляется струйными течениями на высотах 9-12 км. В Евразии отмечается устойчивый северо-западный перенос пылеватого материала. Пыльные бури в Ставропольском крае за считанные дни уносят десятки тысяч тонн культивированной плодородной почвы. Существуют районы, в которых ветер каждый год дует с постоянной силой длительное время. Так, в марте-апреле в Северной Африке 50 дней дует жаркий ветер из пустынь – хамсин (арабск. Хамси – пять). В это время даже аэропорты прекращают работу, видимость падает до нескольких метров, а в воздухе песчаная пыль и удушающая жара.

В южных районах США каждый год возникают торнадо или смерчи – штормопорообразное закручивание воздушных струй со сверхзвуковой скоростью в центре смерча. Подобное торнадо не только разрушает все постройки на своем пути, но и отрывает куски горной породы, перенося их на большое расстояние.

Геологическая работа ветра состоит из нескольких основных процессов: 1) разрушение горных пород – дефляция и корразия; 2) транспортировка материала; 3) аккумуляция материала.

#### 1. Дефляция и корразия.

Под дефляцией (лат. дефляро – выдувать) понимается выдувание рыхлых, дезинтегрированных горных пород с поверхности Земли, а корразией (лат. «корразио» - обтачивание) называется обтачивание выступов горных пород твердыми частицами, переносимых потоками и воздушных струй в приземном слое. Этот процесс напоминает действие песткоструйного аппарата, которым чистят каменные здания (рис.11.1.1).

Дефляция проявляется там, где дуют сильные ветры, в своеобразных «аэродинамических трубах» – узких горных долинах, ущельях, например, в Джунгарских воротах – долине между Джунгарским Алатау на западе и горами Барлык и Майли на

востоке. В такой «трубе» создается сильная тяга воздуха и переносятся не только песок,, но и мелкие камешки, размером до 1 см и больше. Постоянные процессы выдувания – дефляции приводят к постепенному углублению долин или узостей.

Дефляция проявляется в пустынных районах, в которых сдувается слой сухих, рыхлых отложений, расположенных на более влажных. Выдувание приводит к формированию глубоких котловин, как, например, в Ливийской пустыне в Северной Африке, где впадина Каттара площадью около 18000 км<sup>2</sup> имеет глубину 134 м ниже уровня моря. И таких дефляционных впадин и котловин много в различных пустынях. Ветер выдувает мелкие обломки и песок из всех трещин в скальных выступах, делая их рельефнее. Дефляция углубляет также любые искусственные выемки, например, колеи автомашин, следы трактора и т.д. Легко выдуваются лёссовые породы, в которых образуются глубокие, до 20-30 м ущелья.

Если в толще пород, подверженных дефляции, присутствуют более плотные стяжения или конкреции, то после выдувания рыхлого материала они остаются как бы отпрепарированными, рельефно выделяясь на местности.

На дне бессточных котловин часто скапливается соль, кристаллизация которой разрыхляет почву. А затем этот очень рыхлый слой, напоминающий «пух» сдувается каждый год и котловина углубляется на 5-7 см. И так повторяется ежегодно.

Корразии подвергаются все выступы горных пород, причем более мягкие участки менее сцементированные, углубляются быстрее, чем плотные и тогда образуются ячейки, ниши углубления неправильной формы. Любое уплотнение со временем становится выпуклой формой. Поскольку переносимый ветром песчаный материал движется над самой поверхностью земли, не выше 2-х м, а чаще до 0,5 м, обтачивание происходит в нижней части выступов пород. Поэтому часто формируются столбы и пирамиды «каменные истуканы» с тонкой «шейкой» в основании и расширением вверху. Иногда образуются качающиеся камни, когда между двумя глыбами остается одна точка соприкосновения.

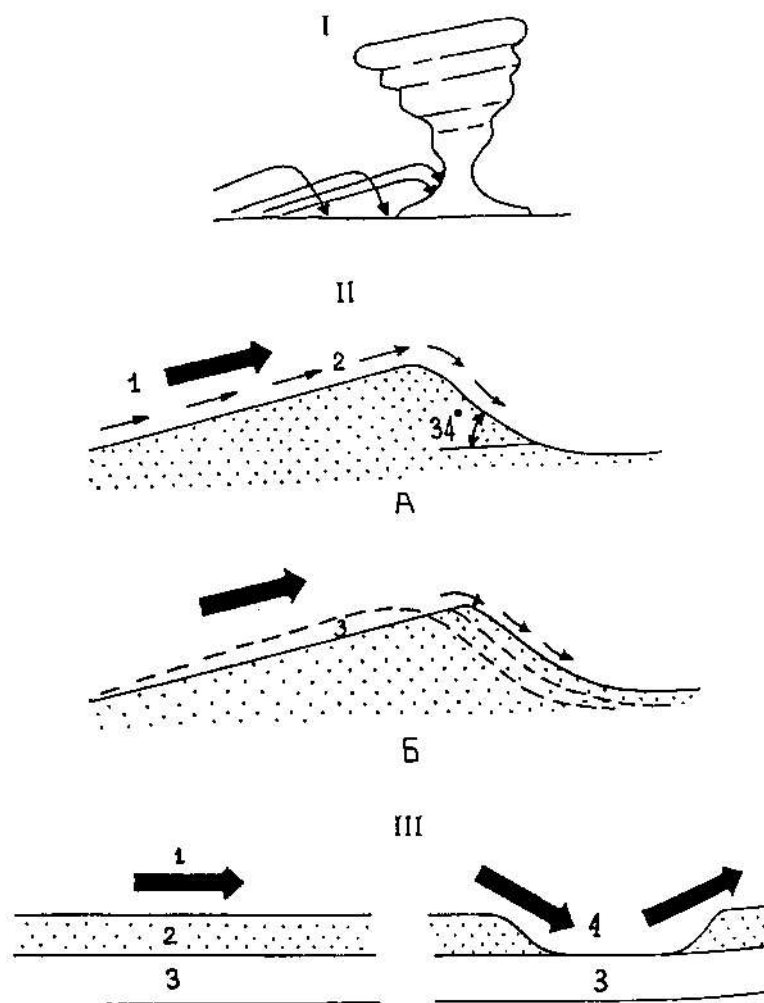


Рис. 11.1.1. Разрушение и аккумуляция сыпучего материала при эоловых процессах. I – коррозия. Песчинки, перемещающиеся ветром путем сальтации (прыжками), обтачивают выступы горных пород. II – образование бархана: А – 1 – ветер; 2 – песок; 34° - угол естественного откоса сыпучих тел – подветренный склон. Б – перемещение бархана – пунктир; 3 – зона ветровой эрозии песка. III – образование котловин выдувания: 1 – ветер; 2 – песок; 3 – увлажненный грунт

Если в пустынных районах много камней, то эти камни постепенно обтачиваются, коррадируются летящим песком и при этом образуется отшлифованная поверхность. Камень может по каким-либо причинам перевернуться и тогда обтачивается и полируется уже другая грань. Так образуются вентифакты или драйкантеры – трехгранные отшлифованные обломки горных пород.

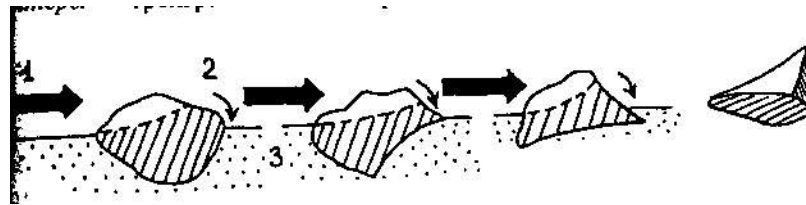


Рис. 11.1.2. Образование драйкантеров (вентифактов): 1 – ветер; 2 – переворачивание камня; 3 – перемещающийся песок обтачивает и полирует поверхность камня

### Эоловый перенос материала.

Существует 2 способа эолового переноса: 1) сальтация и 2) волочение, перетекание.

Сальтация (итал. сальто - прыжок) – это перемещение песчинок прыжками (рис.11.1.1, I). Песчинка, поднятая ветром ударяется в песок, выбивает из него еще песчинки и т.д. Сальтация происходит при довольно сильном ветре и действует по типу цепной реакции.

В других случаях песок под действием ветра «перетекает». Песчинки медленно перекатываются, «волокутся» по неровностям рельефа. Чем сильнее ветер, тем большего размера песчинки вовлекаются в этот процесс. Песок как бы струится, напоминая движение воды.

При сильных бурях вверх подбрасываются даже камни небольшого размера и галька, которая таким способом также перемещается на большие расстояния. Способность ветра к транспортировке песка зависит от скорости и степени турбулентности. В процессе движения все песчинки сформируются по удельному весу и окатываются. Поверхность песчинок приобретает матовый оттенок и округлую форму.

### **11.2. Аккумуляция эолового материала.**

Переносимые ветром частицы пыли, «перетекающие» пески, подброшенные ураганом обломки и гальки где-то должны накапливаться, формируя толщи *эоловых отложений*.

Пыль, вулканический пепел и мельчайший песок, унесенные ветром на большие расстояния, в конце концов осядут на землю и войдут в состав морских, озерных и континентальных отложений. Но основная масса песка, образовавшегося при выветривании разрушении и дефляции горных пород, образуют накопления вблизи этих мест, т.е. в пустынях, на морских побережьях, в низовьях речных долин, причем современные эоловые отложения рыхлые, т.к. они не успели сцементироваться из-за сухого, жаркого климата и отсутствия воды.

Наибольшее количество песка аккумулируются в пустынях, где он состоит преимущественно из кварцевых зерен, как минерала наиболее устойчивого к химическому выветриванию. Происхождение песка, в основном, речное, т.е. песок пустынь – это перевеваемые аллювиальные отложения, т.к. тысячи лет назад климат в районах современных пустынь был более влажным, там текли реки и существовала растительность.

Ветер непрерывно перемещает песчаные массы, формируя своеобразный рельеф, свойственный только пустыням. Пожалуй, наиболее типичной формой рельефа являются *барханы* – скопления песка, имеющие в плане форму сплющенного полумесяца с двумя «рогами», обращенными в сторону дующего ветра. В поперечном разрезе бархан это асимметричный холм, с пологим, длинным наветренным склоном и крутым  $34^\circ$  (угол естественного откоса сыпучих тел) подветренным. Песок перемещается вверх по пологому склону и скатывается с крутого, поэтому гребень у бархана острый. Барханы достигают в высоту 30-35 м и когда их много, то они напоминают застывшие волны (рис. 11.2.1; 11.1.1,II).



Рис. 11.2.1. Барханы

Нередко барханы группируются в цепи, длиной в 10-20 км, расположенные перпендикулярно преобладающим ветрам, а иногда размещаются поодиночке. На поверхности наветренных склонов барханов образуется мелкая эоловая рябь, как на воде.

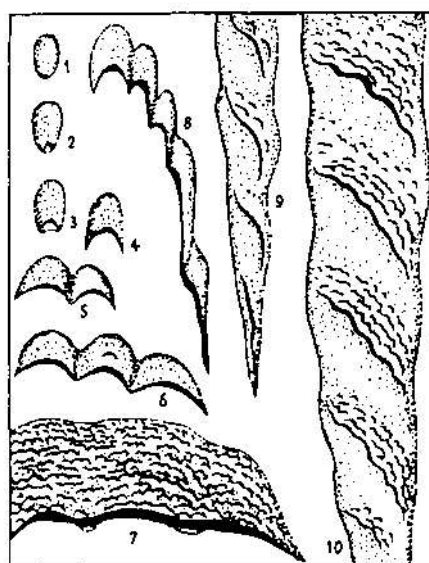
Кроме барханов в песчаных пустынях развиты *валы* – длинные, но неширокие скопления песка с пологими склонами. Высота гряд достигает 200 м, а длина первые километры. В плане они похожи на вытянутые капли. Понижения между валами подвергаются дефляционным процессам и тонкий материал выдувается из них углубляя продольную котловину (рис. 11.2.2).

Грядово-ячеистые песчаные формы возникают при соединении песчаными перемычками гряд барханов.

Кучевые формы рельефа образуются за какими-либо препятствиями – скалами, глыбами горных пород, кустарниками. Разбросаны они беспорядочно и острым концом направлены по ветру.

Существуют и другие типы песчаных аккумулятивных форм, обусловленных перемещением песков под влиянием ветра, скорость которого достигает десятков метров в год. Движущиеся пески наступают на поселения, перекрывают дороги, сельскохозяйственные поля. В древнем Египте знаменитый сфинкс, храмовые комплексы Луксор, Карпак, Дондура и другие были почти полностью погребены под песками и откопаны только в прошлом веке.

Рис.11.2.2. Схема развития основных форм рельефа оголенных песков (по Б.А.Федоровичу): 1 - барханная лепешка (щитовидная дюна), 2 – эмбриональный бархан, 3 – молодой бархан, 4 – полулунный бархан, 5 – парный бархан, 6 – барханная цепь, 7 – крупная комплексная барханная цепь, 8 – групповой бархан, переходящий в продольную ветру барханную гряду, 9 – барханная продольная гряда с диагональными ребрами, 10 – крупная продольная гряда с комплексными диагональными ребрами



На морских побережьях, в долинах и дельтах крупных рек за счет развевания аллювиальных отложений формируются песчаные формы рельефа – дюны. Они похожи на барханы, обладают параболической формой и также передвигаются под влиянием преобладающих ветров.

### 11.3. Типы пустынь

Типы пустынь выделяются на основании преобладания дефляции или разных способов аккумуляции рыхлого материала.

Каменистые пустыни или гаммады представляют собой развалы горных пород, группы скал практически лишенных рыхлых, сыпучих отложений, которые уносятся процессами дефляции.

В таких, довольно мрачных пустынях камни покрыты черным налетом. Такое впечатление, что их покрыли лаком. Этот, т.н. «пустынный загар» образуется потому, что



очень сильное испарение в сухом, жарком климате, подтягивает вверх влагу по капиллярам в зоне аэрации, которая содержит растворенные железомарганцевые окислы, выпотевающих на поверхности камней (рис. 11.3.1).

Аккумулятивные пустыни бывают различными по своему характеру. Преобладают песчаные пустыни – *кумы* в Средней Азии или *эрги* в Африке. Всем известны пустыни Каракум (черные пески), Кызылкум (красные пески), Сахара, Атакама, Калахари и другие. Все эти пустыни обладают своеобразным рельефом из бархан, гряд, бугров и валов. Песок, слагающий поверхность пустынь, непрерывно движется, хотя его мощность составляет всего несколько десятков метров, реже 100-200 м.

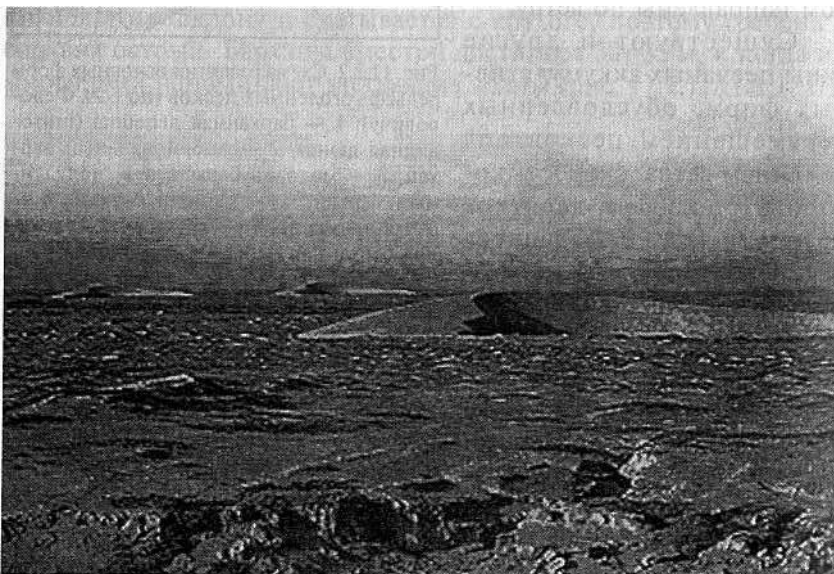


Рис. 11.3.1. Одиночные барханы в пустыне

Глинистые пустыни или такыры, как правило возникают на месте высохших озер. Поверхность таких пустынь исключительно ровная, покрыта глинистой, растрескавшейся коркой. Идеальная ровная поверхность в США используется на высохшем оз. Бонневиль для заездов рекордных автомашин (рис. 11.3.2).



Рис. 11.3.2. Такыр – глинистая пустыня

Солончаковые пустыни или шоры располагаются в местах преобладания лессовых отложений и характеризуются обычно сильно развитой овражной сетью, не оставляющей в таких пустынях ровного места.

Итак, пустынями на Земле сейчас занято около 20 млн. км<sup>2</sup> и площадь их увеличивается за счет неразделенной хозяйственной деятельности человека, а также за



счет изменения климатических условий.

Рис. 11.3.3. Ветровая рябь на поверхности песка. Узбекистан (фото З.Виноградова)

Чтобы замедлить или прекратить наступление их надо закрепить их растительностью, вырастить которую в таких условиях безводной пустыни нелегко. Кроме того, нужно создать преграды на пути ветрового переноса материала, нужно ослабить ветер, разделив его плотный поток на более мелкие струи. Для этого выдвигают щиты, стенки, которые, впрочем, могут быть довольно быстро засыпаны песком.

## Глава 12.0. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ СНЕГА, ЛЬДА И ЛЕДНИКОВ.

В современную эпоху 11% суши или 17 млн. км<sup>2</sup> занято ледниками и ледниковыми покровами, объемом около 30 млн. км<sup>3</sup> и это не считая морских льдов, айсбергов и снежного покрова, а также подземных льдов, широко распространенных на земном шаре. 18-20 тыс. лет назад огромная территория в Северном полушарии была занята сплошным покровом льда, мощность которого превышала 3 км. Крупнейшими ледниковыми покровами на суше являются Антарктический (около 15 млн. км<sup>2</sup>) и Гренландский (около 1,8 млн. км<sup>2</sup>). Все остальные ледники, развитые преимущественно в горах, обладают незначительным объемом.

Для образования ледников необходим снежный покров, который не успевал бы полностью растаять в летний период. Следовательно, уменьшаются контрасты температур между снежной зимой и прохладным летом.

Превращение снега в лед. Снег выпадает в форме красивых тонких, обычно гексагональных легких кристаллов, которые образуют рыхлый покров на поверхности Земли. Кристаллы снега образуются при конденсации водяного пара. Свежий снег обладает высокой пористостью и большой поверхностью соприкосновения с воздухом, что способствует испарению и сухой возгонке, т.н. *сублимации*, при которой выделяется тепло (рис. 12.1). Снежинки начинают уплотняться и, подтаивая, за счет высвобождающегося тепла, начинают изменять свою форму, превращаясь в округлые зерна и уплотняясь. Подобное состояние снега называется *фирном*. Дальнейшее уплотнение фирновых зерен ведет к их трансформации в *фирновый лед*, еще содержащий поры, а еще позднее уже в *глетчерный лед*, не имеющий пор, обладающий голубоватым цветом и менее плотный, чем речной лед. Чтобы образовался 1 м<sup>3</sup> льда необходимо 10-11 м<sup>3</sup> снега, а чтобы снеговой покров длительно сохранялся нужно сочетание низких температур воздуха с обильными снегопадами.

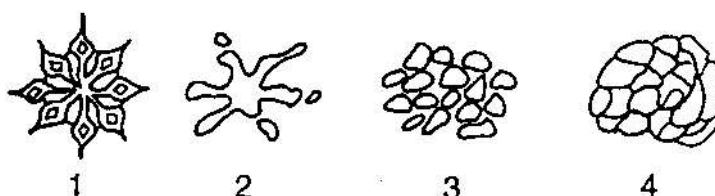


Рис. 12.1. Превращение снега в лед: 1 – снежинка, 2 – под воздействием сублимации (возгонки) выделяется тепло и снежинка оплавляется, 3 – оплавленные комочки образуют фирн, 4 – фирновые зерна соединяются, сплавляются вместе, превращаясь в лед

Т.к. с высотой температура воздуха понижается на 0,5-0,6°С на каждые сто метров, то в горных областях есть уровень - *снеговая линия*, выше которой снег уже не тает. В

разных районах Земного шара снеговая линия находится на разных высотах: от 0 в Антарктиде и до 6 км в горах в низких широтах, причем в горных районах на положение снеговой линии оказывает влияние экспозиция склонов. На южных она выше, чем на северных.

Льды образуются как на суше, так и в реках, озерах и морях. Речной лед более плотный, чем глетчерный, а максимальная плотность чистой воды достигается при температуре  $+3,98^{\circ}\text{C}$ , при этом плотность охлаждающейся воды с поверхности увеличивается и она опускается вниз, способствуя перемешиванию воды, пока вся масса воды не приобретет максимальную плотность. При температуре около  $0^{\circ}\text{C}$  вода начинает превращаться в лед и при этом объем увеличивается. При колебаниях температуры объем льда увеличивается или уменьшается, причем в первом случае, например, в озерах, лед выталкивается на берег, образуя валы из обломков пород.

Соленая вода в морях замерзает при температуре  $-2-4^{\circ}\text{C}$ , что зависит от солености. В Северном Ледовитом океане мощность льда не превышает 3-4 м, увеличиваясь у берегов до 10-15 м, т.к. лед намерзает за счет брызг от волн. Смерзшиеся льдины образуют неровную поверхность *накового льда*. В прибрежных районах образуется *донный лед*.

### **12.1. Классификация ледников.**

По форме ледники подразделяются на *горно-долинные* и *покровные*. Наиболее крупные материковые ледяные покровы находятся в Антарктиде и Гренландии, а более мелкие известны в Исландии, на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле и островах Канадского Арктического архипелага. Горно-долинные ледники развиты почти во всех крупных горных системах: Кордильерах, Андах, Памире, Гималаях, Кавказе, Альпах и других, где в высокогорье располагаются понижения - цирки с ледяными шапками, из которых лед спускается в долины. Иногда еще выделяют *промежуточный* тип ледников, которые в горах обладают долинной формой, а выходя на равнину превращаются в покровный ледник, сливаясь в единый ледниковый щит незначительной мощности.

#### Горно-долинный тип ледников.

В любом горно-долинном леднике различаются области: 1) *аккумуляции*, 2) *стока* и 3) *разгрузки* (рис. 12.1.1). Горные ледники питаются за счет снега, выпадающего в высокогорье и постепенно переходящего в фирн, а затем и в лед. Естественно, что областью накопления льда являются понижения между скальными пиками, напоминающие чаши и называемые *карами*. Сливаясь между собой кары образуют более

обширные ледниковые *цирки*, из которых лед устремляется в горные долины, по которым может перемещаться на десятки километров.

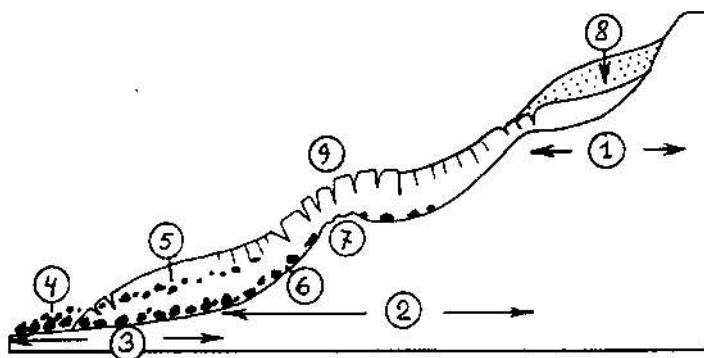


Рис. 12.1.1. Схема строения горного ледника: области: 1 – аккумуляции, 2 – движения, 3 – разгрузки. Морены: 4 – конечная, 5 – срединная, 6 – донная; 7 – ригель; 8 – снег; 9 – кривасы (трещины)

В том месте, где ледник выходит из кара или цирка, всегда существует перегиб склона, а в леднике возникает *подгорная трещина*. Область стока ледника всегда характеризуется обилием трещин, т.к. в горной местности существуют резкие перепады высот рельефа уступы, обрывы и т.д., т.е. быстро изменяется градиент склона. Область разгрузки представляет собой окончание ледника, где он тает и уменьшается в мощности и объеме.

Горно-долинные ледники подразделяются на *простые* и *сложные* (рис. 12.1.2).

Последние характеризуются питанием из целого ряда ледниковых цирков и наличием языков льда, сливающихся в один крупный долинный ледник. Такие ледники характерны



для многих горных систем типа Кавказа, Альп, Памира. Ледник Федченко на Памире, обладающий длиной в 71,7 км и мощностью до 1000 м, в своей средней части, принимает в себя около 20 относительно небольших ледников, которые его подпитывают и картина в плане напоминает дерево.

Рис. 12.1.2. Сложный ледник в Альпах. Хорошо видны срединные морены

Поэтому такие сложные ледники называются *древовидными*.

Нередко ледниками заняты высокогорные перевалы и языки льда спускаются по обе стороны горного хребта, нося название *переметных ледников*, напоминающих положение переметных сум на лошади. Существуют *каровые ледники*, располагающиеся только в каровом углублении (рис. 12.1.3). Иногда ледник выходит из кара, но не достигает днища главной долины, оставаясь как бы висеть на склоне. Такие ледники называются *висячими*. От концов висячих ледников часто обрушиваются большие глыбы льда.

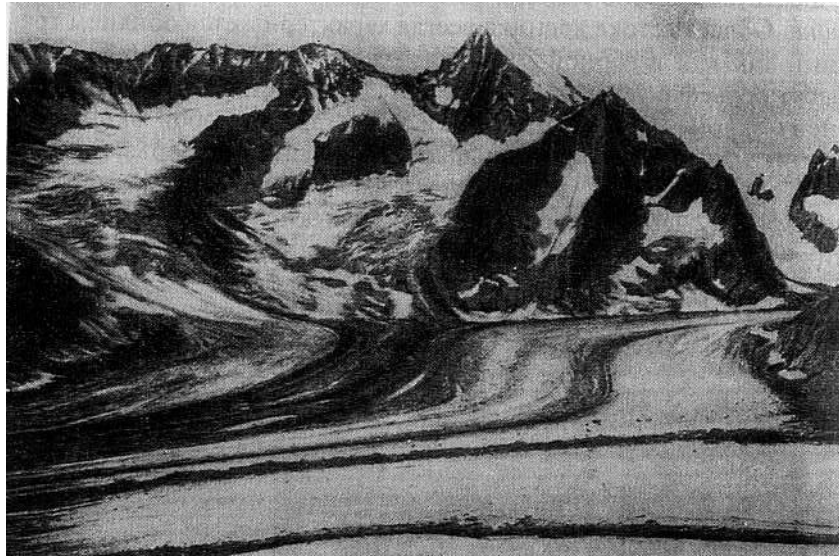


Рис.12.1.3. Цирки, наполненные льдом. Западная ветвь ледника Большой Алец (Швейцарские Альпы)

В Средней Азии существует особый тип горно-долинных ледников, питающихся не за счет каровых фирновых полей и ледников, а за счет большого количества снега, поступающего на поверхность ледника с лавинами, сходящими со склонов ледниковой долины. Подобные ледники называются *туркестанскими*.

Лед - хрупкое вещество. Если по нему ударить молотком он разобьется. Тем не менее ледники движутся и это означает, что на глубинах в 50 и более метров, там, где трещин уже нет и давление велико, лед обладает пластичностью и способен медленно течь, т.к. атомы в кристаллической решетке льда способны смещаться друг относительно друга, а лед испытывает пластическую деформацию. Собственно говоря, лед течет точно также, как и горные породы под большим давлением и высокой температурой на глубинах в первые км. В этом отношении лед не отличается от горных пород. В силу различной твердости разных слоев льда в леднике возникает расслоенность и отдельные слои могут скользить друг по другу с разной скоростью (рис. 12.1.4). Особенно часто отслаивается

верхний наиболее хрупкий слой ледника, на крутых склонах образуя мощные *ледопады*, как это случается в Альпах, на Кавказе.

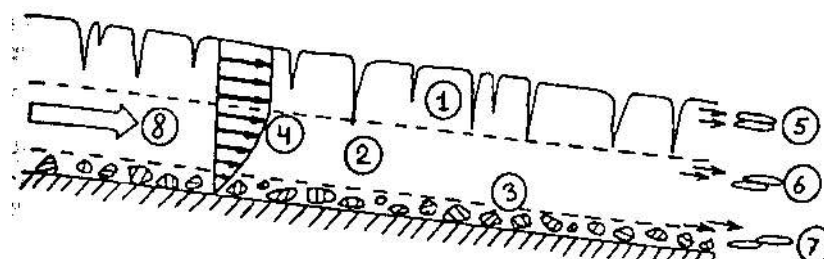


Рис. 12.1.4. Продольный разрез части горного ледника: 1 – зерна хрупкого льда, 2 – зона пластичного льда, 3 – зона вмороженных в лед валунов, 4 – кривая скоростей движения льда, 5 – зерна льда движущиеся вместе, 6 – верхние зерна опережают нижние, 7 – верхние зерна еще сильнее опережают нижние, 8 – направление движения льда

Скорость движения ледников различна и отличается в разные периоды года, составляя от 0,1-0,5 м/сутки, как, например, на Кавказе или в Альпах, до первых м/сутки на крупных ледниках Памира, Каракорума и Гималаев, а в Гренландии есть ледники, скорость перемещения которых в узких горных долинах составляет 30 м/сутки. Существуют ледники, которые как бы внезапно приобретают аномально большие скорости движения. Так, например, необычным “норовом” славится ледник Медвежий на Памире. В 1963 г. скорость его движения превысила 150 м/сутки и он за короткое время продвинулся вперед почти на 7 км. Также необычно быстро двигался в феврале 1937 г. ледник Блэк Рэпидз на Аляске в 210 км к югу от г.Фэрбенкс. 23 февраля его скорость достигла 220 футов/сутки (около 75 м/сутки) и так он двигался примерно 6 месяцев. Затем скорость его перемещения упала и он начал отступать.

Причины аномально быстрых движений ледников обычно связаны с обильным поступлением снега в области аккумуляции и превратившись в лед, масса испытывает большое давление, не успевая протиснуться сквозь узкое сечение долины. В эти моменты скорость движения ледника возрастает и она будет сохраняться пока не сбросится как бы “лишняя” масса льда.

В горно-долинных ледниках скорость движения льда в плане и в поперечном разрезе различается в разных местах сечения ледника. У бортов и у днища ледника скорости минимальны ввиду трения о коренные породы, а в середине и в центральной части в плане скорости перемещения будут больше. Так как движение ледника неравномерно в поперечном сечении, он растрескивается и трещины располагаются перпендикулярно оси максимального по скорости течения ледника, загибаясь к его краям. Трещинообразованию способствует и расслоенность ледника, о чем уже говори лось



выше. Талые воды, текущие, как по поверхности, так и под днищем горно-долинных ледников разрабатывают неровности и трещины, нередко превращая их в ледяные туннели или глубокие канавы. Кроме того, эти водные потоки переносят большое количество разрушенного ледником обломочного материала с коренных склонов долины.

Покровные материковые ледники, обладая изометричной в плане и линзовидной формой в поперечном разрезе, обладают максимальной мощностью, достигающей до первых км в центральной части купола, откуда лед под давлением и в результате изменения градиента давления движется по радиусам к своим краям. При этом следует иметь в виду, что в основании горно-долинных ледников температура обычно высокая и близка к точке плавления льда (“ледники с теплым основанием”). Поэтому льды скользят по субстрату с минимальным трением по пленке из талой воды, как конькобежец движется по льду с пленочкой воды под лезвием конька. В высоких широтах температура может быть настолько низкой как в самой толще льда, так и в его основании, что лед “примерзает” к субстрату (“ледники с холодным основанием”) и движение ледника осуществляется за счет скольжения его внутренних неоднородных слоев.

На станции Бэрд в Антарктиде в 1966-1968 гг. пробурена скважина, достигшая на глубине 2,164 км пород основания ледника, температура которого была всего лишь - 1,6°C, тогда как на глубине 0,8 км во льдах она составляла - 28,8°C. Несмотря на общую, очень низкую температуру на поверхности Антарктического покрова, в районе станции “Восток” радиолокацией было обнаружено подледное озеро шириной до 75 км и длиной более 200 км при глубине до 0,5 км. Температура льда в основании покрова на глубинах в 3,750 км равна температуре его плавления и составляет всего -2 ° C, при давлении у ложа в 300 атм. Талая вода должна выдавливаться туда, где мощность ледника меньше и в отдельных углублениях она может скапливаться в виде подледных озер. Скважина на станции “Восток” была остановлена на глубине 3623 м при общей толщине ледника в 3750 м. Когда уже резко изменилась структура льда и его крупные кристаллы указывали на то, что он намерз снизу, бурение остановили из-за опасности нарушения возможной микробиоты пресного подледного водоема.

Открытие подледного озера в Антарктиде при огромной мощности ледникового щита (более 4 км) имеет большое значение для поисков жизни на ледяных спутниках Юпитера, например, Европы. Возможно и под ледяным панцирем Европы тоже есть озера с пресной водой, а в них какая-нибудь биота.

Поверхность ледников, не покрытых снегом, всегда изрезана трещинами, которых особенно много там, где тело ледника испытывает изгиб вверх и в нем развивается напряжение растяжения. Возникающие при этом трещины располагаются веерообразно,

расширяются кверху и суживаются вниз. А по краям долинного ледника всегда закономерно расположена система трещин - *карисс*, изогнутых в сторону верховьев ледника, что связано с его течением (рис. 12.1.5 ). Если снег с поверхности ледника стаял, то ручьи, текущие по ней днем, в жаркое время суток, вырабатывают небольшие углубления, разделенные гребнями. Такая поверхность называется *сераки*.

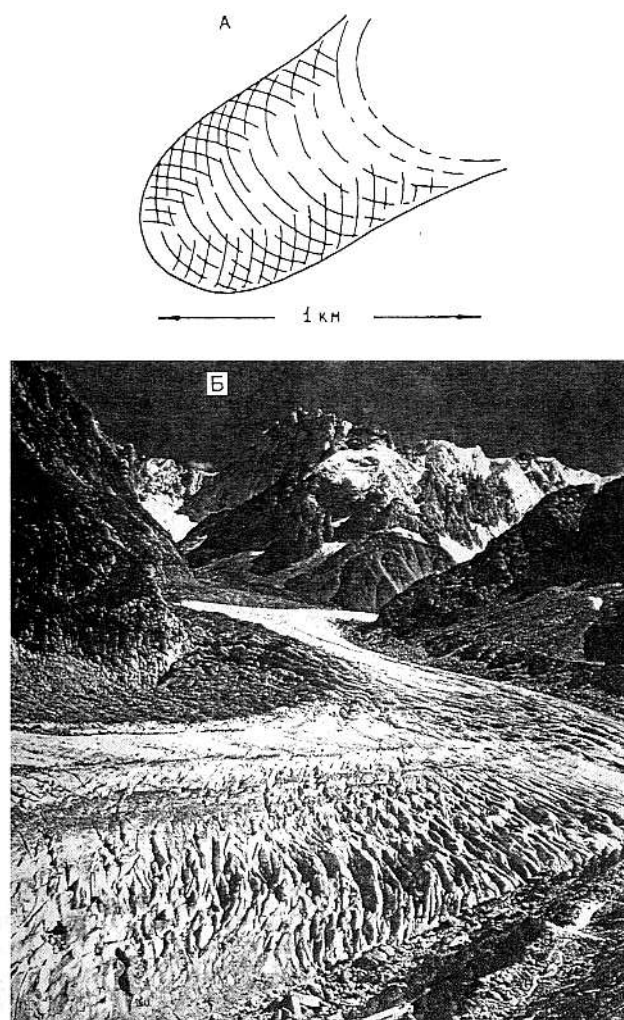


Рис. 12.1.5. Система трещин – гривас на конце горного ледника (рисунок и фото)

Попавшие на ледник крупные камни, предохраняют лед от таяния и тогда на нем возникают *ледяные “грибы”*. Пыль, скопившаяся на поверхности ледника, ускоряет его таяние, образуя углубления - *ледяные “стаканы”*.

Материковые покровные ледники. В настоящее время существуют два крупных покровных ледника. Один в Антарктиде и второй - в Гренландии.

Антарктический покровный ледник - крупнейший на земном шаре, занимающий около 14 млн. км<sup>2</sup> или 9% территории суши. В Антарктиде сосредоточено 91% всех наземных льдов и 45% водных запасов континентов. Объем льда составляет 25 млн. км<sup>3</sup>, а максимальная мощность покрова более 4 км при средней - в 2 км (рис. 12.1.6).

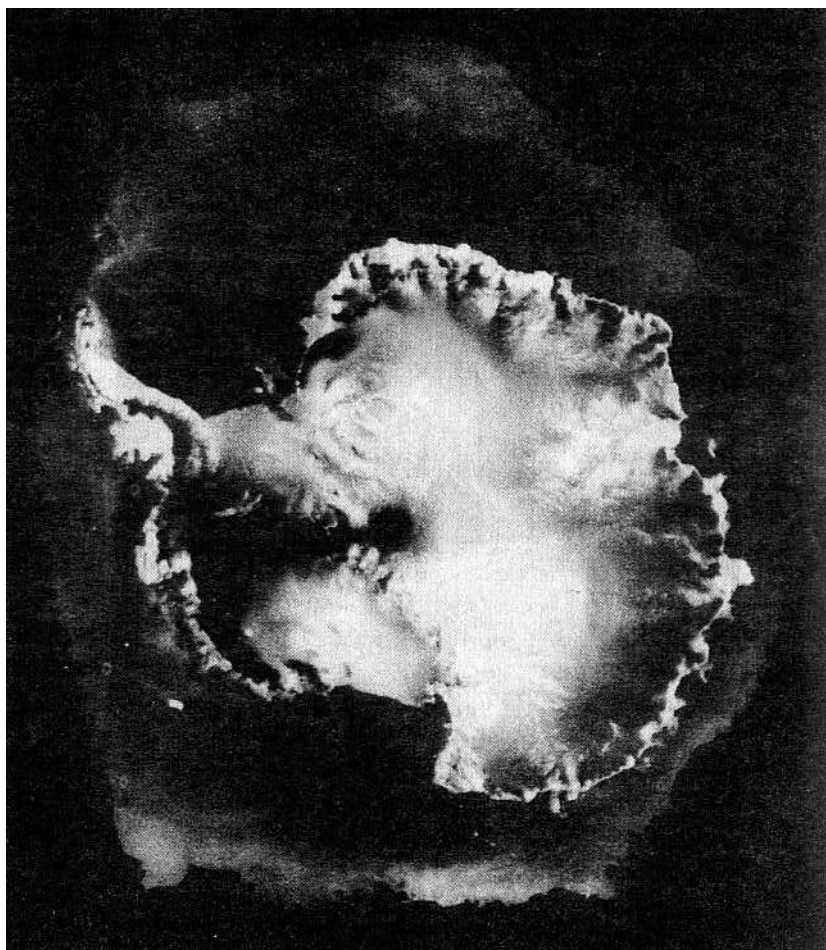


Рис. 12.1.6. Антарктида. Космический снимок. Хорошо виден паковый лед

Под гигантской тяжестью ледникового покрова, большие пространства Антарктического материка, особенно в западной его части, располагаются ниже уровня океана. По краям континента ледники спускаются к океану, образуя огромные шельфовые ледяные поля (ледник Росса, ледник Фильхнера) и выводные ледники. Края антарктических ледников за последние 100 лет непрерывно пульсировали, наступали, отступали, от них откалывались огромные айсберги.

Наблюдения за многолетним ходом снегонакопления показали, что оно крайне неравномерно. С 1880 по 1960 гг. скорость снежного питания покрова сначала увеличивалась на 15% до 30-х годов XX века, а затем снизилась на 20%. Средняя величина накопления снега в Антарктиде составила  $15 \text{ г/см}^2$  в год, что дает почти  $2100 \text{ км}^3$  снега в год в пределах всей площади ледяного покрова. Антарктический ледник пополняется только за счет атмосферных осадков, которые оцениваются примерно в  $2500 \text{ км}^3$  в год. В то же время убыль массы ледника складывается из испарения и конденсации влаги, выноса снега ветром ( $20 \pm 10 \text{ км}^3$ ), жидкого стока в виде таяния поверхности и основания ледника ( $50 \pm 20 \text{ км}^3$ ), откалывания айсбергов ( $\sim 2600 \text{ км}^3$ ) и донного таяния

шельфовых ледников ( $320 \text{ км}^3$ ), таяния снега ( $10 \pm 5 \text{ км}^3$ ). Таким образом, в настоящее время наблюдается отрицательный водноледниковый баланс в Антарктиде, в то же время масса льда растет, хотя в краевых зонах ледники отступают. Увеличение массы льда в центральных частях покрова еще долго не будет влиять на краевые части ледяного покрова.

Возникновение ледникового антарктического покрова относится, скорее всего, к позднему олигоцену, т.е. около 30 млн. лет тому назад. Поэтому такой интерес представляют скважины, пробуренные в Антарктическом льду. Отбирая из них керн, исследователи получили возможность изучить изотопный состав льда и состав пузырьков воздуха, заключенных в нем, что позволяет анализировать прежний состав атмосферы.

На станции “Восток” мощность льда 3,7 км, а скважина прошла во льдах 2,755 км и в 1996 г. до 3,523 км. Определение палеотемператур из керна льда по соотношению стабильных изотопов позволило охарактеризовать голоцен (10 тыс.лет), вюрм (валдайское оледенение) (10-20 тыс.лет назад), рисс-вюрмское (микулинское) межледниковье (120-140 тыс.лет назад), рисское (днепровское) оледенение (140-220 тыс. лет назад), межледниковье (220-320 тыс.лет назад) и миндельское (окское) оледенение (320-420 тыс.лет назад). На сегодняшний день - это уникальная единственная в мире скважина, в которой охвачены изотопными данными все 3 или 4 главные ледниковые эпохи.

Химические компоненты воды - кислород и водород содержат как обычные “легкие”, изотопы  $^{16}\text{O}$  и  $\text{H}$ , но и тяжелые  $^{18}\text{O}$  и  $^2\text{H}$  или дейтерий (D). Их соотношение определяется испарением и конденсацией, которые, в свою очередь, зависят от температуры. Так и состав изотопов выпавшего снега определяется температурным режимом. В Восточной Антарктиде установлено, что понижение относительного содержания  $^{18}\text{O}$  на 1‰ (единицу на тысячу) в стандартной морской воде, равно похолоданию на  $1,5^\circ \text{C}$ . Если содержание D уменьшается на 6‰ - на  $1^\circ \text{C}$ . Изменения изотопного содержания  $^{18}\text{O}$  и D соответствуют изменениям температуры. В последнюю вюрмскую (валдайскую) ледниковую эпохи температура в Антарктиде была на  $6^\circ \text{C}$  холоднее, чем в голоцене (последние 10 000 лет). Эти данные подкрепляются изучением содержания во льдах долгоживущего радиоактивного изотопа  $^{10}\text{Be}$ , образующегося только в космической обстановке, содержание которого увеличивается в ледниковые эпохи, но, так как поступление  $^{10}\text{Be}$  из космоса всегда постоянно, то его концентрация во льдах обратно пропорциональна объему выпавшего снега. Следовательно, в ледниковые эпохи в Антарктиде наблюдалось не только общее похолодание, но и уменьшение количества выпавшего снега. Это может показаться парадоксом, но это действительно так и только во время потепления климата количество осадков возрастает.

Таким образом, современные методы изучения керна льда при бурении скважин в ледяных покровах, способны рассказать многое о палеотемпературах, содержании парниковых газов  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ , вклад которых в изменение климата Антарктиды за последние несколько сотен тысяч лет может достигать 40-60%. Большое значение в ледниковые эпохи имела разница температуры атмосферы между низкими и высокими широтами, а также увеличение запыленности атмосферы в ледниковые эпохи, что связывается с общей аридизацией климата, осушением огромных территорий шельфов из-за понижения уровня моря. Вот о чем может рассказать столбик или керна льда, полученный с большой глубины в Антарктическом ледяном покрове.

Гренландский покровный ледник второй по величине на Земле в современную эпоху, занимает площадь в 2,2 млн. км<sup>2</sup> при максимальной мощности льда в 3400 м и средней - 1500 м. В длину ледник протянулся на 2600 км, имея наибольшую ширину почти в 1000 км (рис. 12.1.7).

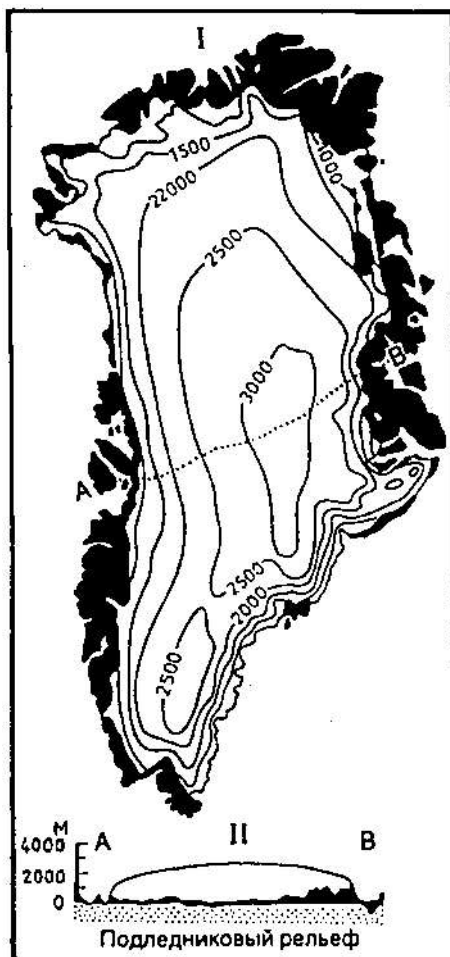


Рис. 12.1.7. Ледниковый покров Гренландии: I – план; II – профиль по линии АВ ( по И.Марцинеку)

Почти везде ледник, обладающий неровной, волнистой поверхностью и залегающий в виде линзы, на побережье ограничен горами и зоной до 100 и даже 160 км свободной ото льда. Лед, утыкаясь в горы, ищет выхода по долинам, образуя выводные ледники, некоторые из которых достигают океана и тогда от их краев откалываются айсберги. Оценки свидетельствуют о ежегодном рождении 10-15 тысяч больших айсбергов (рис.12.1.8).

Крупный покров плавучего льда существует в Арктике, занимая большую часть Северного Ледовитого океана. В последние десятилетия по данным спутниковых наблюдений он сокращается на 3% в 10 лет. Однако, лед не только уменьшается по площади, он сокращается и в мощности. Результаты акустического зондирования с подводных лодок показали, что в глубоководной части Ледовитого океана за 10 лет мощность льда уменьшилась с 3,1 до 1,8 м. За 40 последних лет арктические плавучие льды потеряли 40% своего объема. Если процесс будет идти с такой же скоростью, то в ближайшие 80-100 лет плавучий лед исчезнет и огромное пространство Ледовитого океана превратится в накопитель тепла, в то время как сейчас льды его отражают. Это может повлечь за собой коренные изменения климата Земли.

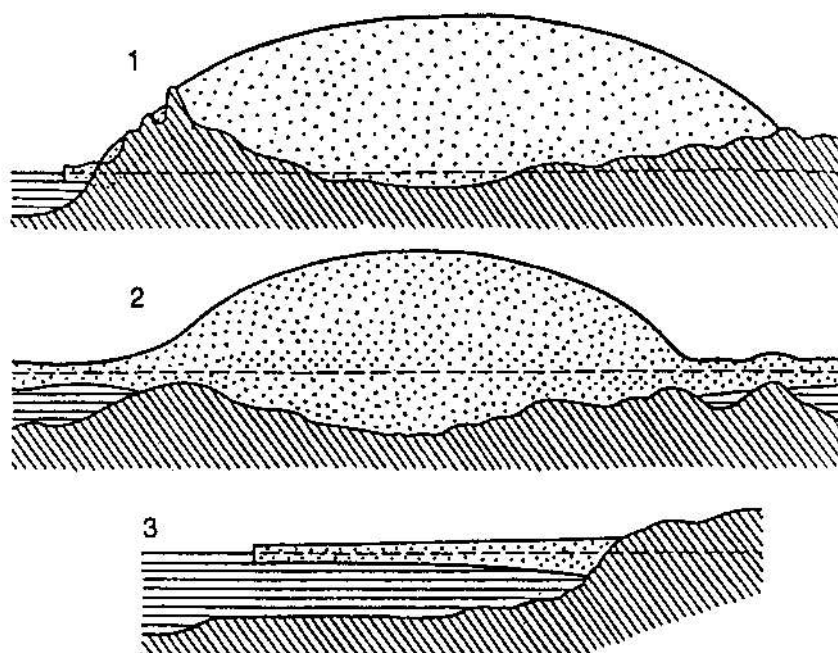


Рис. 12.1.8. Морфолого-динамическая классификация ледниковых покровов: 1 - наземный; 2 - «морской», 3 - плавучий

## 12.2. Разрушительная (экзарационная) деятельность ледников.

Термин *экзарация* (лат. “экзарацио” - выпаживание) используется для обозначения эродирующей деятельности ледника, которая оказывается им благодаря огромному давлению, движению льда, а также воздействию на ложе ледника включенных в лед

валунов, обломков, гравия и песка. Именно эта “прослойка” на контакте льда и горных пород, благодаря давлению оказывает на последние абразивное действие, срезая выступы, истирая и полируя их, действуя как огромный лист наждачной бумаги. Благодаря такому абразивному действию V-образные речные горные долины, по которым начинает двигаться ледник, постепенно приобретают корытообразную U-образную форму трога (нем. “трог” - корыто). Если в долине встречаются выступы более твердых пород - *ригели*, ледник переваливает через них, а перед ними или после них днище трога углубляется и образуются *ванны выпахивания*. В верхних частях горнодолинных ледников образуются, как уже говорилось выше, чашеобразные *кары* и более крупные *цирки* (рис.12.2.1).

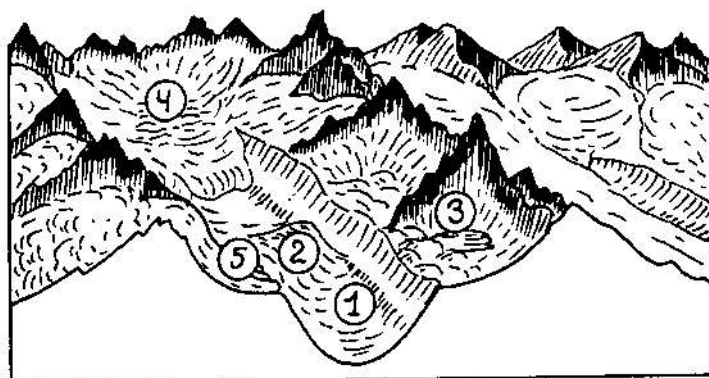


Рис. 12.2.1. Экзарационные формы рельефа: 1 – трог, 2 – ригель, 3 – кары, 4 – цирки, 5 – висячие долины

Ледники крупных долин в горных областях часто принимают в себя более мелкие ледники из боковых долин, днище которых располагается намного выше коренного днища главной троговой долины. После таяния ледников образуются “висячие трог”, хорошо прослеживаемые, например, в ледниковых долинах Северного Кавказа, Баксана, Чегема, Уруха, Терека и других.

Впаянные в основание ледника разнообразные по величине камни благодаря огромному давлению оставляют на подстилающих горных породах борозды и царапины - *ледниковые шрамы*, которые фиксируют своей ориентировкой направление движения ледника. Скальные выступы пород сглаживаются и полируются абразивным действием льда, возникают т.н. *бараньи лбы*, обладающие асимметричной формой. Длинный, отполированный и со шрамами “лоб” располагается навстречу движению ледника, а крутой, обрывистый склон находится с другой стороны. Скопления бараньих лбов образует форму рельефа, называемую *курчавыми скалами*.

Ледник способен захватывать крупные обломки горных пород, нередко покрытые ледниковыми шрамами, и разносить их на большие расстояния - *эратические* (не

местные) *валуны*. Так, в Подмосковье широко распространены валуны кристаллических пород из Карелии, с Балтийского щита, выступа фундамента Восточно-Европейской платформы. Нередко также валуны несут на себе несколько поверхностей полировки с царапинами. Большие глыбы коренных пород могут попадать в основание покровного ледника за счет откалывания от субстрата примороженных ледником крупных кусков породы под напоромдвигающегося ледника (рис.12.2.2).

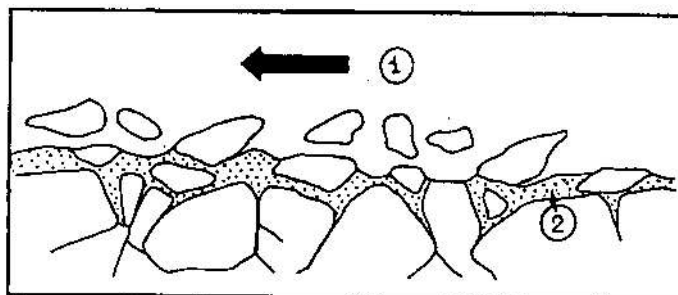


Рис. 12.2.2. Схема образования донной морены. Нижняя часть льда пластична с температурой, близкой к 0°C. Вода, проникая по трещинам, замерзая, откалывает глыбы пород, которые вовлекаются в движение льда. 1 – направление движения льда, 2 – вода в трещинах пород ложа ледника

Покровные ледники, обладая большой экзарационной силой, выпахивают в своем ложе глубокие и протяженные ложбины и рвы - *ложбины выпахивания*. Более 90% озер в северных широтах Земного шара своим возникновением обязаны именно таким процессам, связанным с последними оледенениями. В Карелии существуют сотни озер такого происхождения, ориентированные, преимущественно, в меридиональном направлении. Протяженные борозды выпахивания установлены и на дне Баренцева моря, ныне заполненные четвертичными морскими осадками. В позднем плейстоцене во времена вюрмских (валдайских) оледенений ледники покрывали все западные шельфовые моря Северного Ледовитого океана, т.к. уровень океана был намного ниже. Из района Скандинавии и Кольского полуострова ледники перемещались на север, формируя ложбины выпахивания.

Мощная напорная сила медленно перемещающегося ледника, как нож бульдозера способна вызвать дислокацию горных пород, сминая их в складки, разрывая на крупные глыбы - *отторженцы*, способные перемещаться на многие десятки км. *Гляциодислокации* - довольно распространенное явление в областях древних оледенений.



### 12.3. Транспортная и аккумулятивная деятельность ледников.

При своем движении ледник захватывает и переносит различный материал, начиная от тонкого песка и, кончая, крупными глыбами, весом в десятки тонн. Попадают они в тело ледника различными способами.

В горно-долинных ледниках обломки пород скатываются со склонов ледниковых каров, цирков или трогов в результате выветривания, обвалов и оползней и, попадая, на лед перемещаются вместе с ним, проникая в трещины, погружаясь в лед за счет протаивания последнего. Особенно много обломочного материала скапливается в местах контакта ледника с бортом долины. Кроме того, в днище ледника также включены многочисленные обломки, попавшие туда в результате экзарационной деятельности. Материал любого размера, включенный в лед или переносимый льдом и впоследствии отложенный, называется *мореной*.

Выделяются морены *движущиеся* и *отложенные*. В горно-долинных ледниках существует ряд разновидностей морен в связи с их положением в теле ледника (рис. 12.3.1). Боковые морены располагаются в краевых частях ледника, *срединные* - в их середине, причем как на поверхности, так и внутри ледника.

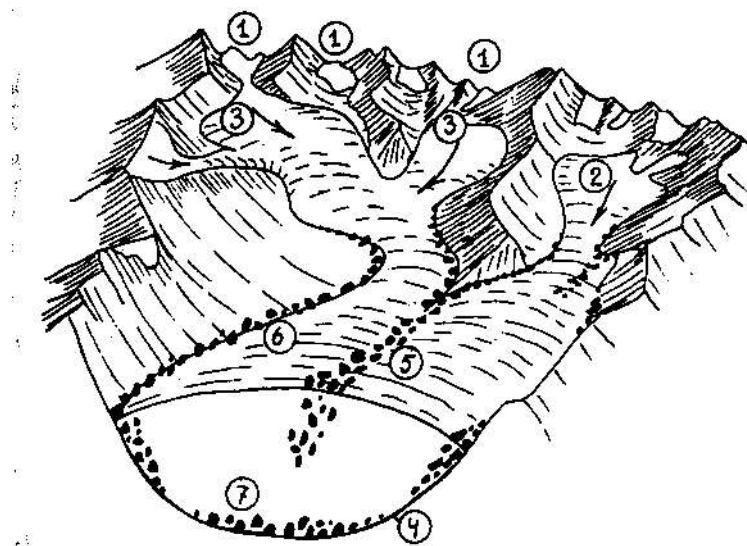


Рис. 12.3.1. Схема питания и строения горного ледника: 1 - кары; 2 – цирки; 3 – области питания ледника; 4 – ледниковая корытообразная долина – трог. Морены: 5 – срединная, 6 – боковая, 7 – донная

Последние образуются при слиянии двух ледников, когда две боковые морены сливаются в одну, расположенную по оси ледника (рис. 12.3.2). *Донная морена* выстилает ложе ледника.

В ледниках покровного материкового типа развиты преимущественно *донные морены*, т.к. лед перекрывает мощной толщей все выступы рельефа.



Рис. 12.3.2. Система срединных морен на леднике Барнард в горах Св.Ильи

Отложенные морены образуются либо после отступления ледника, либо в моменты его стационарного положения, когда скорость наступания равняется скорости таяния или абляции. В последнем случае, как в горных, так и в равнинных, покровных ледниках формируется *конечная морена* или *конечно-моренный вал*. Различный обломочный материал, включенный в лед, вытаскивается из него у края ледника. Но так как ледник движется вперед, он приносит с собой все новые и новые порции обломочного материала, которые постепенно и нагромождаются у его стоящего на одном месте края (рис.12.3.3 ).



Рис. 12.3.3.Формирование конечной морены

В формировании конечно-моренных или *терминальных* гряд не исключено и напорное действие ледника, подобно действию бульдозера. Обломки могут выжиматься из льда, выдавливаясь из него. На Русской равнине хорошо известна Клиско-Дмитровская гряда ранневалдайского (ранневюрмского) оледенения, высотой в 100-150 м. Моренный пояс последнего оледенения прослеживается в широтном направлении через Западную Сибирь.

Известен он и в Восточной Сибири, располагаясь южнее плато Путорана и прослеживаясь до устья р.Оленек.

Если в горных ледниках конечные морены всегда имеют дугообразную форму, располагаясь выпуклой стороной вниз по долине, то на равнинах конечные морены повторяют изгибы краев ледникового покрова, часто лопастями прилегающими по древним речным долинам.

Донная или, как ее иногда называют, *основная морена*, образуется в основании ледника, когда при его движении происходит отрыв и перемалывание, раздробление, как твердых, так и рыхлых коренных пород ложа ледника. Обычно донная морена состоит из обломков, валунов, гравия, песка и глины, представляя собой весьма разнообразный материал. Подобные донные морены покрывают большие пространства, формируясь при отступании ледниковых покровов и могут быть весьма плотными за счет высокого давления ледника. Как правило, талыми водами мелкий материал впоследствии вымывается и на поверхности преобладают скопления крупного валунного материала. Уплотненные древние морены получили название *тиллитов* («till» - отложения, «moraine» - форма рельефа, англ.). Плохая сортированность донных морен, да и не только донных, особенно в разрезах древних отложений, позволяет их путать с отложениями селевых потоков. Донные морены образуют обычно слабо холмистый рельеф, на фоне которого нередко отдельные овальные в плане возвышенности, высотой до 30 м, длиной до первых км и шириной в сотни метров. По форме они напоминают половинку дыни или яйца и называются *друмлинами*. Образуются они за каким-либо выступом коренных горных пород, когда ледник переваливает через него, за ним образуется недостаток массы льда или даже полость и там скапливаются донные моренные отложения, часто слоистые. Друмлины нередко образуют целые поля, например, в Финляндии, где они длинной осью вытянуты по направлению движения ледника, также как и ложбины выпахивания, занятые озерами.

#### **12.4. Водно-ледниковые отложения**

Крупные материковые покровы льда при своем таянии поставляют огромную массу воды. Целые реки воды текут по поверхности краевой части ледника, внутри него и подо льдом, вырабатывая в нем туннели. Сток воды может быть плоскостным или линейным (сосредоточенным), а объем талой воды огромным. Естественно, что эта быстродвижущаяся вода производит большую работу, как аккумулятивную, так и эрозионную. Под ледяным покровом могут располагаться большие озера, как это сейчас наблюдается в Антарктиде. Объем талых вод сильно изменяется в зависимости от сезона, а также от “холодного” или “теплого” типов ледника.

Благодаря постоянному выносу талых вод формируются ложбины стока, образующих своеобразный рельеф чередования ложбин с широкими днищами и крутыми склонами. Обломочный, главным образом, песчаный материал, влекаемый этими потоками, распространяется на больших пространствах, образуя *зандровые равнины* (нем. “зандер” - песок), за внешним краем конечно-моренных валов (рис. 12.4.1). Такие зандровые поля сейчас известны перед некоторыми ледниками в Исландии и на Аляске и чрезвычайно широко были распространены перед фронтом покровных ледников в четвертичный период на Русской равнине, в Прибалтике, в Северной Германии и Польше. Создавались зандровые равнины многочисленными ручьями и речками, постоянно меняющими свои русла. Вблизи края ледника материал откладывался более грубый, а тонкий песок уносился дальше всего. Зандры известны и в ископаемом состоянии, например, в Сахаре, где они связаны с раннепалеозойским (ордовикским) оледенением.

*Озы* представляют собой протяженные, извилистые гряды или валы, высотой в 20-30 м, сложенные слоистым песчано-галечным или песчано-гравийным материалом. Образовались они вследствие наличия водных потоков на поверхности или внутри ледника, которые переносили песчано-гравийный материал. Когда ледник растаял, этот материал оказался спроектирован на поверхность суши в виде вала, а не в форме “корыта”, какую он имел в реке, текущей по льду. Озы всегда ориентированы по направлению стока воды с ледника, а, следовательно, указывают нам на его движение.

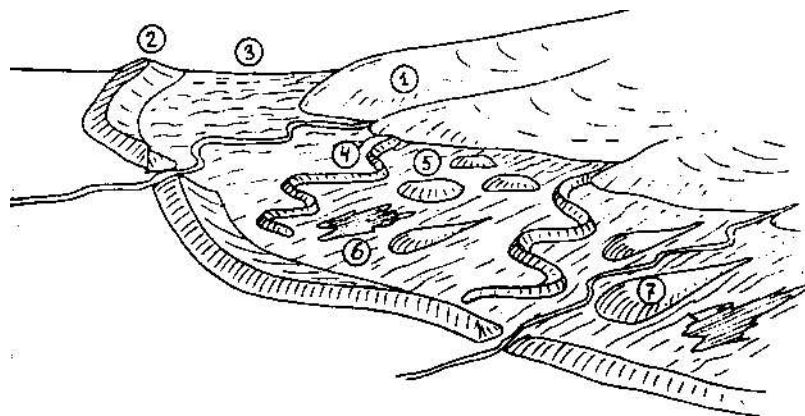


Рис. 12.4.1. Перигляциальная область покровного ледника: 1 - ледник, 2 - конечно-моренный вал, 3 - зандровая равнина, 4 - озы, 5 - камы, 6 - приледниковые озера, 7 - друмлины

*Камы* - это холмы изометричной формы, высотой в 10-20, редко больше метров, сложенные чередованием слоев разнозернистого песка, глин, редко с отдельными гальками и валунами. Эти отложения формировались в озерных котловинах,

расположенных на поверхности ледника и после таяния последнего, оказались, как и озы, спроектированными на поверхность коренных пород.

*Озерно-ледниковые*, тонкослоистые (ленточные) отложения, состоящие из многократно чередующихся глинистых и песчанистых слоев образовались в приледниковых озерах. Когда таяние было более бурным, например, летом, в озеро сносится относительно грубый материал, а зимой, в условиях ослабленного водотока накапливались глины. Количество слоев в ленточных озерных отложениях (варвы) говорит о времени формирования озера. Все упомянутые выше отложения, связанные с действием талых ледниковых вод иначе называются *флювиогляциальными*, что указывает на их водно-ледниковое происхождение.

*Плавающие льды* или *айсберги* разносятся течениями на большие расстояния от кромки ледников. Один из айсбергов погубил печально знаменитый пароход “Титаник”. На плавающих льдах находилось много обломочного материала, который, по мере их таяния откладывался на океанском дне. В шельфовых ледниках, занимающих большие пространства, как, например, ледник Росса в Антарктиде, площадью больше 800 000 км<sup>2</sup> и мощностью до 200 м, благодаря волнению вод с краев откалываются столовые айсберги, с отвесными уступами. Длина таких айсбергов может превышать 100 км и они десятилетиями плавают в океанах, постепенно раскалываясь и подтаивая, представляя большую опасность для судоходства.

Откалываясь от края шельфовых ледников, айсберги провоцируют накопление на дне мощных оплывающих валунно-глинистых отложений и формирующих мореноподобные толщи.

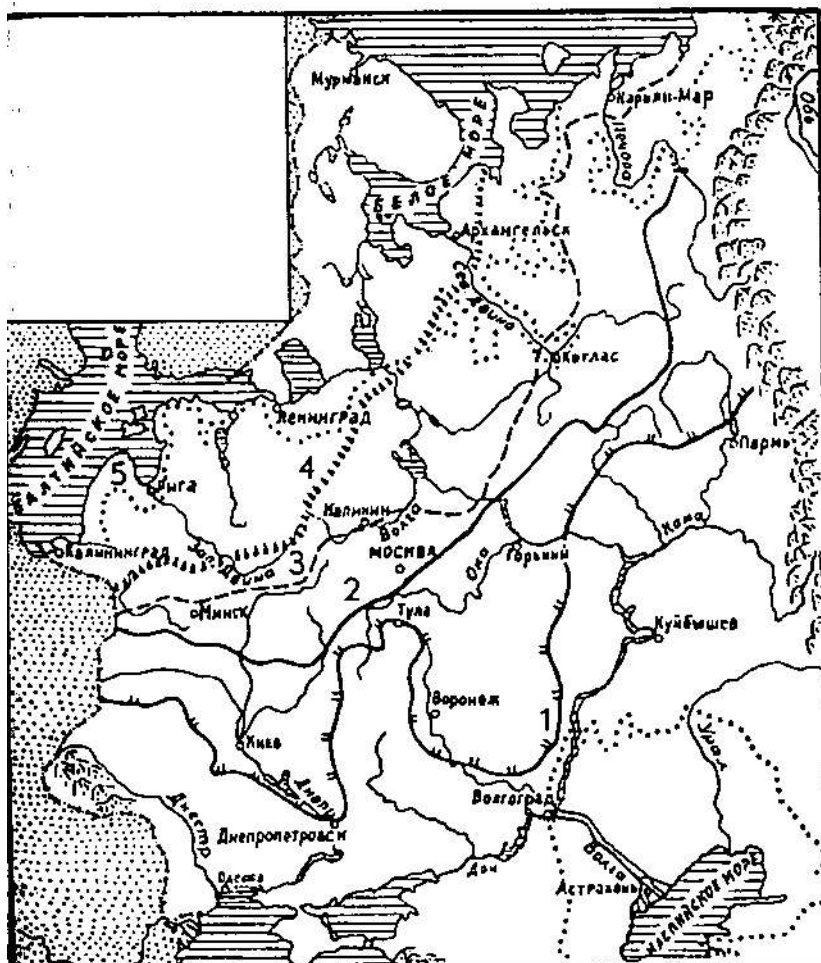
### **12.5. Оледенения в истории Земли.**

Изучая современные ледники в горах и на материках, установив особенности их строения, механизм передвижения, разрушительную и аккумулятивную работу, можно выявить наличие оледенений в геологической истории Земли, используя знаменитое выражение Ч.Ляйеля “настоящее - ключ к прошлому”.

18-20 тыс. лет назад облик поверхности Земли в Северном полушарии был совсем иным, чем в наши дни. Огромные пространства Северной Америки, Европы, Гренландии, Северного Ледовитого океана, были заняты гигантскими ледяными покровами с максимальной мощностью в их центре до 3 км. Это было последнее крупное оледенение, продвинувшееся на Русской равнине почти до широты Москвы, а в Северной Америке - южнее Великих озер (рис. 12.5.1). С тех пор ледники стали отступать и сейчас лед последнего оледенения сохранился только в Гренландии и на ряде островов Канадской Арктики. В последние 10 000 лет, называемых голоценом, окончательный распад

ледниковых шапок и их быстрое таяние произошло около 8000 лет назад, когда климат был теплее современного. Этот период соответствовал “климатическому оптимуму”. Где-то между 8000 и 5000 лет назад климат стал еще теплее, а в Африке более влажным. Но между 5000 и 3500 лет назад произошло сильное похолодание и местами возникли новые ледники, что позволило выделить даже “малый ледниковый период”. Именно к нему относятся ныне существующие ледники на Кавказе, в Альпах, на Памире, в Скалистых горах Северной Америки и других местах.

Все эти события произошли с момента окончания максимального продвижения ледников за последние 18 000 лет. Но в четвертичном периоде, начиная с 2 млн. лет тому



назад достоверно выделяется не менее 4-х ледниковых или криогенных эпох, следы которых прекрасно установлены в Евразии и в Северной Америке. В начале XX в. немецкими геологами А.Пенком и Э.Брюкнером в Альпах были обоснованы четыре крупных оледенения: гюнц (поздний плиоцен), миндель (ранний плейстоцен), рисс (средний плейстоцен) и вюрм (поздний плейстоцен) с двумя стадиями наступания ледников либо с двумя самостоятельными оледенениями.

Рис. 12.5.1. Вычисленные температуры плавления и оценки температур в Земле. Одни кривые основаны на графиках, предпочитаемых соответствующими автрами., другие являются осреднением нескольких графиков или таблиц. Все они содержат неопределенные предположения.

Кривые точки плавления: 1 – Аффен, 2 – Симон, 3 - Галвари

Температурные кривые: 4 – Гутенберг, 5 – Джеффрис, 6 – Джекобс, 7 – Ферхуген, 8 – Гилварри, 9 - Любимова

Впоследствии, выделяя следы древних оледенений в других местах им, хотя и давали местные названия, но всегда сопоставляли с Альпами. Трудями многих российских геологов на Русской равнине установлены следы не менее 4-х оледенений в самом общем виде сопоставимых с альпийскими.

Такая же картина и в Северной Америке. Изучение керна океанских осадков и льда из Антарктического покрова на предмет соотношения содержания легкого -  $^{16}\text{O}$  и тяжелого -  $^{18}\text{O}$  изотопов кислорода, как показателя изменений климата и температуры воды в океанах, позволило выделить те же самые холодные климатические интервалы в тех же самых возрастных границах, что и в Альпах или на Русской равнине. Тем самым была доказана глобальность климатических изменений за четвертичный период и примерная синхронность оледенения в Северной Америке и в Евразии. Однако, океанская стратиграфия, т.е. изучение слоев океанских отложений дает сейчас более точные данные, отличающиеся от классической континентальной, в которые пытаются “втиснуть” ставшие уже привычными представления.

На Русской равнине максимальное продвижение ледников устанавливается в раннюю стадию (днепровскую) средне четвертичного оледенения или в донскую, языки

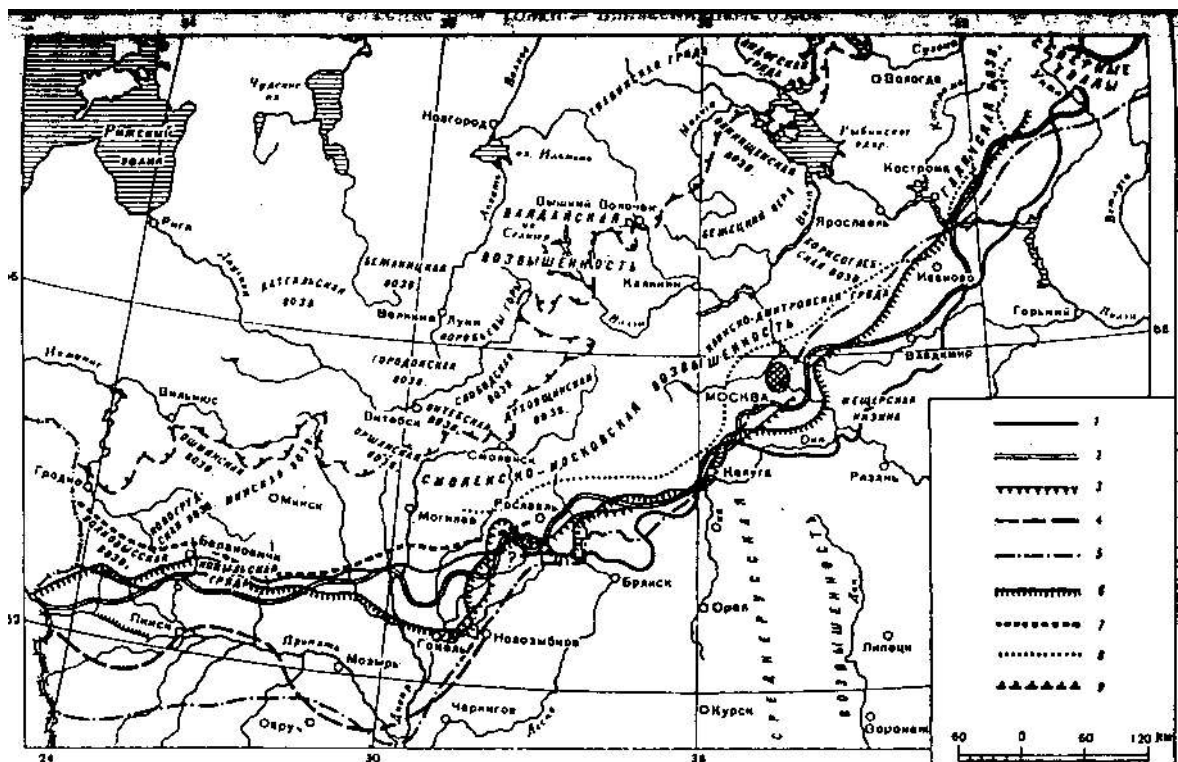


Рис. 12.5.2. Схема границ распространения московского оледенения (по И.Н.Чукленковой): 1-8 варианты проведения границ (конечноморенных гряд) по данным разных авторов; 9 – граница распространения валдайского оледенения

которого спускались по долине Днепра до Днепропетровска, а по долине Дона южнее Воронежа. Вторая (московская) стадия оледенения среднего плейстоцена достигала районов южнее Минска и Москвы. Все остальные оледенения имели конечно-моренные гряды севернее (рис. 12.5.2).

Установлены границы оледенений в Западной и Восточной Сибири, где конечно же, лучше выражены следы последнего оледенения в виде протяженных, извилистых конечно-моренных гряд и валов. В таблице представлен расчет объемов четвертичных ледников по всему Миру. Понятно, что такое огромное количество льда отбирало воду из океана, уровень которого в позднем плейстоцене понизился на величину от 100 до 140 м. Наличие гигантских ледяных покровов в Панарктическом регионе некоторые геологи ставят под сомнение, что заставляет искать новые фактические данные, подтверждающие, либо опровергающие классическую схему.

Ледниковые покровы последнего оледенения, вместе с Панарктическим ледником, по мнению М.Г.Гроссвальда создали непреодолимое препятствие для рек, текущих с северном направлении, например, Сев. Двины, Мезены, Печоры, Иртыша, Оби, Енисея и других (рис. 12.5.3).

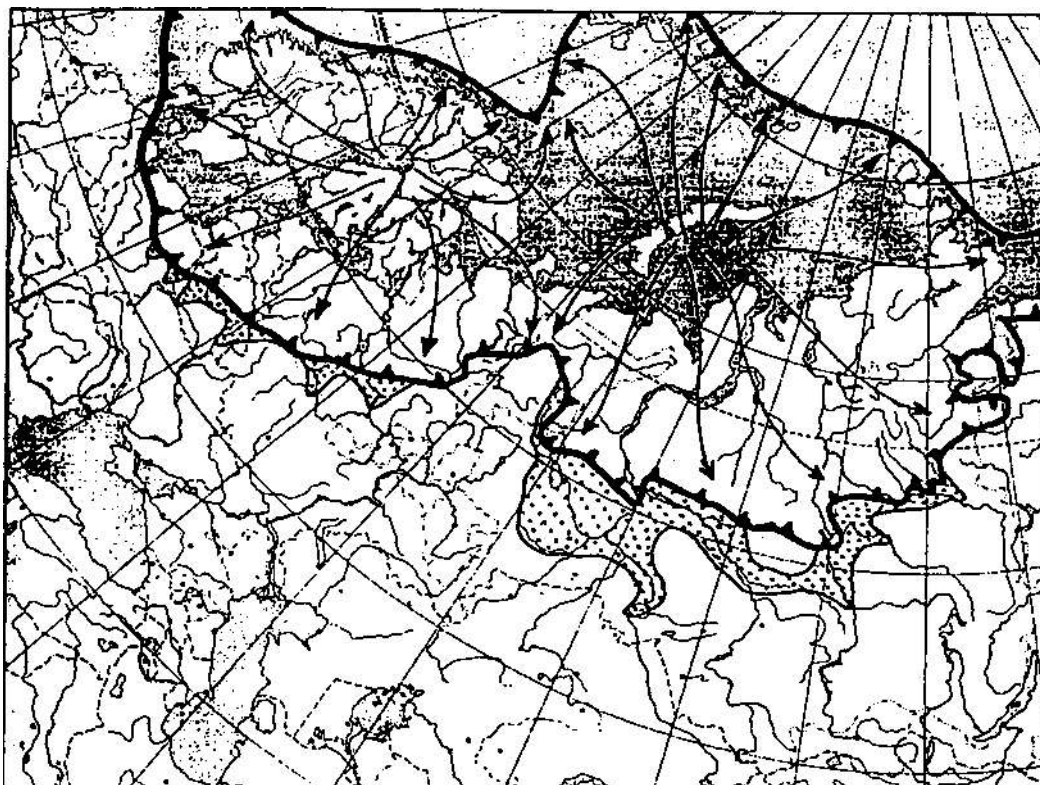


Рис. 12.5.3. Максимальное распространение ледникового покрова 20 тыс. лет назад (ранневалдайское оледенение). Стрелками показано движение льда. Точки – приледниковые озера

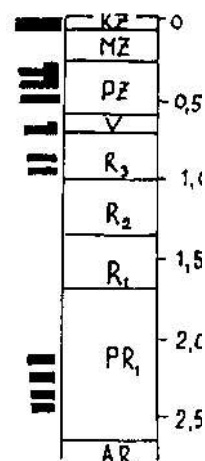


Вследствие этого перед фронтом покровного ледника возникли огромные подпрудные приледниковые озера, которые искали пути для стока в южном направлении. И такие пути в виде хорошо сохранившегося грядово-ложбинного рельефа, ориентированного в субширотном направлении были найдены во многих местах Западной Сибири, Приаралья и Северного Прикаспия. Временами происходили катастрофические прорывы этих приледниковых озер, а также, возможно, озер из-под ледниковых покровов “теплого” типа. Широкие, плоскодонные ложбины стока, например, в древней реке на месте современных Манычских озер в Предкавказье пропускали до 1000 км<sup>3</sup> в год воды. Этот расход сильно менялся по сезонам. Когда ледниковые покровы начали таять и отступать, многие ложбины стока талых ледниковых вод были унаследованы речными системами. Следует подчеркнуть тесную связь формирования, наступания и таяния ледниковых покровов с колебаниями уровня океана, который очень чутко реагировал на “отбор” и поступление в него воды за счет роста или таяния ледников.

Современные расчеты, произведенные И.Д.Даниловым, показывают, что в конце позднего плейстоцена, во время последнего максимального оледенения, площадь, занятая льдом в Северном полушарии не превышала 6 млн. км<sup>2</sup>, а объем льда - 7-8 млн. км<sup>3</sup>, в то время как подземное оледенение (“вечная мерзлота”) охватывало площадь до 45 млн. км<sup>2</sup>, при объеме более 1 млн. км<sup>3</sup> льда. В обоих полушариях объем плавающих льдов составлял 45-50 млн. км<sup>3</sup>. Вполне естественно, что Великие четвертичные оледенения, какими бы они не были по своим размерам, оставили намного больше следов, чем более древние. Тем не менее в истории Земли установлены несколько довольно продолжительных эпох, во время которых отмечалось похолодание и развитие ледников (рис. 12.5.4). Признаки, по которым реконструировались ледники, близки между собой. Это развитие тиллитов (древних, уплотненных и метаморфизованных морен), тиллоидов (образований, напоминающих морены), эрратических валунов с типичной ледниковой штриховкой, бараньих лбов и курчавых скал, ленточных глин и других явно ледниковых или водно-ледниковых (флювиогляциальных) отложений.

Следы наиболее древнего оледенения зафиксированы в отложениях *раннего протерозоя* в Канаде, на Балтийском щите (2,5-2,0 млрд. лет), причем обращает на себя внимание длительность интервала в 400 млн. лет, в пределах которого обнаруживаются предположительно ледниковые отложения.

Рис. 12.5.4. Основные криогенные (ледниковые) эпохи в истории Земли (черные)



Более молодая ледниковая эпоха фиксируется в слоях *позднего рифея* и *венда* (0,9-0,63 млрд. лет) на Русской плите, в Канаде, США, Шотландии и Норвегии, на Северном Урале и др. регионах. Трудно выделить области распространения ледников и реконструировать их морфологию и объем.

В раннем палеозое (*ордовик-силур*) в интервале 460-420 млн. лет установлены следы оледенения в Западной Африке, в Сахаре, возможно в Аргентине, Бразилии и Юго-Западной Африке, Западной Европе, Северной Америке.

Отложения явно ледникового генезиса относятся к временному интервалу 350-230 млн. лет, что отвечает каменноугольному и пермскому времени позднего палеозоя. Это было время существования огромного суперматерика Пангеи II, когда Южная и Северная Америки, Африка и Евразия, Антарктида, Австралия, Индостан были спаяны вместе, а между Евразией и Гондваной (южные материки) существовал океан Тетис. Области распространения ледников в это время не нуждаются в комментариях. По-видимому, существовал в высоких широтах крупный ледниковый покров или ряд покровов, радиально растекавшихся от центра. Великое позднепалеозойское оледенение достаточно хорошо изучено и документировано.

И, наконец, кайнозойский криогенный период (38 млн. лет - ныне), длящийся намного больше, чем хорошо изученные Великие четвертичные оледенения. Начало этого периода относится к интервалу 38-25 млн. лет назад, т.е. к позднему олигоцену, когда возникли первые ледники в Антарктиде, прежде всего в Трансантарктических горах и горах Гамбурцева. Всеобщий ледниковый покров сформировался в раннем миоцене (25-20 млн. лет назад). В среднем миоцене (15 млн. лет назад), по-видимому, сформировался Гренландский ледник, а общее похолодание и резкое ухудшение климатической обстановки четко фиксируется с рубежа в 700 000 лет. Возможно, этим временем определяется начало четвертичного ледникового периода, а его последним крупным событием было оледенение, начавшееся около 25000 лет назад и достигшее максимума 18000 лет назад, после чего началась быстрая деградация ледникового покрова, отступавшего со скоростью до 5 км в год.

#### **12.6. Причины возникновения оледенений.**

Выше уже говорилось о том, что в геологической истории Земли, по крайней мере с раннего протерозоя, неоднократно проявлялись холодные эпохи, во время которых возникали обширные ледниковые покровы, чаще всего в пределах ряда материков или их частей. Однако, наличие ледникового покрова является только одной из составляющих

“ледникового периода”, в который входят и мерзлые породы верхней части земной коры, а также огромные массивы плавучих морских льдов. Причины изменения климата в глобальном масштабе, как и причины появления покровных ледников на больших пространствах материков все еще остаются предметом оживленных дискуссий, хотя поле для маневров сужается, т.к. сейчас достаточно широко стали применяться математические модели, которым свойственны определенные рамки, выйти за которые не позволяют фактические данные.

Пожалуй, наибольшим признанием в настоящее время пользуется астрономическая теория палеоклимата, возникшая около 150 лет тому назад, когда стало известно о циклических изменениях элементов орбиты Земли. Яснее всего эти идеи были выражены югославским ученым М.Миланковичем, впервые рассчитавшим изменения солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы за последние 600 000 лет. В русском переводе его книга “Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата” вышла в 1939 г. В ней решающее значение для изменений климата придается циклическим изменениям основных параметров орбиты Земли: 1) *эксцентриситета* “ $e$ ” с периодом в 100000 лет; 2) *наклона плоскости экватора Земли к плоскости эклиптики* (плоскостью орбиты Земли) “ $E$ ” с периодичностью примерно в 41 000 лет и 3) *период предварения равноденствий* или *период процессии*, т.е. изменение расстояния Земли от Солнца, который не остается постоянным. В *перигелии* Земля ближе всего к Солнцу, а в *афелии* - дальше всего от Солнца. Период процессии равен примерно 23 000 лет.

Понятно, что находясь в афелии, Земля имеет наибольшее удаление от Солнца, поэтому в Северном полушарии лето будет длительным, но прохладным, т.к. Земля будет обращена к Солнцу Северным полушарием. Через полупериод цикла процессии, т.е. через 11500 лет к Солнцу будет обращено уже Южное полушарие, а в Северном - лето будет жарким, но коротким, тогда как зима будет холодной и продолжительной. Подобные различия в климате будут тем резче, чем больше эксцентриситет “ $e$ ” орбиты Земли. Широтное распределение солнечной радиации на Земле сильнее всего зависит от наклона земной оси по отношению к плоскости эклиптики, т.е. от угла “ $E$ ”. Наиболее значимые относительные изменения радиации или инсоляции будут происходить в высоких широтах. Если угол наклона “ $E$ ” уменьшается, то это в высоких широтах может привести по М.Миланковичу к уменьшению Солнечной радиации и, следовательно, к увеличению площади ледников или к их возникновению. Для этого процесса, как полагал М.Миланкович, необходимо длительное и прохладное лето, в течение которого не успевают растаять снег, накопившийся мягкой, но короткой зимой.

На мощность или величину солнечной радиации влияет эксцентриситет орбиты Земли, но не наклон оси вращения Земли к эклиптике и не прецессия земной оси. В последних двух случаях среднегодовое количество солнечной радиации, поступающей на Землю, остается постоянным. Однако, происходит ее перераспределение по сезонам или по широтам. И только изменение эксцентриситета влечет за собой изменение среднегодового количества солнечной радиации, т.к. при орбите, близкой к круговой, расстояние (среднее) от Земли до Солнца наибольшее, а, следовательно, солнечная радиация минимальна. Если величина “e” увеличивается, т.е. орбита Земли становится более узкой и поэтому среднее расстояние от Земли до Солнца уменьшается, то солнечная радиация возрастает. М.Миланкович построил инсоляционный (радиационные) диаграммы, на которых показал изменение солнечной радиации во времени для различных географических широт.

Впоследствии были установлены некоторые разночтения этой кривой с кривыми, полученными по изотопно-кислородным данным при изучении донных осадков океанов. Но в целом, гипотеза М.Миланковича довольно аргументировано объясняет возникновение великих четвертичных оледенений.

В то же время выявляется еще целый ряд факторов, как экзогенных, так и эндогенных, которые могут влиять на климатические изменения, вместе с изменениями орбитальных параметров Земли. Значительные колебания глобальной температуры приземного слоя атмосферы могут вызываться изменением содержания  $\text{CO}_2$  и различных аэрозолей в воздухе. Только удвоение  $\text{CO}_2$  по отношению к современному (0,03%) способно повысить температуру воздуха на  $3^\circ\text{C}$  из-за парникового эффекта, который, пропуская на поверхность Земли солнечную радиацию, одновременно задерживает тепло, отраженное от земной поверхности, нагревая тем самым, приземный слой воздуха. Расчеты не дают ясного ответа на вопрос, на сколько надо уменьшить содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере, чтобы наступило сильное похолодание. Изучение содержания  $\text{CO}_2$  в керне льда из глубоких скважин в Антарктиде показало, что во время максимума валдайского позднеплейстоценового оледенения оно было на 25% ниже, чем в голоцене, т.е. в последние 10 000 лет. Причем, что считать причиной, а что следствием, пока остается неясным, хотя корреляция между изменениями температуры и содержанием  $\text{CO}_2$  вполне очевидна, также как и с метаном -  $\text{CH}_4$ , содержание которого в последние оледенения резко падало.

Несомненно, что на климатические изменения влияет и океан, огромные массы воды которого, циркулируя, переносят как холод, так и тепло. Особенно важно термическое состояние глубоких уровней океанских вод, когда тяжелые придонные воды

охлаждаются до температуры ниже  $5-8^{\circ}\text{C}$ , что совпадает с периодами похолоданий климата, тогда как образование очень соленых и теплых придонных вод отвечает теплым климатическим периодам. Это состояние резко отличается от современной океанской циркуляции. Собственно эвстатические колебания уровня воды в океане влияют на распределение течений, также как и перемещение литосферных плит. Однако, сами по себе эти явления не могут вызвать глобальных изменений климата. Для этого необходимы более весомые причины - астрономические, на которые могут влиять, усиливать или, наоборот, ослаблять их перечисленные выше факторы, в том числе и эпохи энергичного горообразования, когда большие районы поверхности земного шара поднимались выше снеговой линии и формировались горно-долинные ледники.

В заключение следует отметить, что проблема возникновения покровных оледенений находится в ряду многих проблем глобального изменения климата, которые в наши дни приобрели особое значение в связи с быстрым техногенным изменением и, не в лучшую сторону, природной среды.

## Глава 13.0. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

На рубеже XVIII и XIX веков в устье р.Лены было найдено хорошо сохранившееся тело мамонта. За последние два века таких находок сделано очень много. Каким же образом тысячи лет так хорошо сохранялись погибшие животные? Все дело в том, что тела мамонтов находились в замороженном состоянии, т.к. были окружены горными породами, температура которых была ниже 0°C. Такие породы существуют на земном шаре от 2-4-х лет до многих десятков и даже сотен тысяч лет и поэтому их называют “вечной” мерзлотой или многолетнемерзлыми. Территория на которой распространены многолетнемерзлые породы, носит название *криолитозоны* ( греч. “криос” - холод, “литос” - камень, порода).

Криолитозона состоит из *мерзлых, морозных и охлажденных пород*. Под мерзлыми понимают такие породы, которые содержат в своем составе лед и характеризуются отрицательными температурами. Морозные породы отличаются от мерзлых тем, что в них отсутствует вода и лед. Такие породы чаще всего представлены магматическими и метаморфическими их разновидностями, а также сухими песками и галечниками. Охлажденные породы также имеют температуру ниже 0°C и насыщены минерализованными солеными водами - *криопэгмами* (греч. “криос” - холод, “пэги” - соленые воды).

### 13.0. Распространение.

Криолитозона широким кольцом охватывает пространство вокруг Северного Ледовитого океана и занимает в целом около 25% площади всей суши (рис.13.1.1 ) и 64% территории России. Многолетнемерзлые породы есть в виде “островов” и в привершинных участках высокогорных хребтов в Альпах, на Кавказе, на Тянь-Шане и Памире, в Гималаях и других местах, занимая, в общей сложности 3 млн. км<sup>2</sup>.

Крупный ареал высокогорной мерзлоты (2 млн. км<sup>2</sup>) охватывает Тянь-Шань, Памир и Гималаи, достигая на юге 27° с.ш. Благодаря суровым зимам в России, практически весь самый верхний слой земной коры вне криолитозоны промерзает на глубину до первых метров. Летом он оттаивает, а в зимний период снова оказывается промороженным.

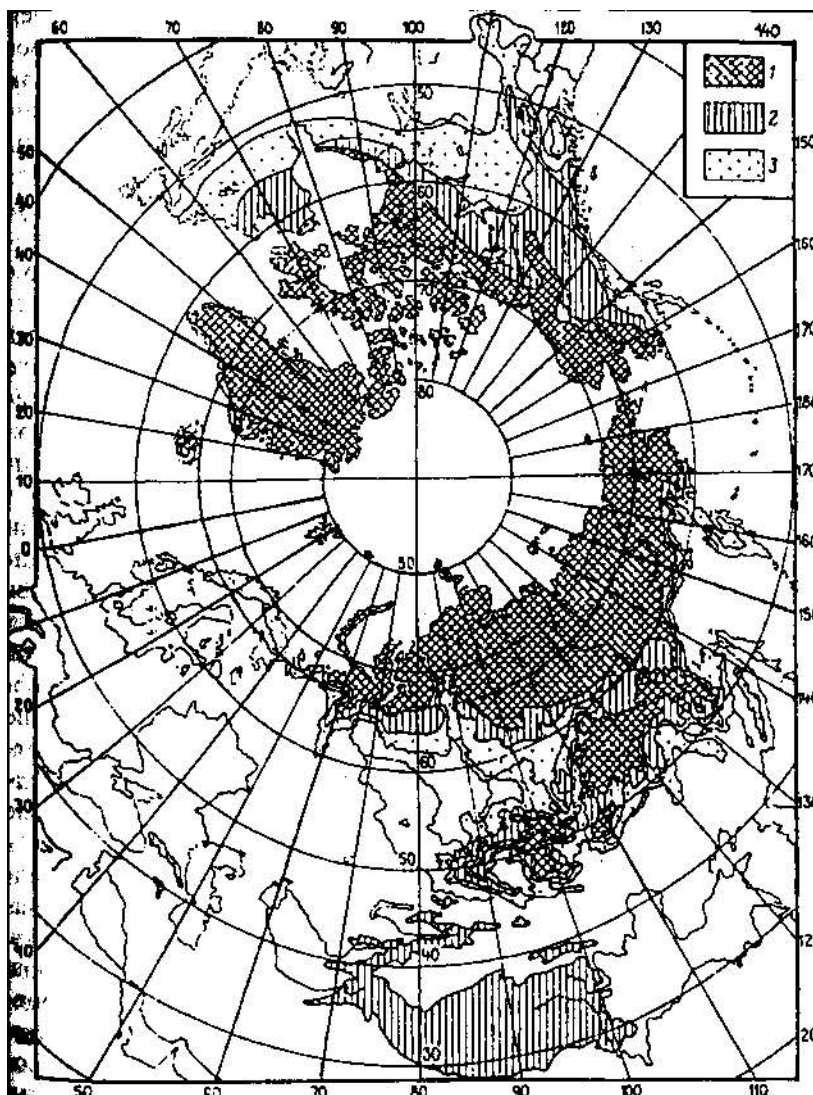
Распространение криолитозоны таково, что в южных районах она располагается отдельными островами среди талых пород. Мерзлые породы имеют мощность 10-25 м и залегают в виде линз. Севернее располагается зона не сплошных мерзлых пород мощностью до 100 м, в которой много *таликов* - участков непромерзших пород. Севернее, обычно, криолитозона занимает все пространство, а ее мощность увеличивается до 1000-1500 м.

Мощность “вечной мерзлоты” изменяется в очень широких пределах от первых метров по южной окраине ее распространения, до 1000 м и даже 1500 м.

### 13.2. Происхождение криолитозоны.

Несомненно, что возникновение криолитозоны в Северном полушарии в целом связано с неоднократными оледенениями, охватывавшими в последние 2 млн. огромные районы. Криолитозона формируется не только в пространстве, но и во времени. Из предыдущих глав известно, что промерзание верхней части земной коры происходило в геологической истории не один раз. Но потом, породы, конечно, оттаивали, местами сохраняя лишь неясные следы былого промерзания.

В пределах России установлено, что примерно 2 млн. лет назад, т.е. в позднем



плиocene криолитозона уже существовала в пределах Новосибирских островов, Яно-Индигорской и Колымской низменностях. Но в отдельные моменты последующей геологической истории она исчезала и снова возникала. Где-то около 650 000 лет назад возникнув, она уже сохранялась, т.к. один за другим следовали ледниковые эпохи.

Рис. 13.1.1. Геокриологическая карта Северного полушария. Криолитозона: 1 – сплошная, 2 – прерывистая, 3 – островная

Казалось бы, где были более мощные ледники и где они сохранялись дольше всего, там и следует ожидать максимальные мощности криолитозоны. Однако, картина получается более сложной. Как раз в тех местах, где находились ледники, мощность криолитозоны меньше, чем в тех местах, где льда не было. Там, в условиях суровых зим горные породы промерзали на большую глубину при прочих равных условиях. В реликтовом состоянии «вечная мерзлота» сейчас находится под дном шельфовых морей северных побережий России, несмотря на спорность существования в их пределах Панарктического ледникового покрова. Если шельфы и не покрывались льдом, то в условиях сильного понижения уровня моря во время последнего оледенения они должны были промерзнуть на большую глубину.

Таким образом, области сплошной «вечной мерзлоты» начали возникать еще в позднем плиоцене – 2 млн. лет назад, но сплошная криолитозона, уже не исчезающая впоследствии, образовалась около 650 000 лет назад, т.е. в раннем плейстоцене в пределах севера Сибирской платформы. В равнинных участках материков распространение криолитозоны связано с широтной зональностью, т.к. количество солнечной радиации становится меньше к северу, понижаются среднегодовые температуры, увеличивается *альbedo* – отражательная способность поверхности Земли вследствие длительного сохранения снежного покрова. Снежное поле отражает до 90% солнечной радиации, тогда как вспаханное поле только 7-8%. В горных районах наблюдается высотная геофизиологическая зональность. Возможно, что в горах Памира и Гималаях мощность криолитозоны возрастает и до 3000 м

Мощность криолитозоны зависит от очень многих факторов: широты местности, ландшафта, рельефа, геологического строения, структуры и теплового потока. Например, на Анабарском древнем массиве Сибирской платформы мощность криолитозоны превышает 1000 м, тепловой поток в докембрийских структурах невысокий – 15-25 мВт/м<sup>2</sup> и очень маленький геотермический градиент. В то же время на более молодой, эпипалеозойской Западно-Сибирской плите свойственен более высокий тепловой поток – до 50 мВт/м<sup>2</sup> и геотермический градиент до 5°С на 100 м. Поэтому на тех же широтах мощность криолитозоны в Западной Сибири в 2-3 раза меньше и колеблется от 300 до 400 м.

### **13.3. Строение криолитозоны.**

В пределах распространения криолитозоны кровля многолетнемерзлых пород всегда залегает на некоторой глубине, которая определяется мощностью слоя, оттаивающего летом. Этот слой называется сезонноталым, он полностью промерзает. В



криолитозоне и на таликах зимой образуется сезонномерзлый слой, который подстилается немерзлыми или тальми породами. Летом этот слой полностью оттаивает.

Глубина промерзания или протаивания имеет важное значение и зависит от количества солнечной радиации, поступающей в данный район летом и зимой. В южных районах Западного Забайкалья, протаивание летом может достигать 4-6 метров, но рядом, в зависимости от рельефа и ландшафта не превышает и 0,5 м. На крайнем севере, например, на Земле Франца-Иосифа летом оттаивает всего 10-20 см грунта. В криолитозоне всегда находятся участки, где сезонноталый слой не полностью промерзает зимой и участки, где летом не полностью оттаивает сезонномерзлый слой. Оттаивание пород начинается сразу после схода снега и его темп может достигать нескольких десятков см в месяц. Даже на небольшой, казалось бы, однородной в климатическом отношении площади, летнее оттаивание происходит на разную глубину и с различной скоростью. Все зависит от конкретных геолого-геоморфологических особенностей, экспозиции склона, залесенности и т.д. Слои сезонного оттаивания могут промерзнуть не только сверху, но и снизу, со стороны многолетнемерзлых пород.

Слой сезонного промерзания и оттаивания чрезвычайно важен для строительства, т.к. именно его мощностью определяются условия, в которых закладываются фундаменты зданий, забиваются сваи и т.д. Поэтому составляются детальные карты сезонноталых и сезонномерзлых, в которых происходят фазовые превращения воды, связанные с поглощением или выделением тепла. Слой с сезонными изменениями теплового состояния пород очень быстро реагирует на любое техногенное вмешательство, при этом могут развиваться негативные процессы, которые потом трудно ликвидировать.

В различных геологических районах строение криолитозоны может отличаться. Местами развиты только мерзлые породы. В других районах, например, на древних платформах, где осадочный чехол перекрывает метаморфический фундамент, первый представлен мерзлыми, а второй морозными породами.

На побережьях морей Ледовитого океана под мерзлыми породами залегают охлажденные породы с криопэгами и переход между ними постепенный. Верхняя толща мерзлых пород имеет более молодой возраст, чем более нижняя.

#### **13.4. Типы подземных льдов.**

Мерзлые породы характеризуются различным содержанием подземного льда, характером его распределения в породах. *Конституционный лед* содержится в любых многолетнемерзлых породах. Если порода обладает высокой влажностью, то вода, замерзая и превращаясь в лед, скрепляет, цементирует ее зерна или их скопления. Такой

*лед-цемент* развит шире всего. Лед, который цементирует дисперсные породы, повышает их прочность. Понятие *льдистость породы* характеризует количество содержащегося в ней льда. Если порода прочная, скальная, то лед заполняет в ней все возможные поры и трещины, которые образовались, естественно, до начала промерзания горной породы. Если глинистые породы начинают промерзать, то влага, содержащаяся в них мигрирует к фронту промерзания, где образуются прослойки - *шлиры* льда различной мощности от долей см до 0,5 м. Такие породы характеризуются гораздо большей льдистостью, а *шлиры* льда образуют разные криогенные текстуры - сетчатые, слоистые, линзовидные, атакситовые, порфирировидные и др. Породы, содержащие *шлиры* льда, при своем оттаивании утрачивают повышенную прочность и дают существенную осадку. Льдистость обычно увеличивается в горных породах вверх по разрезу, а с глубиной уменьшается.

Если в мерзлые породы проникает вода из таликов или напорных подмерзлотных вод, то возникают инъекционные льды, мощность которых и длина достигает многих десятков метров.

В краевых участках горно-долинных и покровных ледников при их таянии и отступании, отдельные массивы льда засыпаются моренами и обвалами и тогда возникает *погребенный лед*, который долго не тает.

Если порода сформировалась до начала промерзания, то в ней возникают *эпигенетические льды*, а если промерзание происходит одновременно с образованием породы, тогда она характеризуется *сингенетическим льдом*. Различные типы *повторно-жильных льдов* связаны с этими процессами и будут рассмотрены ниже.

Довольно редко, но встречаются *пещерные льды*, залегающие в глубоких пещерах, например, в Кунгурской ледяной пещере в Приуралье.

### **13.5. Подземные воды в криолитозоне.**

Образование многолетнемерзлых пород, являющихся водоупорами, сильно изменили условия водообмена атмосферных и подземных вод в криолитозоне. Большая часть пресных подземных вод в криолитозоне приурочена к таликам.

*Таликами* или *талыми зонами* называются толщи талых горных пород, которые развиты с поверхности земли или под водоемами и реками и которые непрерывно существуют более десятка лет. Если талики снизу подстилаются мерзлыми породами, то они называются *надмерзлотными* или *несквозными*, а если талики только обрамляются по бокам мерзлыми породами, как стенками, то они носят название *сквозных*. Талики также могут быть *межмерзлотными* и *внутримерзлотными* в виде линз «тоннелей», «трубы», ограниченными со всех сторон мерзлыми породами.

Подземные воды криолитозоны по отношению к мерзлым породам - криогенным водоупорам подразделяются на: 1) *надмерзлотные*; 2) *межмерзлотные*; 3) *внутримерзлотные* и 4) *подмерзлотные воды*.

1. Надмерзлотные подземные воды подразделяются на *временные воды деятельного слоя* и *постоянные воды несквозных таликов*.

Временные воды существуют только летом, и глубина их залегания не превышает кровли мерзлых пород. Воды имеют важное значение для процессов солифлюкции, образования курумов, оплывин, пучения пород.

Постоянные воды связаны с несквозными таликами над кровлей мерзлых пород и они отвечают за образование гидроакколитов, бугров пучения, наледей.

2. Межмерзлотные воды обычно располагаются между двумя слоями мерзлых пород, например, между голоценовым верхним и реликтовым, позднемиоценовым, нижним. Эти воды чаще всего динамически не активны.

3. Внутримерзлотные воды, о чем говорит их название существуют внутри толщи мерзлых пород и находятся в замкнутых объемах, будучи приуроченными к таликам в карстующихся известняках.

4. Подмерзлотные воды циркулируют вблизи подошвы мерзлой толщи, обладают положительными температурами, иногда слабо или сильно минерализованы и могут быть напорными и ненапорными, а также *контактирующими* с мерзлой породой или *неконтактирующими*, т.е. отделенными слоем талых пород от мерзлых.

### **13.6. Криогенные формы рельефа.**

Ландшафты криолитозоны характеризуются особыми, присущими только им формами рельефа, обусловленными процессами многократного промерзания и оттаивания слоя. Именно это обстоятельство приводит к формированию морозобойных трещин и различных полигональных форм рельефа, пучения, термокарста, курумообразования, течения почвы, грунта, оплывин и т.д. Рассмотрим эти формы криогенного рельефа.

1. Морозобойное растрескивание горных пород широко распространено в криолитозоне. Образование трещин в мерзлой породе обязано возникновению напряжений в ней при охлаждении и сжатии. Точно также образуются трещины столбчатой отдельности в базальтовых лавах или трещины в усыхающих такырах. Механизм один и тот же. Отличие в том, что морозобойные трещины могут возникать многократно на одном и том же месте. В районах с хорошо выраженным континентальным или морским климатом грунт оказывается разбитым системами перпендикулярных трещин таким образом, что на местности становится хорошо видна

полигональная, четырехугольная или другая структура. Размеры этих полигонов могут быть самыми разными от первых десятков см до 20-30 см.

Образование морозобойных трещин неизбежно приводит к возникновению *полигонально-жильных структур* или *ПЖС* различных типов. Наиболее важными из них представляются *повторно-жильные льды* – *ПЖЛ*, шире всего развитые в северных районах криолитозоны (рис. 13.6.1).

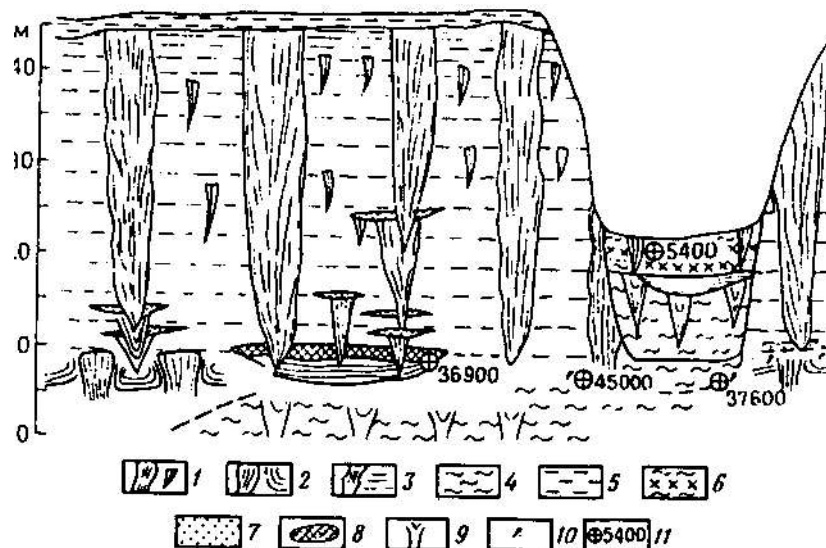


Рис. 13.6.1. Строение ледового комплекса Колымской низменности у Дуванского Яра (составлено под руководством Т.Н.Каплиной): 1 – ледяные жилы (повторно-жильные льды); 2 – алевриты с сильными загибами слоев у контактов с ледяными жилами; 3 – то же, без деформаций у контактов; 4 - 6 – алевриты погребенные (4), покровного слоя (5) и оторфованные (6); 7 – пески; 8 – торф; 9 – вытаявшие ледяные жилы; 10 – остатки древней древесины; 11 – абсолютный возраст отложений по радиоуглероду, год

ПЖЛ – образуются либо после формирования мерзлых пород и тогда они называются *эпигенетическими*, либо одновременно с ними – *сингенетические*.

Эпигенетические ПЖЛ возникают в многолетнемерзлых отложениях выше которого находится деятельный слой (рис. 13.6.2,А ). Возникшая зимой морозобойная трещина, летом, когда деятельный слой оттаивает, заполняется водой. Образовавшийся лед зимой расширяет трещину, она вновь заполняется водой, и весь процесс зимой повторяется. Так будет происходить много раз, и ледяной клин в мерзлых породах будет расширяться, а в деятельном слое лед будет летом таять. Все это ведет к образованию ледяных жил, а ежегодные, тонкие слои новообразованного льда позволяют определить, сколько времени росла эта ледяная жила.

Сингенетические ПЖЛ растут одновременно с осадконакоплением песчано-суглинистых и торфяных отложений на аккумулятивных элементах рельефа. Каждый год

накапливаются новые осадки, которые подвергаются морозобойному растрескиванию и ледяная жила как бы растет вверх, напоминая вложенные друг в друга конусы (рис.13.6.2,Б). Сингенетические ПЖЛ обычно самые крупные и мощные, достигают в высоту 60 м, а в ширину 6-8 м.

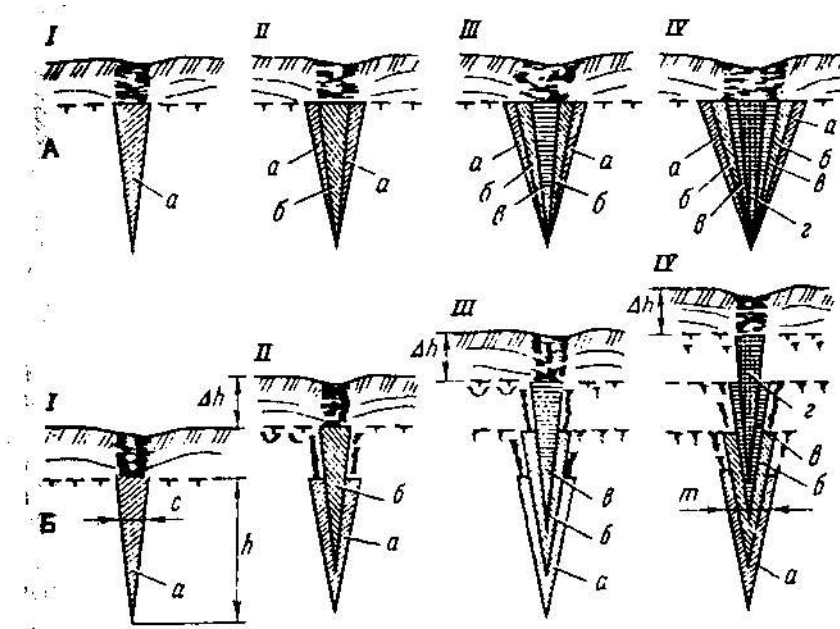


Рис. 13.6.2. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б.А.Достовалову): I-IV – последовательные стадии роста жил, а-г – ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки,  $\Delta h$  – мощность накапливающегося за 1 год слоя при сингенезе,  $h$  и  $c$  – высота и ширина элементарной жилки,  $m$  - общая ширина клина

Если ледяные жилы вытаивают, то освободившееся пространство заполняется различным грунтом, т.е. вторичными образованиями, называемыми *псевдоморфозами по повторно-жильным льдам*. Особенно широко они развиты там, где в геологическом прошлом существовала криолитозона. Подобные псевдоморфозы развиты в средней Европе, на Украине, в Монголии, Китае и других местах (рис. 13.6.3).

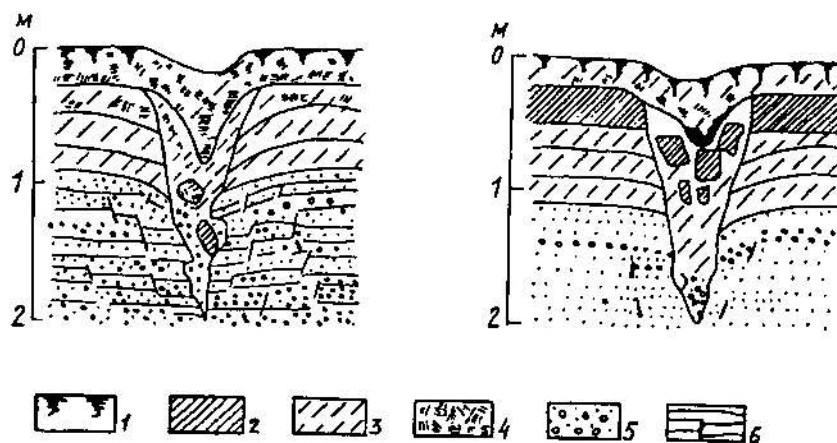


Рис. 13.6.3. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам: 1 - почвенно-растительный слой и гумусированные породы, 2 – тяжелые суглинки, 3 – супеси, 4 – торф, 5 – песок и гравий, 6 – слоистость пород и мелкие сбросы

Таяние крупных повторно-жильных ледяных клиньев приводит к возникновению котловин протаивания, между которыми возвышаются конусовидные бугры, называемые *байджерахами* (рис. 13.6.4). Это те породы, которые раньше располагались между ледяными клиньями. Высота байджерахов составляет 2-5 метров и если их много, то возникает своеобразный рельеф, похожий на многочисленные термитники.

Кроме ПЖЛ существуют т.н. *изначально-грунтовые жилы*, возникающие при заполнении трещины водонасыщенным грунтом, который затекает или осыпается со стенок трещины. Образуется как бы жила из породы.

Песчаные жилы образуются точно таким же способом, только в морозобойные трещины попадает песок, развеваемый ветрами в сухом, очень холодном климате. В некоторых случаях формируются *песчано-ледяные жилы*, которые в Якутии, в Западной Сибири проникают глубже деятельного слоя.

К полигональным формам рельефа криолитозоны относятся, кроме описанных выше, пятна-медальоны, полигонально-валиковые формы рельефа: каменные многоугольники и байджерахи.

Пятна-медальоны обладают размерами от 0,2-0,3 до 1-2 м, разграничены друг от друга морозобойными трещинами и образуют характерную поверхность, напоминающую гигантскую чешую (рис. 13.6.5).

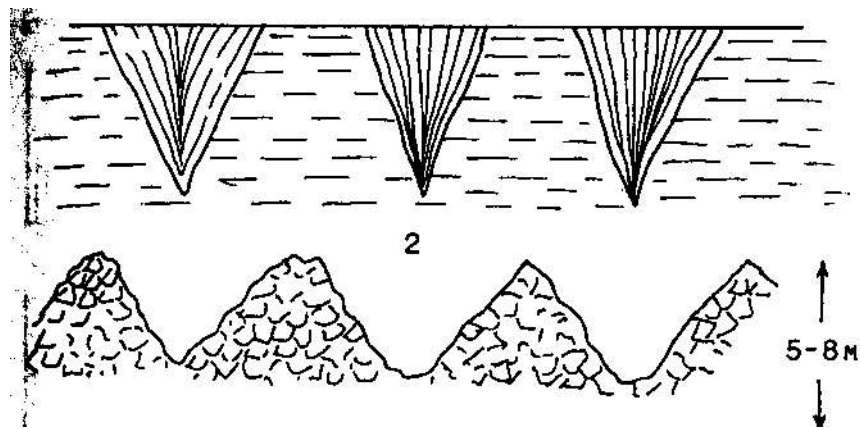


Рис. 13.6.4. Образование байджерахов: 1 – повторно-жильные льды, 2 – вытаивание льдов и образование байджерахов в виде земляных конусовидных холмиков

Проникновение морозобойных трещин происходит до подошвы деятельного слоя. При начале промерзания, которое происходит по бокам трещины быстрее, в центре структуры создается избыточное давление и еще талый глинистый или песчано-суглинистый грунт может прорвать тонкую промерзшую поверхностную корочку деятельного слоя и в виде жидкой массы залить какую-то площадку (рис. 13.6.6). Образуется пятно из грязи, ограниченное полигональной сеткой трещин (рис. 13.6.7). Такой процесс может повторяться многократно и по краям пятен-медальонов нередко возникает травянистая растительность. Пятна-медальоны образуют различную морфоскульптуру ландшафтов (рис. 13.6.8). Иногда бордюр и центральная часть находятся на одном уровне; в другом случае бордюр опущен, а центр медальона приподнят; в третьем – бордюр приподнят, а центр – опущен. Все разновидности определяются характером движения разжиженной грунтовой массы (рис. 13.6.9).

В деятельном слое происходит морозная сортировка обломочного материала, главными факторами которой являются морозное пучение и формирование полигональной системы морозобойных трещин. Она наиболее эффективна в верхней части деятельного слоя, когда крупный каменный материал оттесняется к краям полигональных структур, а центр занят мелкоземом. Выпучивание или вымораживание каменных обломков происходит потому, что под ними раньше наступает промерзание и образуются ледяные линзы, которые приподнимают обломки. Летом, когда деятельный слой оттаивает, место ледяной линзы занимает жидким грунтом, вследствие чего обломок не может снова опуститься, а зимой процесс повторяется и обломок вновь приподнимается, пока не окажется на поверхности. Точно также выпучиваются сваи, вкопанные только в деятельный слой.



Рис. 13.6.5. Полигональные структуры – каменные многоугольники

Процесс неравномерного промерзания в полигональной сети морозобойных трещин, приводит, как уже говорилось, к увеличению давления внутри отдельно взятого полигона, под действием которого, прорвавшийся наверх разжиженный грунт, сдвигает в стороны вымороженные на поверхность камни, которые образуют *каменные полигоны* (рис. 13.6.10) или *каменные многоугольники* - площадки с тонким материалом в центре и каменными обломками по краям (рис. 13.6.11).

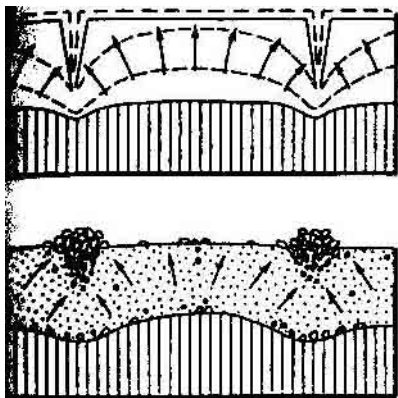


Рис. 13.6.6. Схема миграции воды и сортировки обломочного материала в рыхлой породе (по А.К.Орвину)

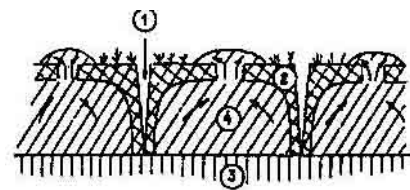


Рис. 13.6.7. Схема образования грунтовых пятен: 1 – трещина в сезонномерзлом слое; грунт: 2 – сезонномерзлый, 3 – вечноммерзлый, 4 – талый ( по Б.Н. Достовалову, В.А.Кудрявцеву)



Весь процесс контролируется неоднократным промерзанием и оттаиванием деятельного слоя.

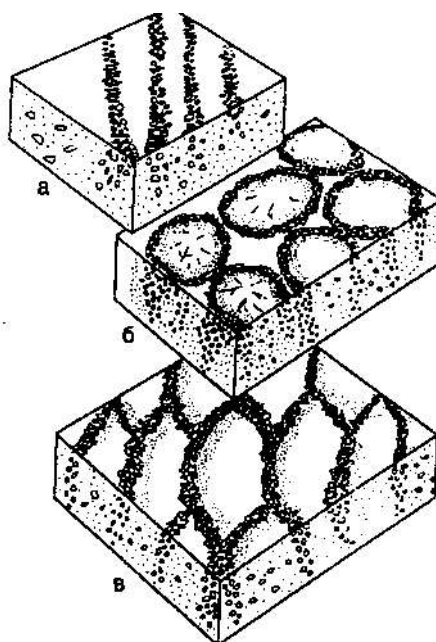


Рис. 13.6.8. Каменные полосы (а), каменные кольца (б), каменные многоугольники (в)

### 13.7. Термокарст.

Изменение теплового режима в поверхностной части криолитозоны приводит к протаиванию отдельных участков грунта, вытаиванию сегрегационных и жильных льдов и, как следствие, к просадке грунта и возникновению специфических форм термокарстового, отрицательного рельефа. Это небольшие углубления,

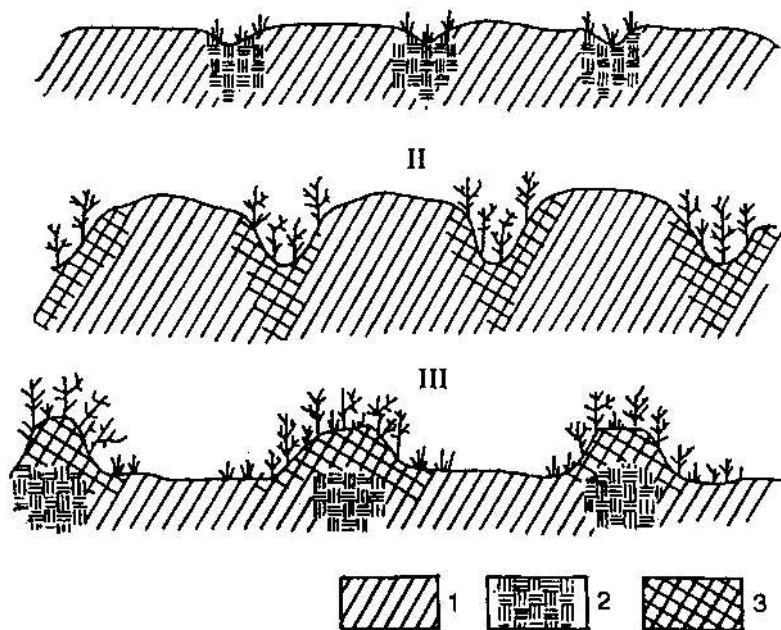


Рис. 13.6.9. Основные морфологические типы пятен медальонов: I – плоские или слабо выпуклые, II – выпуклые на пьедесталах кочках, III – плоские или вогнутые. 1 – суглинок или супесь, 2 – гумусированный грунт, 3 – торф

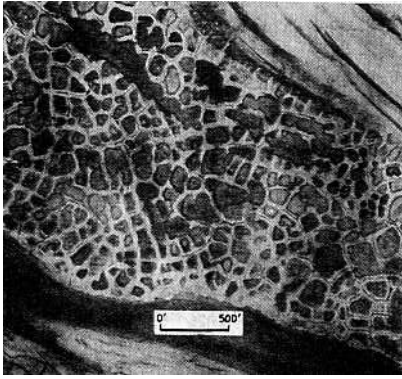


Рис. 13.6.10. Полигональные поля



Рис. 13.6.11. Сортированные каменные многоугольники. Северная Земля ( фото В.Г.Чигира)

воронкообразные просадки, округлые котловины, как правило, занятые озерами или уже осушенные и называемые *аласами* в Якутии, а в Западной Сибири – *хасыреями*. Аласы могут быть в десятки км в диаметре и глубиной в 30-40 м, а в их днище формируются озерно-болотные отложения (рис. 13.7.1).

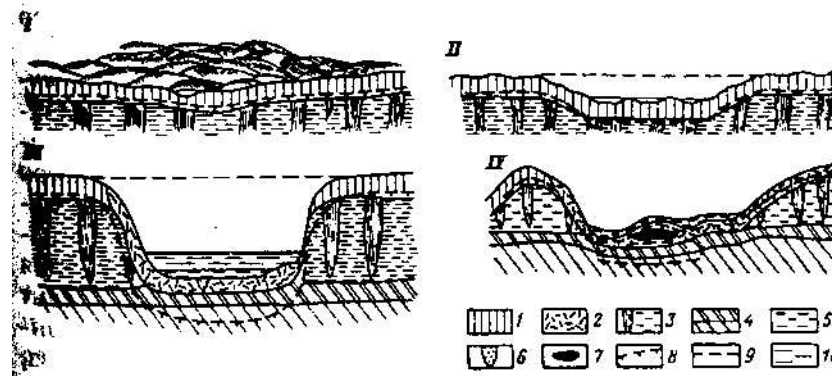


Рис. 13.7.1. Схема последовательных стадий (I - IV) развития аласного рельефа (по П.А.Соловьеву): 1 - суглинок в первичном залегании, 2 – суглинок и отложения ледового комплекса, перемещенные при развитии термокарста, 3 – ледовый комплекс, 4 – отложения, подстилающие ледовый комплекс, 5 – озерные и озерно-болотные аласные отложения, 6 – отложения, выполняющие псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, 7 – инъекционные и сегрегационные льды, 8 – поверхность многолетнемерзлой толщи, 9 – первичная поверхность, 10 - озерные воды

Термокарстовый рельеф особенно широко развит на аллювиальных аккумулятивных равнинах в арктическом и субарктическом поясах, где котловины протаивания чаще всего заняты озерами, вода в которых, аккумулируя тепло, сама способствует дальнейшему протаиванию мерзлого грунта, вплоть до образования подозерных несквозных таликов. В южных районах криолитозоны, проявления современного термокарста сходят на нет.

Мерзлые породы чрезвычайно чувствительны к любому, даже самому незначительному техногенному нарушению природного теплового режима. Строительство дорог, нефте- и газопроводов, вырубка леса, даже след от трактора, тут же приводит к изменению теплового равновесия, начинается усиление протаивания и развитие термокарста, бороться с которым очень трудно.

Процессы морозного пучения связаны с образованием льда и увеличением объема породы в деятельном слое, сложенном тонкодисперсными породами и торфяниками. Отдельные многолетние бугры пучения, достигают в высоту 15-20 м, и в диаметре до 100 м, но чаще – меньше.

Сегрегационные бугры пучения могут быть сезонными и многолетними. Они формируются, когда влага устремляется к фронту промерзания, и при этом образуются шлеры льда, что вызывает увеличение объема и поднятие поверхности. Этот процесс может происходить ежегодно. Зимой с возникшего многолетнего бугра пучения снег сдувается, что вызывает увеличение глубины промерзания и «дополнительную» миграцию влаги, приводящую к интенсивному льдообразованию и, соответственно, росту бугра. Такой процесс может продолжаться сотни лет и впоследствии бугор пучения как бы «умирает» переходя в реликтовое состояние.

Многолетние инъекционные бугры пучения или булгуньяхи (пинго) возникают в связи с промерзанием таликов, располагающихся часто под озерами и старицами рек, в частности, после осушения термокарстовых озер, аласов и др. Когда термокарстовое озеро осушается, то талые породы под ним начинают промерзать а увеличивающееся давление выжимает талый грунт вверх, приподнимая образовавшуюся над ним мерзлотную корку. Образуется бугор пучения, который в дальнейшем растёт, т.к. талый грунт все больше и больше промерзает за счет выделения сегрегационного льда. И, наконец, вместо талика образуется ледяная линза, находящаяся внутри бугра или булгуньяха. Размеры булгуньяхов достигают в диаметре до 200 м, а в высоту в 30-60 м (рис. 13.7.2).

Гидролакколиты формируются при вторжении напорных надмерзлотных и подмерзлотных вод в талый грунт в местах разгрузки подземных вод и во время

промерзания образуется также ледяная линза, залегающая согласно с вмещающими породами, которые надо льдом приподнимаются образуя бугры.

Разнообразные процессы пучения в поверхностной части криолитозоны распространены чрезвычайно широко и обладают различными формами проявления. Структуры пучения создают большие трудности при строительстве в области распространения многолетнемерзлых пород

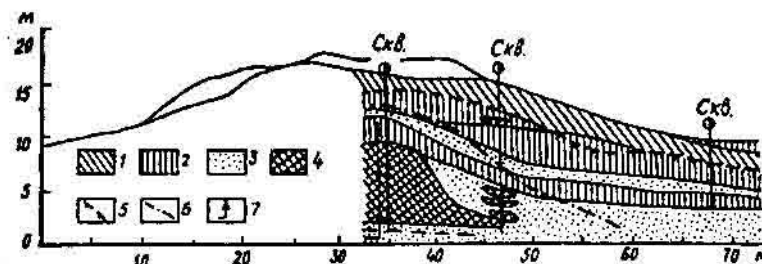


Рис. 13.7.2. Разрез булгунья. Лено-Амгинское междуречье. Центральная Якутия ( по П.А.Соловьеву): 1 – супеси, 2 – суглинки, 3 – пески, 4 – лед, 5 – верхняя граница мерзлых пород, 6 – граница ядра с выделением линзочки чистого льда, 7 – напор водоносного горизонта

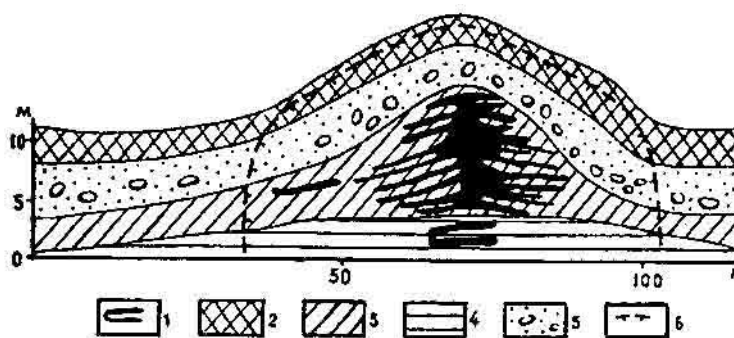


Рис. 13.7.3. Разрез бугра пучения в долине р. Хантайки (по Г.С. Константиновой): 1 – шпильки льда мощностью до 20 - 25 см, 2 – торф, 3 – суглинок, 4 – глина, 5 – песок, 6 – верхняя поверхность вечной мерзлоты

Наледи. Зимой, в областях «вечной» мерзлоты многие реки местами промерзают до дна. Вода, которая еще находится в отдельных участках русла и в речном аллювии, ищет выхода и вырывается на лед, растекаясь по нему тонким слоем. Так может повторяться много раз и, в конце концов, образуется толща льда, мощностью в первые метры и площадью в десятки и сотни км<sup>2</sup>. Наледи речных вод прекращают свой рост к январю, а наледи грунтовых, межмерзлотных и подмерзлотных вод растут до весны и летом не успевают растаять, образуя большие ледяные массивы – *тарыны*. Самые крупные наледи известны в Момо-Селенняхской впадине, в районе хр.Черского, например, Момский Улахан-Тарын, площадью более 100 км<sup>2</sup> и мощностью до 6 м. Если нарушить

естественные пути движения воды, то наледи будут возникать там, где их раньше не было и мешать строительству мостов, дорог и др. Поэтому осуществляют специальные противоналедные меры.

Таким образом, существуют наледи речных, надмерзлотных и подмерзлотных вод. Иногда вода не может подняться на поверхность в силу разных причин, например, если она попадает в пространство между многолетнемерзлыми породами и промерзшими сезоннотальными слоями. Тогда она, замерзая, превращается в ледяную линзу, которая увеличиваясь в объеме, приподнимает кровлю, образуя *гидролакколит* или *подземную наледь*. Такие наледи могут быть однолетними или многолетними, особенно там, где происходит непрерывная разгрузка подземных вод. Мощность ледяного ядра в таком случае может достигать 10 м. Но залегает оно, как правило, неглубоко, всего в 2-3 м от поверхности.

### 13.8. Криогенные формы рельефа, связанные с гравитационными процессами.

Гравитационные процессы на склонах, особенно крутых, в условиях сезонного оттаивания покровных образований приводят к развитию солифлюкции, курумов, оползней.

*Солифлюкцией* (лат. «солум» – почвы, «флюксус» – течение) называется медленное вязкопластичное течение рыхлых отложений, происходящее летом над кровлей многолетнемерзлых пород. Интенсивность развития солифлюкции прямо связана с крутизной склонов, т.к. с увеличением крутизны склонов течение происходит сильнее (рис. 13.8.1).

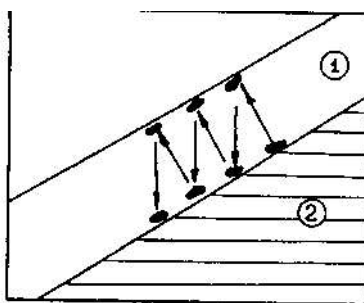


Рис. 13.8.1 Схема перемещения частиц и обломков в деятельном слое на склоне - процесс солифлюкции: 1 – деятельный слой; 2 – многолетнемерзлые породы

Процесс солифлюкции зависит от глубины сезонного оттаивания пород, наклона рельефа, характера задернованности и состава отложений. Чаще всего вязко-пластичному оползанию подвергаются оттаивающие, пылеватые суглинки и супеси, содержание шпиры льда. В случае *покровной солифлюкции*, течение грунтов осуществляется медленно и равномерно на склонах с крутизной менее 15°. Натечные формы при этом отсутствуют.

*Дифференциальная солифлюкция* проявляется на склонах в виде террас, оплывин, языков, полос и других форм. Происходит это потому, что скорость смещения грунта в разных местах различна (рис. 13.8.2).

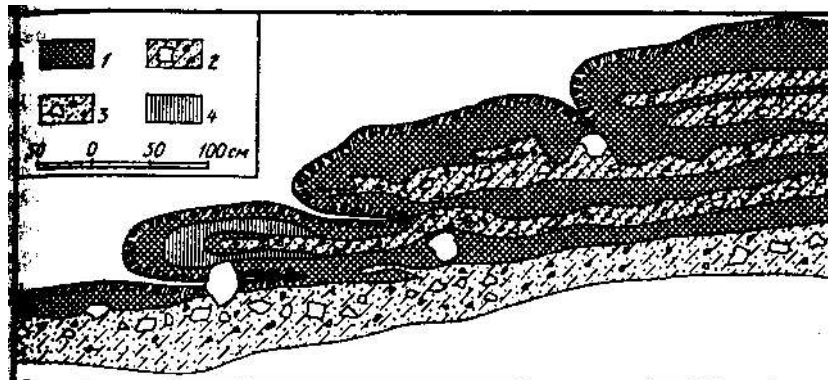


Рис. 13.8.2. Солифлюкционные оплывины: 1 – мелкозем, 2 – обломки пород, «текущие» по склону, 3 – деятельный слой субстрата, 4 – глинистая порода

*Быстрая солифлюкция* или *сплывы* происходят на склонах до  $25^\circ$ , когда оттаивают льдонасыщенные почвы и породы. Происходит это обычно в начале лета, в период быстрого оттаивания грунтов. Скорость движения подобных сплывов достигает нескольких метров в минуту.

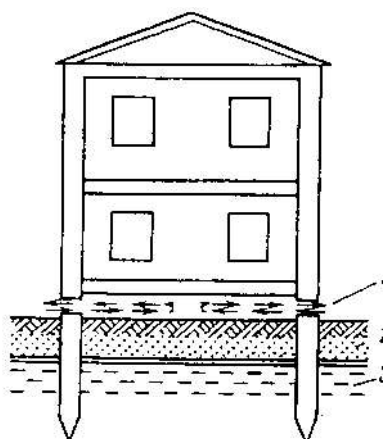
*Курумы, каменные поля, реки или потоки* состоят обычно из щебнисто-глыбового материала скальных пород и развиты на склонах до  $40^\circ$ . Процессы курумообразования обусловлены сезонными и суточными колебаниями температуры, которые то расширяют, то сокращают размеры обломков, способствуя этим постепенному перемещению блоков вниз по склону. Каменные обломки постепенно вымораживаются из мелкоземистого материала, течение которого при оттаивании также перемещает вниз обломки, образующие большие поля или потоки. Они хорошо пропускают воду и весной под ними, в охлажденных еще породах, образуется гольцовый лед. В теплые летние месяцы он может вытаивать и переувлажнять тонкие дисперсные породы, которые начинают медленно оползать по склону, увлекая с собой обломки. Курумы перемещаются вниз по склону со скоростью всего лишь нескольких см в год. В принципе курумы тесно связаны с процессами солифлюкции.

### 13.9. Хозяйственная деятельность в криолитозоне.

Криолитозона занимает более половины территории России и как раз в местах, богатых полезными ископаемыми – нефтью, газом, углем, различными рудами. Освоение этих территорий имеет громадное значение для нашей страны.

Области распространения многолетнемерзлых пород очень чутко реагируют на любые природные или техногенные вмешательства. Высокая льдистость

многолетнемерзлых пород и термическое равновесие, готовое сместиться от малейших изменений определяет неустойчивое поведение многолетнемерзлых пород. Любое повышение температуры сразу же повышает глубину сезонного протаивания, лед превращается в воду, которая уходит, грунт уплотняется и проседает. Это явление, называемое термокарстом, сопровождает строительство, сделанное без учета правил, предусмотренных для криолитозоны. А они заключаются, в первую очередь, в сохранении мерзлого состояния грунтов. Отсюда следует, что под каждым строением должно быть проветриваемое подполье, а сваи, на котором оно стоит, необходимо забивать в мерзлые породы ниже слоя сезонного оттаивания (рис. 13.9.1).



Сохраняя многолетнемерзлые породы, не нарушая их теплового равновесия, можно не допустить тепловую осадку грунтов, а затем и строения, которое может спустя какое-то время просто разрушиться. Грунт, чтобы он не начал таять, иногда даже специально замораживают с помощью охлаждающей системы.

Рис. 13.9.1. Строительство в криолитозоне. Дома стоят на бетонных сваях, забитых в многолетнемерзлые породы, ниже деятельного слоя: 1 - отверстия для циркуляции воздуха, 2 - деятельный слой, 3 - многолетнемерзлые породы

Свайные фундаменты - это сейчас основной способ строительства в криолитозоне, хотя строят также и на подсыпных грунтах. В криолитозоне расположены такие города, как Якутск, Норильск, Билибинская АЭС, Анадырь и другие города. В свое время впервые свайное основание было опробовано при строительстве Якутской центральной тепловой электростанции, объекта, который выделяет большое количество тепла. У нее проветриваемое подполье достигает почти 2-х метров. Это сооружение построено в 1937 г. и с тех пор работает не деформируясь.

Особую сложность составляет прокладывание в криолитозоне инженерных коммуникаций – теплопроводов, канализации, обычного водопровода. Надо иметь в виду. Что и многолетнемерзлые породы, на которых ведется строительство, обладают разными свойствами, которые необходимо учитывать. Наука о мерзлых грунтах чрезвычайно сложна, интересна и необходима. Даже стандартный столб высотой 6 м нельзя вкопать в оттаявший слой без того, что его через некоторое время выпучит из этого слоя, также как выпучивает из него камни. А поднимается он потому, что будучи вкопанным в деятельный слой, при начале замерзания слоя с поверхности он, при увеличении объема

водонасыщенного слоя, будет немного выдернут вверх примерзшим к нему грунтом. Естественно, что под столбом образуется полость, тут же заполняемая разжиженным грунтом, который впоследствии также замерзнет, увеличив свой объем. И так повторяется из года в год по несколько см и, наконец, столб рухнет, будучи полностью выпученным из грунта (рис. 13.9.2).

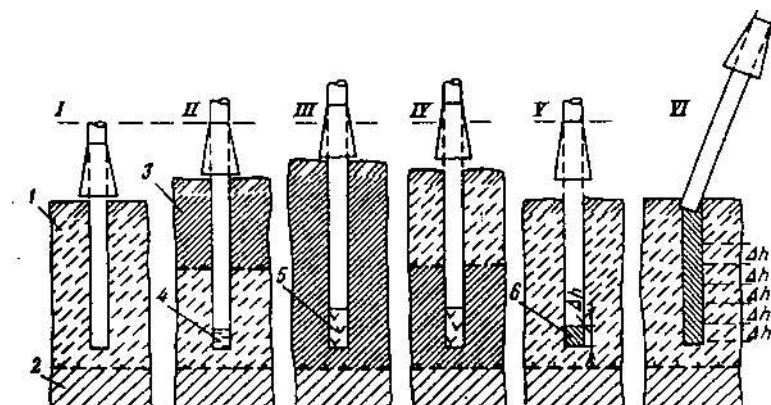


Рис. 13.9.2. Схема, показывающая последовательные стадии (I - IV) выпучивания столба из слоя летнего оттаивания грунтов, сложенного влажными рыхлыми горными породами: I - оттаявшая часть сезонноталого слоя; 2 - толщина вечной мерзлоты; 3 - промерзшая часть слоя летнего оттаивания; 4 - полость под подтаявшим столбом, заполненная разжиженным грунтом; 5 - то же, заполненная замерзшим льдистым грунтом; 6 - то же, заполненная уплотнившимся грунтом

Вообще, пучение грунта в области развития многолетнемерзлых пород – это бедствие, наносящее огромный урон всему хозяйству севера. Деформированные насыпи железных и автомобильных дорог, газо- и нефтепроводы, аэродромы, кабельные линии связи, водо- и теплопроводы и многие другие сооружения испытывают на себе неравномерное пучение грунта.

Огромные проблемы возникают с проходкой горных выработок и шахт, в угленосных районах, в Воркуте, например, где все подземные сооружения – это источники тепла, а температура многолетнемерзлых пород около 0°C.

Происходящее изменение климата и природной среды под влиянием техногенной деятельности человека и впоследствии естественных причин, может доставить будущим поколениям немало хлопот в районах распространения многолетнемерзлых пород.



## Глава 14.0. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Водная оболочка Земли покрывает почти 71% ее поверхности ( $362 \text{ млн. км}^2$ ), что в 2,5 раза больше площади суши ( $149 \text{ млн. км}^2$  или 29%), так что нашу планету можно назвать океанической. Объем вод океанов и морей оценивается в гигантскую цифру  $1,4 \text{ млрд. км}^3$ , тогда как вся гидросфера составляет  $1,8 \text{ млрд. км}^3$ . Распределение акваторий океанов таково, что в северном полушарии, считающимся материковым, суша занимает 39,3%, а океаны - 60,7%. В южном, океаническом полушарии, соответственно 19,1% и 80,9%.

Геологическая деятельность океанов и морей осуществляется разными процессами: 1) *абразией* (“абрадо” - соскабливать, лат.), разрушением береговых линий волнами, приливами, течениями; 2) *переносом* разнообразного материала, выносимого реками, образующимися за счет вулканизма, эоловой (ветровой) деятельности, разносимого льдом, а также растворенного вещества; 3) *аккумуляция* или отложения осадков: биогенных, гидрогенных (эвапоритов, железо-марганцевых конкреций), обломочных и космогенных (сферул); 4) *преобразование осадков в породы или диагенез* и переотложения осадков. Прежде чем рассматривать геологические процессы в океанах и морях, необходимо сказать о свойствах самой водной массы и ее перемещении под действием различных сил.

### 14.1. Свойства океанской воды.

Огромная масса воды в океанах на разных широтах и разных глубинах отличается по своим свойствам, что придает водной массе расслоенность или стратифицированность.

Температура. Вода в океанах прогревается только в поверхностном слое, поэтому лишь 8% океанских вод теплее  $+10^\circ\text{C}$ , а больше 50% имеет температуру ниже  $+2,3^\circ\text{C}$ . Таким образом, океаны в целом холодные (рис. 14.1.1).

Температура в океанах с глубиной быстро понижается, особенно в поверхностной зоне, мощностью до 200 м и более теплый слой воды как бы плавают над более холодной толщей, которая отделяется от вышележащего слоя зоной резкого, скачкообразного изменения температуры и плотности, называемой, *термоклин* (рис.14.1.2). Верхний теплый слой, подверженный воздействию ветровых волн называют *перемешанным слоем*, являющимся основным местом процессов фотосинтеза водорослей. На расстоянии по вертикали в 100 м  $T$  уменьшается на  $10-12^\circ\text{C}$ . Различают постоянный и сезонный термоклины.

В поверхностном слое температура изменяется от  $+30^\circ\text{C}$  в низких широтах до  $0^\circ\text{C}$  в высоких широтах. Среднегодовая температура воды около  $+17^\circ\text{C}$ , но она выше в

северном полушарии  $+19^{\circ}\text{C}$ , чем в южном -  $+16^{\circ}\text{C}$ . На глубинах примерно в 4 км  $T$  составляет от  $0^{\circ}$  до  $+1^{\circ}\text{C}$ , а в придонном слое, мощностью в 200 м до  $-1^{\circ}\text{C}$ .

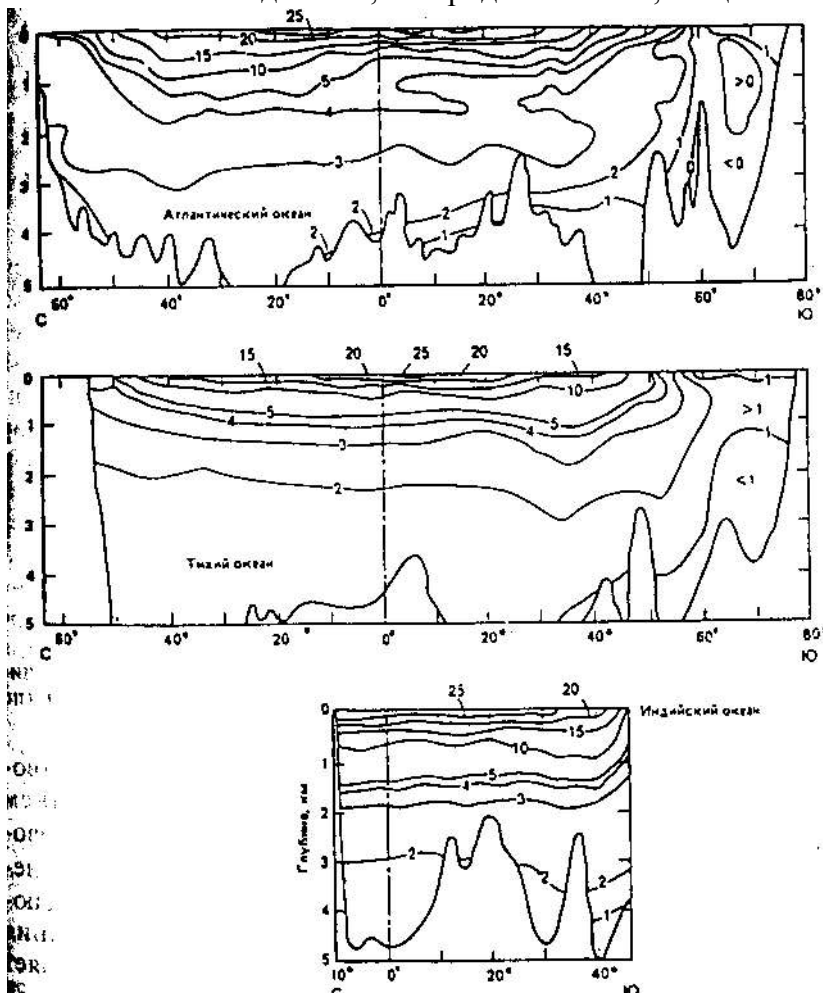


Рис. 14.1.1. Изменение температур ( $^{\circ}\text{C}$ ) по вертикали в трех океанских бассейнах (по Dietrich, 1963)

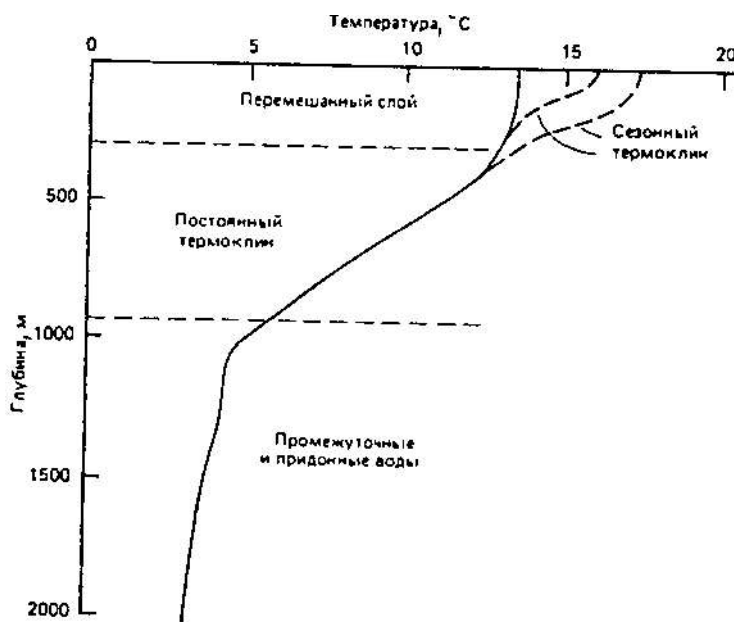


Рис. 14.1.2. Постоянный термоклин. В верхнем перемешанном слое толщиной несколько сотен метров может развиваться сезонный термоклин (по В.В.Рипкин et al, 1977)

Соленость Мирового океана - это общее количество растворенного вещества, в основном, NaCl. Соленость океанов в среднем 34,69г/кг или 34,69‰ промилле ( частей на тысячу). 75% всех вод Мирового океана имеют соленость от 34,5 до 35,0‰, но распределяется она неравномерно и зависит от количества выпадающих осадков, испарения, близости устьев крупных рек, таяния льдов и т.д (рис. 14.1.3). В Красном море соленость равняется 41‰. Повышенной соленостью до 39‰, характеризуется Средиземное море. На дне Красного моря, где в современных рифтах выходят нагретые рассолы, соленость достигает 310‰. Очень высокой соленостью характеризуются лагуны и заливы, отшнурованные от моря. В то же время моря, в которые впадает большое количество рек, обладают низкой соленостью, особенно вблизи устьев рек. Так, в Каспийском море средняя соленость составляет 12-15‰, а в северной части 3-5‰, что обусловлено с притоком пресных волжских вод. В Черном море соленость больше - 17-18‰, зато в Балтийском море соленость воды в поверхностном слое не превышает 3-6‰.

Плотность вод Мирового океана зависит от температуры, солености и давления. Плотность воды возрастает с глубиной, что определяет стратификацию водной толщи.

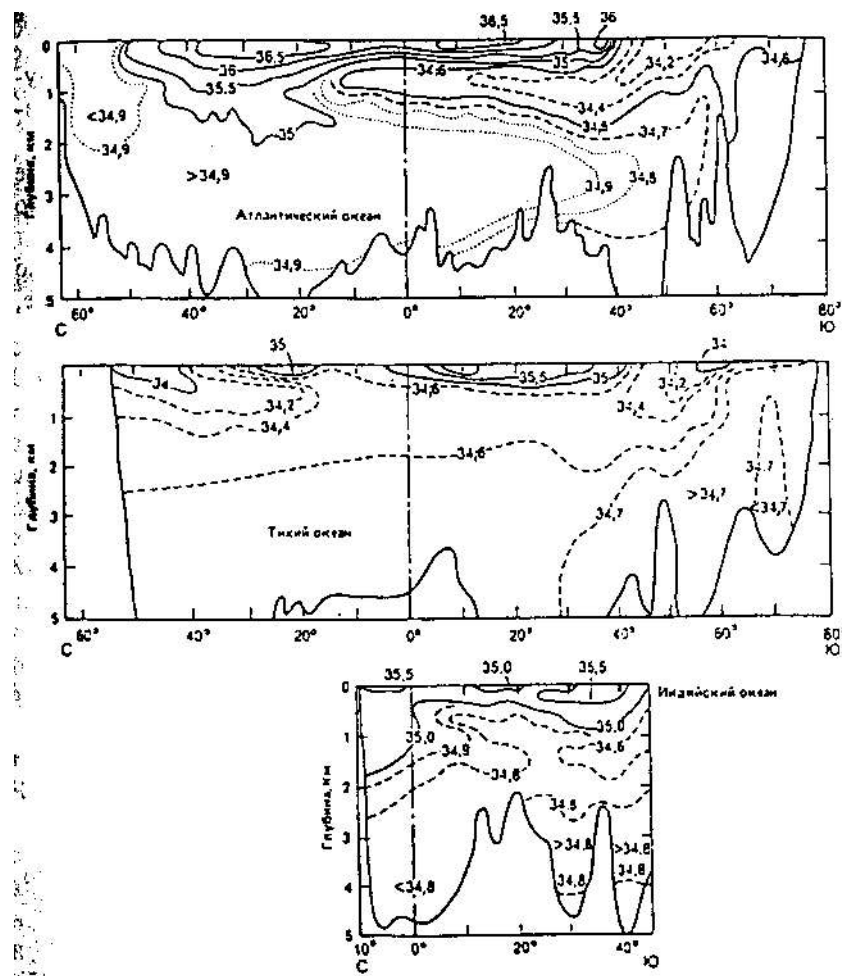


Рис. 14.1.3. Изменение солености (‰) по вертикали в трех океанских бассейнах ( по G.Dietrich, 1963)

Известно, что при  $T = +20^{\circ}\text{C}$  плотность пресной воды составляет  $1,0 \text{ г/см}^3$ , а морской воды с соленостью в 35‰ -  $1,025 \text{ г/см}^3$ . При  $T = +2^{\circ}\text{C}$ , плотность увеличивается до  $1,028 \text{ г/см}^3$ , а на глубине 5000 м -  $1,050 \text{ г/см}^3$ . На увеличение плотности влияет повышение солености, понижение температуры и возрастание давления. Увеличение плотности воды приводит к ее погружению, что переводит обогащенные кислородом поверхностные воды на более низкий уровень. В Атлантическом океане наименьшая плотность воды наблюдается в районе экватора, а наибольшая - на широтах в  $60^{\circ}$ . Самая высокая плотность океанской воды отмечена вокруг Антарктиды в связи с формированием ледяных полей.

Давление в океанских водах возрастает на 1 атм. на 10 м глубины. Поэтому в наиболее глубоководных районах океанов давление увеличивается до огромных величин в 800-1100 атм.

Химический и газовый состав морской воды. В океанской воде содержится практически все химические элементы, но только ионы Na и Cl играют решающую роль (рис. 14.1.4).

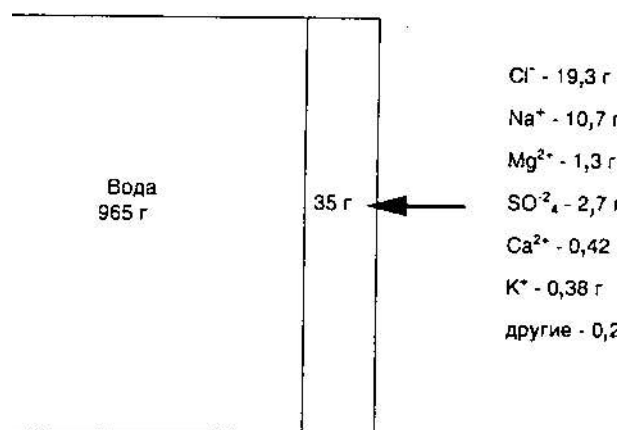


Рис. 14.1.4. Состав океанской воды на 1 кг (1000 г). Растворенные ионы даны в граммах

Преобладают хлориды (89,1%), затем сульфаты (10,1%) и совсем ничтожную долю составляют карбонаты (0,56%). Соли, находящиеся в растворе, диссоциируют на анионы и катионы

Океанская вода по своему составу отвечает продуктам эмиссии кислых газов вулканов - гидрохлорноватая, серная, угольная кислоты и выщелачивания силикатных пород ( $\text{MeSi aAlvOc}$ ), где Me - Na, K, Mg, Ca. Остальное - это нерастворимые окислы Si и Al, т.е. глинистые минералы.

В течение фанерозоя, т.е. за примерно 600 млн. лет состав воды и ее соленость практически не менялись. Это возможно только в том случае, если приток солей равняется

их удалению из воды.  $\text{CaCO}_3$  связывается в известковых скелетах организмов, Si - в опалиновых скелетах, Me - в новообразованных минералах, S - в сульфидах тяжелых металлов в анаэробных условиях и т.д. В отличие от океанской воды, речная вода - это раствор бикарбоната кальция и кремнистой кислоты.

Газы, как и соли, растворены в океанской воде. Главными являются O и  $\text{CO}_2$ .

Кислород поступает в воду прежде всего из атмосферы, а также при фотосинтезе растений (фитопланктона). Растворимость кислорода в воде уменьшается с повышением температуры, чем объясняется его низкое содержание в приэкваториальной зоне. Зато в высоких широтах наблюдается обогащение кислородом холодных вод. Взаимный обмен кислородом между атмосферой и океанскими водами происходит в связи со сменой сезонов, когда летом океан прогревается, избыток кислорода выделяется в атмосферу, а зимой, при его охлаждении, он поглощается из атмосферы и растворяется в воде. Глубоководные слои в океанах обогащаются холодными, тяжелыми, насыщенными кислородом водами, поступающими из высоких широт.

Углекислый газ в океанской воде находится либо в свободном состоянии, либо химически связан в карбонатах и бикарбонатах. Содержание  $\text{CO}_2$  в воде составляет около  $45 \text{ см}^3/\text{л}$ , причем 50% его приходится на свободный  $\text{CO}_2$ , а другие 50% находятся в связанном состоянии. Растворимость  $\text{CO}_2$  также как и O, уменьшается с повышением T. Поэтому в низких широтах, где растворимость  $\text{CO}_2$  в воде уменьшается, углекислота выделяется в атмосферу, в высоких широтах, наоборот, поглощается. Максимальное содержание  $\text{CO}_2$  наблюдается в холодных придонных водах, которые растворяют известковые раковины планктонных организмов, не достигающих по этой причине океанского дна. Закономерности содержания  $\text{CO}_2$  в океанских водах влияет на образование и сохранность карбонатных осадков.

Сероводород присутствует в морской воде только в тех водоемах, где затруднен обмен воды с открытым океаном, например, в Черном море.

Рассмотрение основных параметров океанской и морской воды показывает насколько это сложная система, все составляющие которой тесно взаимодействуют между собой, влияя друг на друга. Пожалуй, наиболее важный вывод заключается в установлении факта стратификации, т.е. слоистости океанских вод.

Поэтому вертикальный разрез океанских вод характеризуется неоднородностью, наличием слоев с разной соленостью, температурой и плотностью, слабо перемешивающихся между собой. Если температурный скачок называется термоклинном, то резкое изменение солености – *галоклинном*, а изменение плотности – *пикноклинном*.

Органические частицы столь широко распространенные во взвеси верхнего водного слоя, благодаря своему объемному весу, близкому к таковому океанской воды, задерживаются в термоклине и служат пищей для зоопланктона и бактерий. С другой стороны, более глубинные и холодные воды, богатые фосфатами, не могут пробиться в верхние слои водной массы океана, т.к. для них препятствием служит хорошо перемешанная и теплая вода термоклина. Перечисленные выше свойства морской воды меняются от слоя к слою очень резко, поэтому водные слои могут как бы скользить друг по другу, а вода при этом перемещается на большие расстояния.

### **Движение океанских вод.**

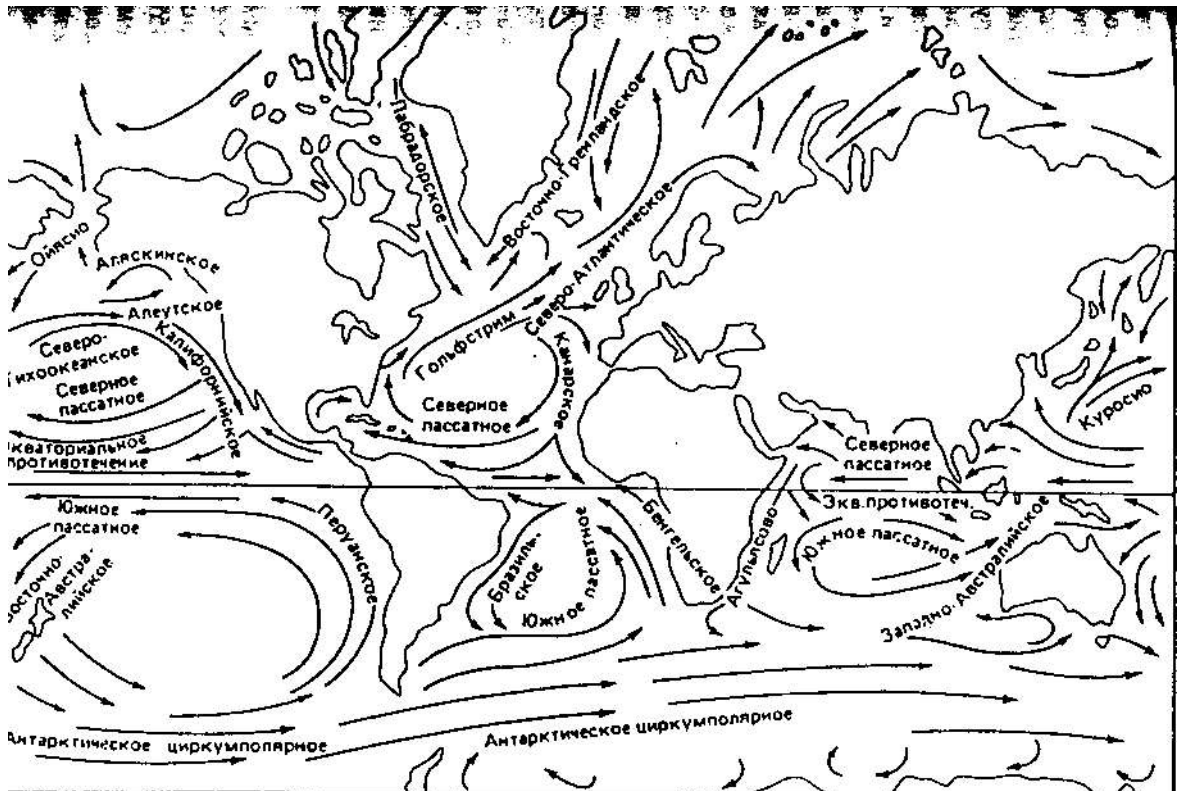
Вода океанов и морей находится в непрерывном движении. Эта циркуляция в поверхностных и глубинных зонах носит различный характер и определяется разными факторами.

Поверхностная циркуляция зависит в основном от ветров нижней атмосферы, влияющих на перемещение воды в самом верхнем слое. Характер циркуляции обусловлен перемещением атмосферы и вращением Земли. Поэтому в средних и низких широтах Северного полушария ветры образуют круговорот воды по часовой стрелке, а в южном - против. Это главные океанские антициклонические круговые течения (рис.14.2.1), которые не меняются от временного изменения направления ветра, т.к. обладают огромной инерцией. Только в северной части Индийского океана течения меняются из-за смены летнего и зимнего муссонов. Наиболее мощное течение - это циркумполярное, окружающее Антарктиду кольцом и перемещающееся с запада на восток с расходом воды в  $200 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , тогда как у других течений эта величина составляет  $(15-50) \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , кроме Гольфстрима  $100 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ . Круговые течения в океанах особенно сильны и узки по ширине в западной половине круговорота и более расплывчаты в восточной. Они служат переносчиком тепла. Нагреваясь около экватора в северном полушарии, вода переносит тепло далеко на восток, пример тому - Гольфстрим..

Все круговые течения с их асимметрией обусловлены вращением Земли с запада на восток. В 1835 г. Жак де Кориолис установил влияние вращения Земли на движущуюся жидкость, которое в его честь было названо *ускорением Кориолиса* (рис. 14.2.2).

Суть этого влияния заключается в том, что направление вращения Земли в Северном и Южном полушарии имеет различную ориентацию, если смотреть с Северного и Южного полюсов соответственно. С Северного - против часовой стрелки, с Южного - по часовой. Неподвижное тело на экваторе вращается со скоростью 1670 км/час, при длине окружности в 40000 км. По направлениям к полюсам скорость вращения уменьшается и на полюсах равна 0. Поэтому, чтобы выполнить закон сохранения количества движения,

необходимо, чтобы частица, движущаяся от экватора к полюсу, смещалась к востоку по сравнению с неподвижными частицами, а от полюса к экватору к западу, т. е. они отклоняются *вправо* по отношению к направлению движения. В Южном полушарии их движение будет, естественно, противоположным. Несмотря на то, что ускорение Кориолиса мало -  $1,5 \cdot 10^{-4} V \sin \varphi \text{ см/с}^2$ , где  $V$  - скорость, а  $\varphi$  - широта, его влияние на воды океана и атмосферу очень велико, т.к. ускорение Кориолиса действует в горизонтальной плоскости. Поэтому ускорение Кориолиса играет важную роль в движении океанских вод.



14.2.1. Главные поверхностные течения Мирового океана

Так как вода в океанах стратифицирована, то даже небольшие различия в ее плотности приводят воду в движение и сразу же она подвергается влиянию ускорения Кориолиса. Течения, где градиент давления, т.е. перепад плотностей, соответствует ускорению Кориолиса, называют *геострофическим* (плотностными).

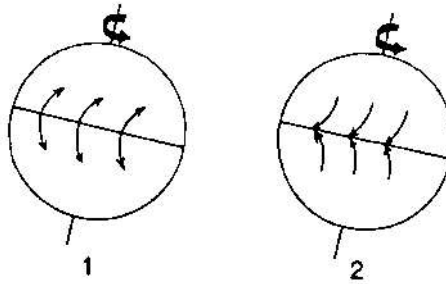


Рис. 14.2.2. Эффект ускорения Кориолиса: 1 – если вода или воздух перемещаются от экватора к полюсам, то они двигаются быстрее, чем вращающаяся поверхность Земли под ними и отклоняются к востоку (вправо в северном полушарии, влево – в южном); 2 – если вода или воздух перемещаются от полюсов к экватору, то они двигаются медленнее, чем вращающаяся поверхность Земли и отклоняются к западу (вправо в северном полушарии, влево – в южном)

Обычно они направлены вдоль зон воды с разной плотностью. В результате нагона воды из-за дующих ветров и течений, уклон поверхности воды может достигать 1 м на 100 км. Такое явление известно в поперечном сечении Гольфстрима.

Течения, вызванные деятельностью ветра, уменьшают свою скорость с глубиной ввиду трения слоев в водной толще. На поверхности океана вода не движется точно в направлении ветра, а с действием ускорения Кориолиса, течение будет направлено под углом в  $45^\circ$  к направлению ветра, причем, чем глубже расположен слой воды, тем отклонение от направления ветра будет больше. Подобная закономерность была установлена в 1902 г. В.В.Экманом и получила наименование *спирали Экмана*.

Апвеллинг представляет собой очень важное явление и заключается в подъеме воды в океанах с уровня термоклина или более глубоких слоев воды в силу разных причин.. Это и ветер, сгоняющий теплую воду с поверхности; и действие ускорения Кориолиса; и конфигурация береговой линии; и разница в плотности воды (рис.14.2.3). Значение процесса апвеллинга заключается в выносе к поверхности вод относительно богатых разнообразными питательными веществами, обогащая поверхностные слои компонентами, увеличивающими биопродуктивность. Поэтому апвеллинг, помимо других факторов, контролирует тип биогенных осадков: карбонатных, кремнистых, фосфатных. С апвеллингом связана низкая температура воды у побережий Калифорнии и Южной Америки, Северо-Западной и Юго-Западной Африки. В этих случаях важную роль играют пассаты, которые дуют с востока на запад постоянно сдувают нагревающийся поверхностный слой воды, а на смену ему поднимаются холодные глубинные воды.



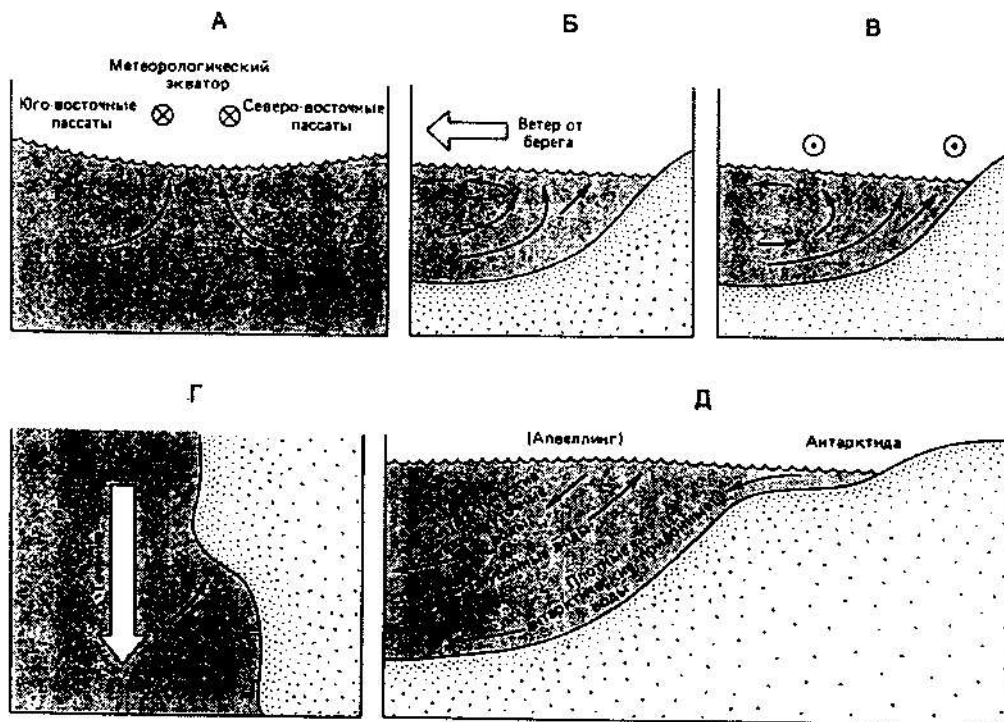


Рис. 14.2.3. Процессы апвеллинга (описание в тексте). Точка в кружке – ветер, дующий в сторону читателя; крест в кружке – ветер, дующий от читателя. *А* – апвеллинг в открытом океане, обусловленный действием силы Кориолиса; *Б* – апвеллинг, вызванный ветром; *В* – перенос вод под действием силы Кориолиса; *Г* – апвеллинг, вызываемый конфигурацией берега; *Д* – апвеллинг, обусловленный разницей в плотности вод (по В.В.Рипкин et al, 1977)

Глубинная циркуляция отличается от поверхностной тем, что ее движущей силой является разница в плотности вод, обусловленная их охлаждением в высоких широтах, опусканием в придонные глубоководные области, а на смену этим холодным водам из низких широт поступают более нагретые воды. Так осуществляется глубинный круговорот, а придонные течения со скоростями 5-1- см/с были открыты в 1960 г. Основными поставщиками холодных придонных вод являются районы Северной Атлантики и, особенно, Антарктиды (рис. 14.2.4). Холодные, плотные воды, сформировавшиеся вокруг Антарктиды составляют почти 60% всех вод Мирового океана, достигая примерно 45° с.ш. в Тихом и Атлантическом океанах. Эти воды богаты кислородом и обладают температурой +2 - +3°С. В их образовании большую роль играют морские льды, с соленостью не более 30%. Следовательно, подледная вода становится солонее и плотнее, опускается на дно и движется в низкие широты. Т.к. придонные течения следуют вдоль линий равной глубины - изобатам, их называют *контурными*

течениями и они обычно двигаются вдоль рельефа дна, а не перемещаются поперек придонных поднятий.

Описанные выше течения, вызванные разными причинами, местами движутся навстречу друг другу и тогда возникают зоны *конвергенции*. Когда же течения как бы расходятся в разные стороны, образуются зоны *дивергенции*, которые благодаря подъему холодных, плотных вод, обогащенных кислородом, в свою очередь, богаты биогенным веществом, что определяет характер осадконакопления в этих зонах. Хорошо известен *экваториальный апвеллинг*, вдоль которого наблюдается высокая биопродуктивность.

Приливы и отливы. В двойной системе Земля-Луна возникают приливные силы. На Землю воздействует Луна и Солнце. Но поскольку Луна ближе к Земле, несмотря на меньшую массу ее воздействие сильнее. Приливы достигают наибольшей величины в новолуние и полнолуние, т.е. когда Земля, Луна и Солнце находятся на одной прямой (рис. 14.2.5). Это положение называется *сизигием* (“сизигма” - сопряжение, греч.) и при нем воздействие Солнца и Луны на Землю суммируются и возрастают. В тоже время,

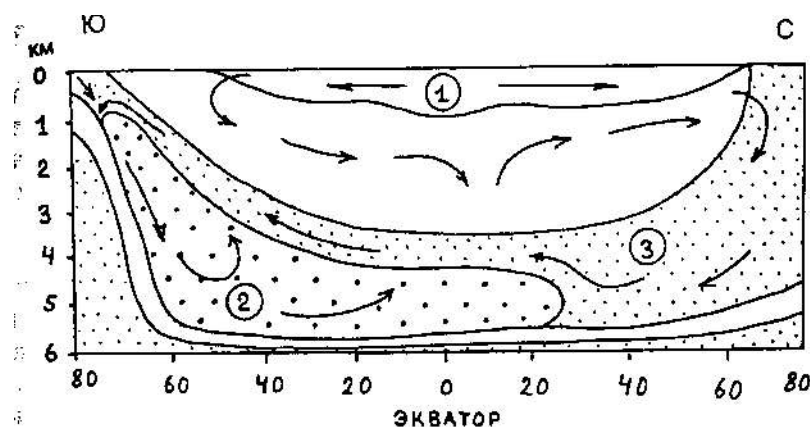


Рис. 14.2.4. Распределение течений воды в продольном разрезе Атлантического океана. Холодные Арктические и Антарктические воды располагаются в глубоких частях океана.

когда Луна находится в первой или последней четверти, т.е. линии Земля-Луна и Земля-Солнце образуют прямой угол, приливы минимальны.

Высота приливов в открытом океане крайне мала, около 1 м, но эти движения охватывают всю водную толщу. Вблизи побережий, в зоне мелководного шельфа или в узких заливах, эстуарий рек высота приливов увеличивается, достигая, 18 м на СВ Канады или в Пенжинской губе (эстуарии) северной части Охотского моря ~ 13 м.

Движение волн. Океанские и морские волны характеризуются круговыми движениями частиц воды, причем верхняя часть круга движется по направлению движения волны, а нижняя - в противоположную (рис. 14.2.6). Периодом волны называется время, за которое волна проходит расстояние, равное длине волны, ее фронтом

- линия, проходящая вдоль гребня волны. В открытом океане при нормальном ветре высота волн бывает от 0,3 до 5 м, а при сильном шторме до 15 м. В северной части Тихого океана в 1933 г. была измерена высота волны в 34 м.

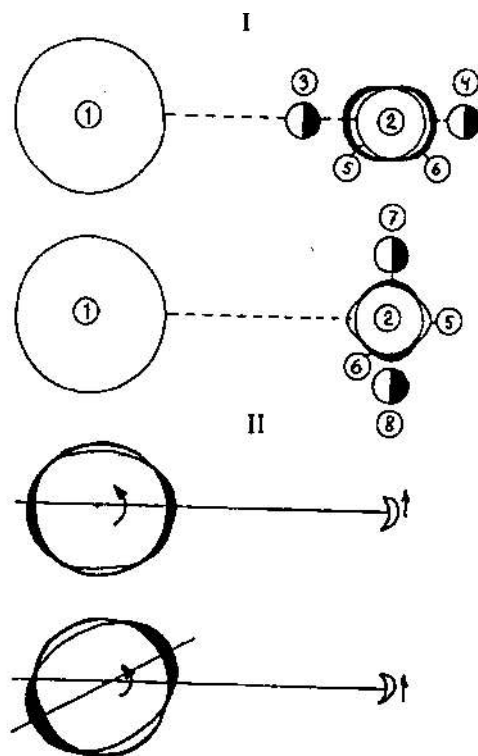


Рис. 14.2.5. Образование приливов в океанах на Земле. I. При новой и полной Луне, солнечные и лунные приливы суммируются. 1 – Солнце, 2 – Земля, 3 – новая Луна, 4 – полная Луна, 5 – солнечный прилив, 6 – лунный прилив, 7 – первая четверть Луны, 8 – третья четверть Луны. II. Положение приливных выступов при отсутствии (вверху) и наличии (внизу) трения

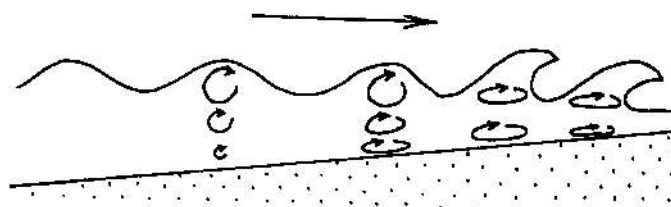


Рис. 14.2.6. При движении волны частицы воды совершают круговые движения, оставаясь на месте. При накатывании волны на пляж, когда глубина становится меньше  $\frac{1}{2}$  длины волны, волна забухивается и увеличивает свою высоту

Во время *цунами* - образования волн вследствие землетрясения, высота волны у берега может достигать 30-40 м, а в 1971 г. у островов Рюкю в Японии, высота волны цунами достигла фантастической величины в 85 м! Большинство океанских волн имеет длину в 50-450 м при скорости от 25 до 90 км/час на глубокой воде.

Круговые движения частиц воды в волне быстро уменьшаются с глубиной и постепенно сходят на нет на уровне, соответствующем половине длины волны. Таким образом, волновыми движениями затрагивается только самая поверхностная часть водного слоя, хотя существуют плохо изученные внутренние волны в термоклине.

Поведение волн в прибрежных районах резко отличается от такового в открытом океане. Как только глубина воды становится меньше четверти длины волны, последняя касается дна и круговые движения частиц воды становятся эллипсоидальными, уплощаясь ко дну, а на самом дне движения осуществляются только назад-вперед и скорость волны у дна резко замедляется. Скорость гребня волны опережает скорость в ее подошве, длина волны уменьшается, но сразу увеличивается ее высота и крутизна склона, обращенного к берегу. Верхняя часть волны забурунивается и опрокидывается на ее передний склон, который всегда используют любители виндсёрфинга, скользя с него как с горы.

Наконец, волна всей тяжестью гребня обрушивается на отмельный берег, таща за собой песок и гальку и формируя широкую полосу пляжа. Если волна подходит к приглубому берегу, то она всей своей массой ударяет в береговую кромку или обрыв, разрушая его.

Нельзя не упомянуть о таком явлении, как *нагон* воды при сильных и длительно дующих в сторону суши ветрах в районах низменных побережий. При таких процессах вода как бы сдувается с поверхностного слоя и перемещается, создавая подъем уровня. Так, с нагонами связаны наводнения в Санкт-Петербурге, когда ветер дует с запада на восток вдоль Финского залива. В Мексиканском заливе высота нагонных волн достигает 5 м, в Бенгальском - 6, в Северном Каспии 2-3 м.

### 14.3. Рельеф океанского дна.

21 декабря 1872 г. в 10 ч. утра начались промеры глубины океана с океанографического экспедиционного судна “Челленджер”, плавание которого продолжалось 4 года. Измерения велись канатом с грузом и когда ряд промеров соединили линией, то получили рельеф океанского дна. Всего было сделано 500 промеров. В конце 30-х годов нашего века, во время знаменитого дрейфа Папанинцев на льдине в районе Северного полюса измерения глубины Ледовитого океана проводили с помощью лебедки и троса с грузом.

Ситуация резко изменилась с изобретением эхолота, принцип действия которого ясен из рис. 14.3.1.

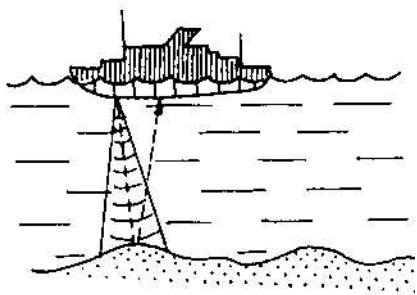


Рис. 14.3.1. Принцип действия эхолота. Звуковой сигнал отражается от дна и принимается снова на корабле. Зная скорость звука в воде и разделив время прохождения звукового сигнала на 2, получают глубину океана

В 1925-1927 гг. с его помощью был открыт в Южной Атлантике Срединно-Атлантический хребет немецкой экспедицией на “Метеоре”. Сотни тысяч промеров, профилей и т.д., сделанных со времени начала применения эхолота, позволили в 1963 г. Б.Хизену и М.Тарп составить подробную карту рельефа Мирового океана.

Распределение площадей по высотным уровням Земного шара дает *гипсометрическая кривая*, из которой следует, что средняя высота суши всего 840 м, тогда как средняя глубина океана 3800 м. Из этой же кривой следует, что почти 21% поверхности Земли занято сушей с высотами меньше 1000 м, а в океанах 53,5% площади - это глубины от 3000 до 6000 м. Средний уровень рельефа континентов находится на 4600 м выше среднего уровня рельефа дна океанов, что отражает особенности строения континентальной коры (рис. 14.3.2).

К основным формам рельефа океанского дна относятся: 1) срединно-океанские хребты, 2) континентальные окраины и 3) глубоководные или абиссальные котловины.

Срединно-океанские хребты имеют общую протяженность до 60 000 км, прослеживаясь во всех океанах и обладают средней глубиной около 2,5 км. Как правило, они располагаются с середине океанов, за исключением Тихого, где хребет смещен к его восточной окраине.

Хребты представляют собой хорошо выраженное, пологое сводовое поднятие, возвышающееся над дном глубоководных котловин в среднем на 2 км, имея ширину до 1000 км. Обе стороны хребта симметричны и обладают умеренно расчлененным рельефом. Осадочный покров появляется только на флангах хребта и его мощность постепенно увеличивается в стороны от гребня. По простиранию рельеф хребтов может изменяться, Восточно-Тихоокеанский хребет отличается от всех остальных своей шириной - до 4000 км и высотой в 2-4 км над дном абиссальных котловин, а, кроме того, вдоль его оси отсутствует ярко выраженная у других хребтов щель, т.н. рифтовая (рифт – расселина, ущелье, англ.) долина (рис. 14.3.3). Например, в Срединно-Атлантическом хребте, рифт выражен глубоким, в 1-2 км ущельем, шириной в 20-40 км, впервые открытым Б.Хизеном из Ламонтской обсерватории США. Внутри главного рифта находится более узкий, всего в несколько км рифт, в котором наблюдается холмистый рельеф, образованный недавно излившимися лавами - базальтами. В редких местах, как, например, в Исландии, рифтовый хребет выходит на поверхность и его можно изучать

обычными геологическими методами. На дне узкого внутреннего рифта наблюдаются открытые молодые трещины - *гьяры*.

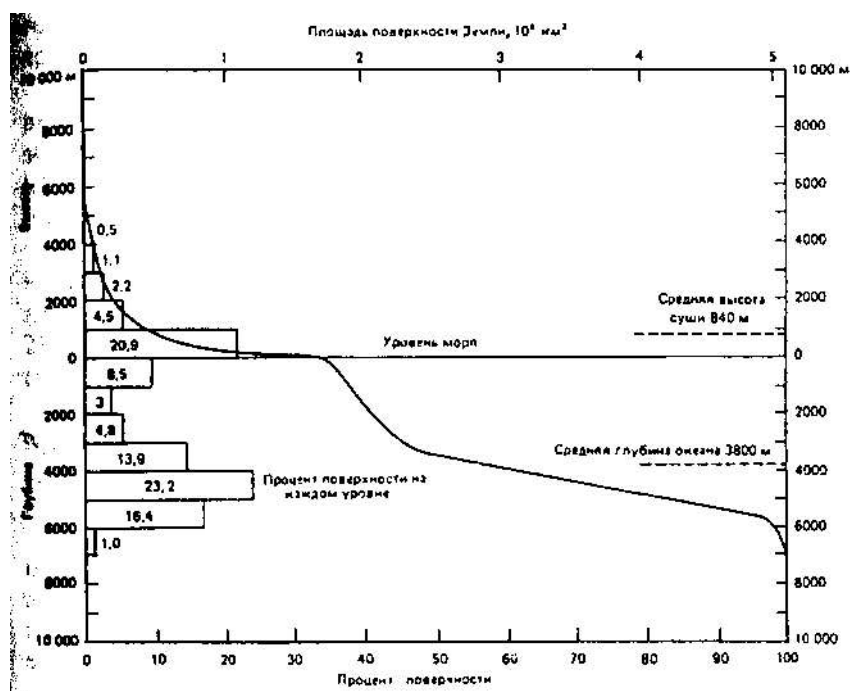


Рис. 14.3.2. Распределение площадей по высотным уровням. Гипсографическая кривая поверхности Земли, построенная по гистограмме частоты встречаемости (слева), показывает долю ( в %) поверхности, лежащей выше или ниже любого уровня ( по W.A.Anikuchine, R.W.Sternberg, 1973)

Еще одной замечательной особенностью срединно-океанических хребтов является огромное количество параллельных разломов, пересекающих хребет перпендикулярно его оси и смещающих осевую рифтовую долину (рис. 14.3.4). Такие разломы называются *трансформными* и нередко представляют собой глубокие ущелья,

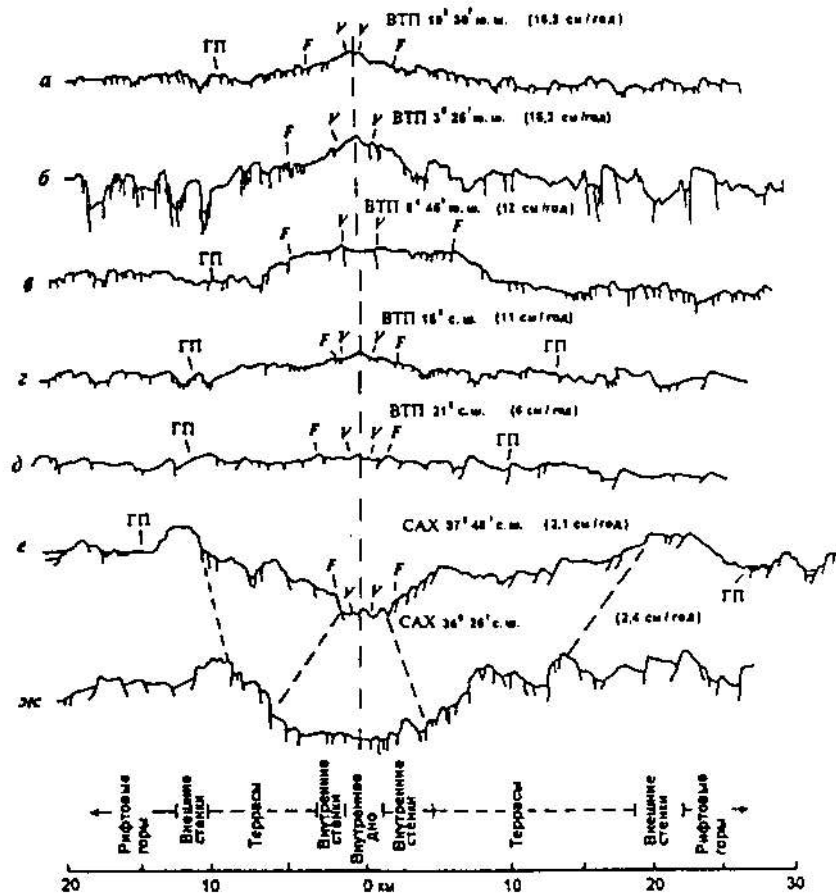


Рис. 14.3.3 Характерные профили рельефа рифтовой зоны СОХ с различными скоростями спрединга. Неовулканическая зона ограничена символами V, а зона трещиноватости – F, отметки ГП определяют зону границы плиты

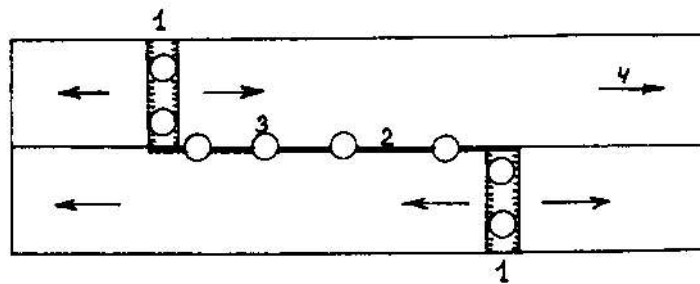


Рис. 14.3.4. Трансформный разлом. 1 – рифтовая долина, 2 – трансформный разлом, 3 – эпицентры землетрясений, 4 – направление перемещения масс

с уступами, крутыми склонами, пересекающими не только сами хребты, но и дно прилегающих глубоководных котловин. Длина разломов достигает 3500 км, а амплитуда вертикального смещения от нескольких сот метров до 4 км. Величина горизонтального смещения превышает 3800-4000 км, за счет чего хребет изгибается наподобие буквы S.

Осевые зоны срединно-океанических хребтов обладают повышенной сейсмичностью, неглубоким расположением очагов землетрясений, а в трансформных

разломах сейсмически активным оказывается отрезок между двумя смещенными участками рифтовой долины хребта.

Глубоководные котловины расположены между континентальными окраинами и срединно-океаническими хребтами и подразделяются на 3 типа: 1) плоские и слабохолмистые равнины; 2) подводные возвышенности; 3) подводные одиночные горы и группы гор.

1. Плоские абиссальные равнины в глубоководных котловинах встречаются во многих океанах, они обладают очень ровным дном, шириной до 2000 км, иногда со слабым уклоном, не превышающим 1 м на сформированной за счет выноса материала с суши.

2. Котловины с подводными возвышенностями или холмами широко распространены в Тихом океане, где занимают до 85% его площади, хотя встречаются и в других океанах. Дно таких котловин покрыто овальными холмами высотой до 1 км и диаметром до 10-50 км, частично погребенными под осадочным чехлом. Холмы часто располагаются группами и реже поодиночке.

3. Подводные горы представлены, как правило, вулканами и располагаются либо поодиночке, либо группами, обладают типичной для вулканов конусовидной формой. Основания вулканов погребены под осадочными толщами. Если вулканов много, они могут сливаться в протяженные хребты, как, например, Гавайский или Имераторский хребты в Тихом океане. Вулканические горы, поднимаясь выше уровня моря постепенно разрушаются абразией и на них формируется плато. В дальнейшем, в связи с опусканием океанического дна, они оказываются под поверхностью воды. Такие плосковершинные горы - *гайоты*, были открыты в 1940 г. Хессом, и особенно широко развиты в северо-западной части Тихого океана.

Континентальные окраины подразделяются на два главных типа. Один из них это *окраины Атлантического типа* или *пассивные окраины*, второй - *окраины Тихоокеанского типа* или *активные*. Разделение на Атлантический и Тихоокеанский типы было предложено еще Э.Зюссом в 1883 г. Окраины 1-го типа - это непрерывно, с момента образования, погружающиеся края континентов, на которых накопилась мощная толща осадочных отложений, в основном за счет материала, сносимого с суши. Вулканизм и сейсмичность отсутствуют.

Окраины 2-го типа характеризуются наличием расчлененного рельефа, присутствием глубоководных желобов, островных дуг с активным вулканизмом и высокой сейсмичностью, иногда наличием окраинных морей, высокой тектонической



активностью и присутствием наклоненной от глубоководного желоба под континент зоны гипоцентров (очагов) землетрясений до глубины 700 км.

Из вышеизложенного четко видна разница между двумя типами континентальных окраин. Одна, действительно, лишь пассивно опускается, вторая испытывает активные тектонические движения и вулканизм.

Окраины Атлантического типа (пассивные) образовались в результате раскола древнего материка, расхождения в стороны его половин и погружения отдельных краевых блоков континента, ввиду охлаждения океанской коры, а накапливающиеся толщи осадков своим весом способствуют еще большему погружению (рис. 14.3.5, А).

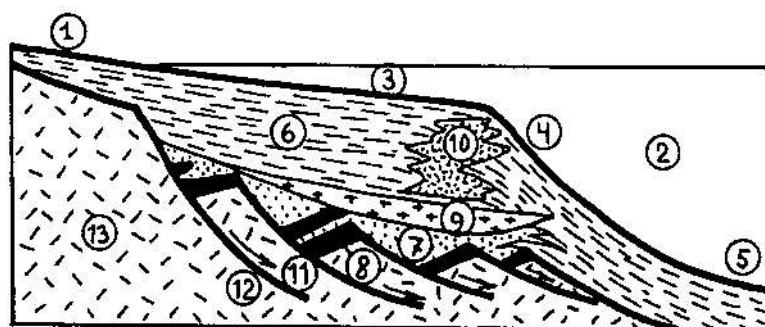


Рис. 14.3.5. Пассивная континентальная окраина: 1 – суша, 2 – океан, 3 – шельф, 4 – континентальный склон, 5 – континентальное поднятие, 6 – морские осадки, 7 – континентальные осадки, 8 – базальты, 9 – каменная соль, 10 – рифтовый массив, 11 – направление смещения блоков, 12 – листрические сбросы, 13 – континентальная кора

В морфологии таких окраин выделяется *шельф*, непосредственно примыкающий к суше и представляющий собой очень мелкое, до 200 м, дно океана или моря. Ширина шельфа, как, например, в Северном Ледовитом океане может достигать и более 1000 км. Иногда глубина т.н. *высокого* шельфа, достигает 300-500 м. Внешняя граница шельфа очерчена четким перегибом рельефа дна или *бровкой шельфа*. Во время ледниковых эпох большие участки мелководного шельфа были сушей и сейчас на шельфе прослеживаются древние долины рек, террасы, погребенные бары и другие формы рельефа. В районах недавних материковых оледенений на шельфе имеются моренные гряды, а рядом с ними большие песчаные равнины - *зандры* ( см. гл.12 о ледниках). На Западно-Африканском шельфе во время низкого уровня океана в последнюю ледниковую эпоху реки глубоко врезались в шельф, вырабатывая долины, по которым материал выносился за пределы шельфа, иногда образуя дельтовые конусы.

От бровки шельфа начинается *континентальный склон*, представляющий собой участок морского дна, обладающий наклоном до 7-8° и даже 10-15°, относительно не

широкий и прослеживающийся до дниц глубоководных котловин, т.е. 3000-5000 м. Выпояживающаяся нижняя часть склона называется *подножием континентального склона*. Нередко континентальный склон изрезан глубокими, до 1 км, каньонами, выработанными против устьев крупных рек, впадающих в океан. Другие каньоны - это результат донной эрозии мутьевыми потоками, периодически сходящими, наподобие лавин, со склонов и, благодаря, большей плотности, прорезающими осадочные породы континентального склона.

Значительная мощность (до 10-15 км), осадочных отложений на пассивных окраинах, кроме обильного выноса материала с суши, связана еще с явлениями оползания и мутьевыми потоками.

Окраины Тихоокеанского типа (активные) развиты преимущественно по периферии Тихого океана, в восточной части Индийского океана и характеризуются, прежде всего, сильно расчлененным рельефом (рис. 14.3.5,Б).

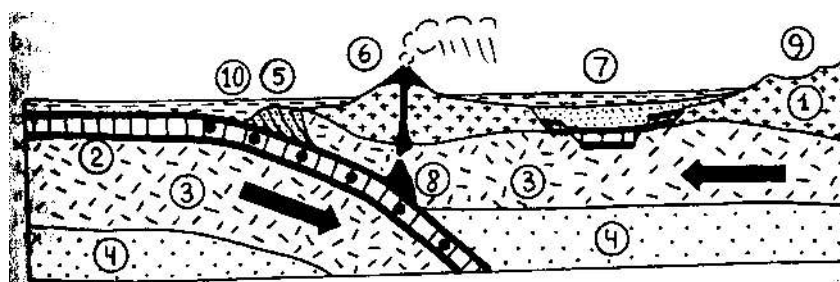


Рис. 14.3.6. Активная континентальная окраина: 1 – континентальная кора, 2 – океаническая кора, 3 – литосфера, 4 – астеносфера, 5 – аккреционный клин, 6 – островная дуга, 7 – окраинное море, 8 – первичный магматический очаг, 9 – суша континента, 10 – глубоководный желоб

Если провести профиль в широтном направлении в западной части Тихого океана, через Японию, то, начиная с ровного глубоководного ложа океана через небольшой вал мы пересекаем *глубоководный желоб*, наиболее глубокую структуру всех океанов, глубиной от 7 до 11 км. Самая большая глубина измеренная с корабля “Витязь” в Марианском желобе составляет 11022 м и в желобе Тонга - 10800 м. Желоба обладают асимметричной структурой с более пологим и низким океаническим бортом и крутым и высоким - у островной дуги или континентальной окраины. В желобах иногда наблюдается узкое горизонтальное днище, а внутренний склон осложняется уступами.

Далее в сторону континента активные окраины обладают рельефом двух типов. В одном из них за желобом, имеющим в плане дугообразную форму, выпуклую в сторону океана, располагается *островная дуга*, усеянная действующими вулканами и обладающая расчлененным гористым рельефом. Хорошо известны такие островные дуги как

Алеутская, Курильская, Японская, Марианская, Антильская, Зондская и другие. За островной дугой располагается т.н. *окраинное море*, отделяющее островную дугу от континента. Примерами таких морей являются: Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское, Коралловое, Южно-Фиджийское и другие, находящиеся на западе Пацифики. Глубина окраинных морей может достигать 3 км и все особенности их строения свидетельствуют о том, что они образовались в условиях тектонического растяжения.

Второй тип представлен активными окраинами без окраинных морей. На востоке Тихого океана, вблизи Центральной и Южной Америки находятся глубоководные желоба и сразу же за ними на окраине континента поднимаются горные хребты с действующими вулканами. Таковы Анды, простирающиеся вдоль западного края Южной Америки. В этих случаях окраинные моря отсутствуют. Помимо вулканизма, активные континентальные окраины характеризуются высокой сейсмичностью, вызванной уходящей наклонно в сторону континента, т.н. сейсмофокальной зоной Беньофа, достигающей глубин в 600-700 км. Наличие такой зоны не случайно и связано, как мы увидим в дальнейшем, с погружением - субдукцией океанической коры под континентальную.

Рельеф дна Мирового океана очень ярко отражает особенности его геологического строения и развития. Ни один из его элементов не является случайным и полностью вписывается в современную геологическую теорию - тектонику литосферных плит.

#### **14.4. Геологическая деятельность волн.**

Волны, воздействуя на берега, с одной стороны, разрушают их, а с другой - способствуют аккумуляции материала, формируя широкие и протяженные пляжи.

Если волна подходит к обрывистому берегу и пляжи отсутствуют или они очень узкие, то она всей своей массой обрушивается на берег, разрушая его под воздействием ряда факторов: 1) удара многотонной массы воды, содержащей песок, гальку и даже валуны; 2) сжатия воздуха в порах и полостях породы, который разрывает их, подобно взрывчатому веществу. Сила удара крупных волн достигает десятков тонн на м<sup>2</sup>, что способно разрушить прочные породы и бетонные сооружения набережных, пристаней, молов. Многократные удары волн в конце концов выбивают нишу в основании крутого берега, называемую *волноприбойной*. Когда ниша становится слишком глубокой - нависшие над ней части крутого склона обрушиваются, обломки раздробляются волнами и превращаются в гальку и песок. В тоже время начинает формироваться новая волноприбойная ниша и берег отступает (рис. 14.4.1).

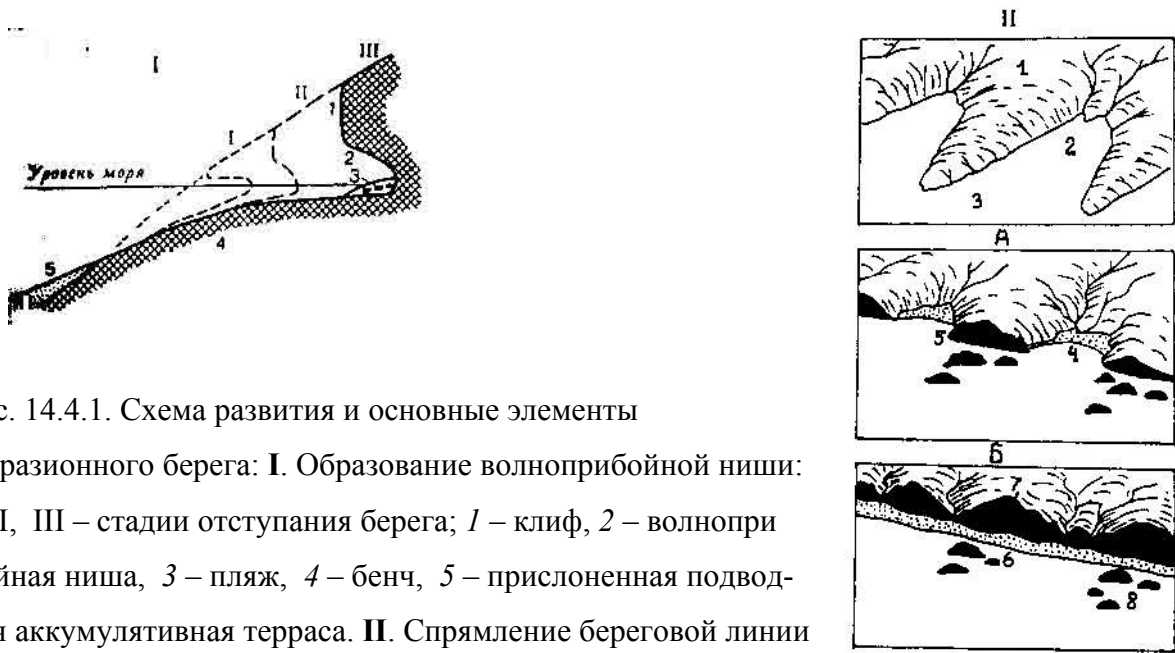


рис. 14.4.1. Схема развития и основные элементы

абразионного берега: I. Образование волноприбойной ниши:

I, II, III – стадии отступления берега; 1 – клиф, 2 – волноприбойная ниша, 3 – пляж, 4 – бенч, 5 – прислоненная подводная аккумулятивная терраса. II. Спряmlение береговой линии волновой эрозией. А – до спряmlения: 1 – суша, 2 – залив, 3 – море. Б – начальная стадия спряmlения: 4 – песчаный пляж в заливе, 5 – обрывы. В – конечная стадия спряmlения: 6 –

песчаный пляж; 7 – береговые обрывы (клифы); 8 – скалы в море

Крутой, почти отвесный берег называется *клифом* («клиф» - обрыв, нем.). Вместо отступающего обрыва формируется наклонная к морю подводная абразионная терраса или *бенч*, состоящая из коренных скальных пород, иногда покрытых тонким слоем гальки и песка. Но основная масса разрушенного материала уносится водой глубже подводной абразионной террасы, образуя подводные аккумулятивные террасы. Скорость абразии клифа может колебаться от нескольких см до метров в год, в зависимости от прочности горных пород.

Помимо разрушительного, действия волны приводят к аккумуляции осадков, к образованию *пляжей*. Набегающая волна несет с собой гальку и песок, которые остаются на берегу при отступании волны. Волна разрушается при глубине прибрежного дна в 1,5 раза больше высоты волны и скорость набегания волны в этот момент резко возрастает (рис. 14.4.2).

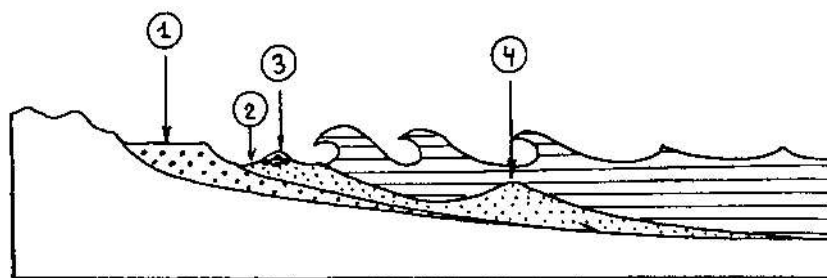


Рис. 14.4.2. Строение пляжа: 1 – верхний пляж; 2 – нижний пляж; 3 – береговой вал; 4 – подводный бар. Летом пляж расширяется, зимой сокращается

Короткие и высокие волны, набегая на отмельный берег, забуруниваются на глубинах в первые метры, откладывая песчаный материал под водой в виде *подводного песчаного вала*, который, разрушаясь, со временем может примкнуть к пляжу. Подводные валы хорошо маркируются разбивающимися над ними волнами.

Иногда подводный аккумулятивный вал, вырастая, выступает из воды, протягиваясь параллельно берегу иногда на десятки км. Такие валы называются *барями*. Классическим примером протяженного на 200 км баром, является Арабатская стрелка у Восточного побережья Крыма, отделяющая Азовское море от Сивашского залива.

Бары отшнуровывают от океана пространство воды, называемое *лагуной*. Знаменитый курорт Майами Бич выстроен на песчаном баре, за которым находится лагуна и собственно побережье Флориды. Около 10% протяженности всех побережий Мирового океана относятся к лагунному типу.

Если волны низкие и длинные, то набегая на берег и, неся с собой песок и гальку, они формируют пляж или, точнее, *нижний пляж*, у которого хорошо выражен верхний уступ и фас пляжа. В зимнее время, когда часто штормит, а высота волн увеличивается образуется *верхний пляж* с несколькими уступами или *бермами* и подводный вал при этом перемещается ближе к берегу, а летом, при более спокойном океане и невысоких волнах, подводный вал отступает мористее. Со стороны моря берма ограничена четким уступом, который называется *ребнем бермы*. Это линия наивысшего заплеска волн при нормальном волнении в 3-4 балла.

Пляжи бывают не только песчаные, они могут быть образованы галечниками, валунами, раздробленным ракушняком, известковым биогенным материалом, как, например, на пляжах тропической зоны. Пески на пляжах особенно на фасах, как правило, хорошо отсортированы, на бермах - хуже. В отложениях пляжа развита почти горизонтальная слоистость, а в барах и подводных валах косая слоистость.

Поведение песка и гальки на пляже определяется характером набегания волны. Если волны идут перпендикулярно берегу, то песок движется вверх и вниз по одной линии, при этом за зоной прибоя возникают вдольбереговые течения, которые возвращаются в океан в виде узкой полосы - *сулой* - быстротекущей - 2 м/с воды, затихающей за прибойной зоной (рис.14.4.3). Там, где сулой встречается с волнами за зоной прибоя, происходит забурунивание волн, поэтому такие участки хорошо видны. Пловцу, по неопытности попавшему в сулой, не имеет смысла напрягая все силы, плыть против течения. Надо либо пересечь сулой поперек, т.к. он неширок, либо отплыть с ним дальше в море до места, где он затихает и плыть к берегу уже вне потока сулой.

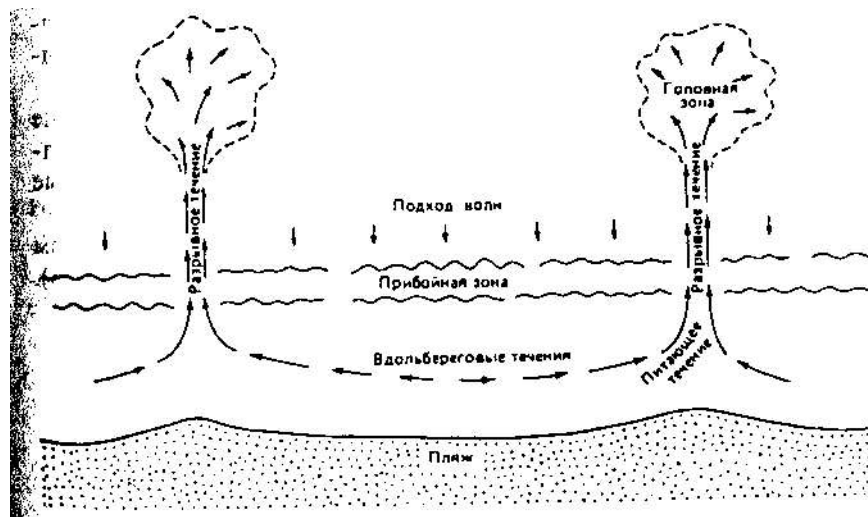
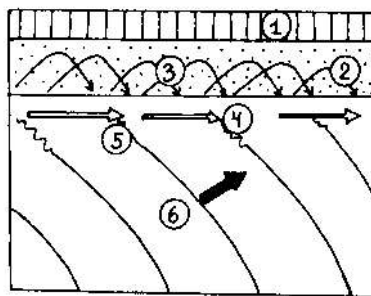


Рис. 14.4.3. Образование разрывного течения (сулой) при наличии вдольбереговых течений

Разрывные течения (сулой) переносят материал от берега в море, а волны либо к берегу, либо от него. Если волна невысокая и пологая, то песок перемещается в сторону берега, потому что он перемещается в нижнем слое воды, а крутые волны, наоборот, транспортируют песок от берега.

Если волны косо подходят к берегу, то и забурунивание волн происходит последовательно, также в косом направлении, а вдольбереговые течения направлены в сторону движения волн, в то время как сулой перекрывает это течение, параллельное берегу (рис.14.4.4). Вдольбереговые течения переносят во взвешенном состоянии много материала перед зоной прибоя. Кроме того, песок и галька перемещаются по пляжу по некоторым кривым, т.к. волна набегаёт косо к берегу. С каждой новой волной частицы песка смещаются по пляжу все дальше и дальше. Крупные гальки и валуны перемещаются на меньшее расстояние по сравнению с мелкими гальками и песком. Наблюдения за окрашенной галькой на Черноморском пляже показали, что при слабом волнении в 3



балла, вся галька перемещается на 17-20 м за час, а отдельные гальки до 43 м/час. Самая высокая скорость перемещения материала вдоль пляжа происходит, когда волна подходит к берегу под углом  $45^\circ$ .

Рис. 14.4.4. Перенос песка вдоль пляжа и перемещение взвешенного материала в воде вдоль берега в зоне прибоя: 1

– берег, 2 – пляж, 3 – перемещение песка вдоль пляжа, 4 – перенос в воде взвешенного песка, 5 – зона прибоя, 6 – волны

Уровень воды вдоль пляжа не остается постоянным, а под влиянием волн либо повышается (волновой нагон), либо понижается (волновой сгон) и разрывные течения компенсируют эти неровности уровня.

Более сложная картина формирования аккумулятивных форм наблюдается в случае изрезанного рельефа берега (рис. 14.4.5).

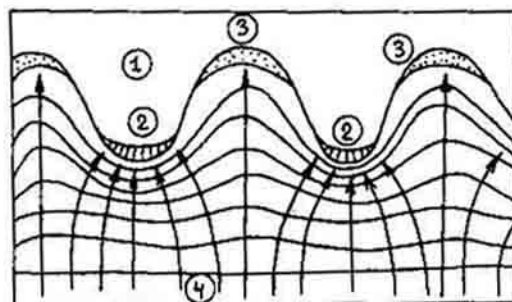


Рис. 14.4.5. Преломление волн у берега изрезанного бухтами. Черные стрелки показывают концентрацию волновой энергии на выступах берега: 1 – суша, 2 – обрывистый берег, 3 – пляж, 4 – волны

Если у берега имеются заливы, эстуарии, то постепенно их устьевые части перегораживаются песчаным валом, как дамбой и образуется *пересыть*, хорошо известная нам по Одесскому побережью. Она возникает потому, что при косом набегании волны у излома берега, как бы в зоне его “тени”, начинает накапливаться песок, образуя *косу*, которая удлиняясь, соединяется с другим берегом залива. Такой же процесс происходит, если недалеко от берега находится остров. Волны, огибая остров, заставляют часть пляжа как бы “вырастать” в сторону острова и, когда песчаная коса соединится с островом, образуется *перемычка*, *перейма* или *томболо* (рис.14.4.6). Нередко песчаные косы выдвигаются далеко в море. Такими примерами могут быть Аграханская коса (45 км) в Каспийском море к северу от Махачкалы или Тендровая коса в Черном море, длиной до 100 км. Чтобы предотвратить размыв пляжа его укрепляют бетонными плитами (рис. 14.4.7).

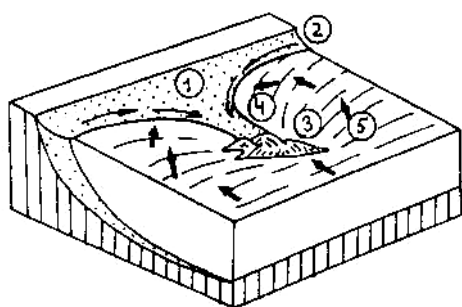


Рис. 14.4.6. Формирование томболо – перемычки между берегом и островом: 1 – пляж, 2 – перемещение песка на пляже, 3 – остров, 4 – томболо, 5 – волны

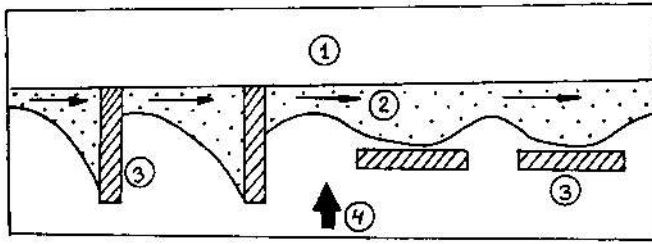


Рис. 14.4.7. Защита пляжа от размывания волнами: 1 – берег, 2 – пляж, 3 – бетонные блоки, 4 – направление действия волн. Стрелки – перемещения материала на пляже

Придонные течения являются мощным фактором эрозии и переотложения осадков в глубоководных котловинах, что приводит к неполноте геологической летописи осадков и выпадению из разряда горизонтов отложений. Благодаря успехам океанологии была установлена скорость придонных течений, достигающая почти 0,5 м/с, тогда как обычная скорость глубинных течений не превышает 2 см/с. Придонные течения связаны с перемещением холодных плотных вод, которые подчиняются рельефу океанского дна и, подвергаясь воздействию ускорения Кориолиса, естественно, отклоняются в своем движении и смещаются, например, в Северном полушарии к западу, если они текут с севера на юг. Т.К. придонные течения следуют изгибам рельефа, т.е. перемещаются вдоль изобат, они называются *контурными*, а связанные с ними осадки - *контуритами*.

Перенос взвеси осуществляется двумя главными способами. Количество взвеси начинает увеличиваться примерно в 1,5 км над дном, а на уровнях 50-200 м от дна ее количество увеличивается во много раз. Непосредственно над дном в пределах первых см песчаная фракция передвигается сильными течениями с высокими скоростями.

В другом случае наблюдаются “облака” очень тонкой взвеси, названные *нефелоидными слоями* (облаками взвеси). Они поднимаются над дном на несколько сот метров и медленно передвигаются течениями. Концентрации частиц в нефелоидных слоях составляют в среднем 50-100 мгк/л и частицы удерживаются в них в течение недель и месяцев. Оседая на дно они могут быть снова взмучены придонными течениями.

Придонные течения вызывают образование знаков ряби, шлейфов, борозд размыва, которые раньше считали индикаторами мелководья. Эти формы донного рельефа образуются при сравнительно медленных течениях. Если скорость увеличивается, то возникают более масштабные формы рельефа - гигантские знаки ряби и волны, асимметричные в поперечном сечении, как пустынные барханы. Сторона, обращенная к направлению течения более пологая, а против - более крутая. Даже небольшие скорости заставляют перемещаться неконсолидированные песчаные или илистые отложения.



В океанах известны крупные аккумулятивные формы рельефа в виде волн осадков и песчаных валов, высота которых достигает 100 м. Например, в экваториальной части Тихого океана находятся поля высоких песчаных волн, наподобие дюн. В Северной Атлантике, южнее Исландии выявлены протяженные, до нескольких сот км, осадочные валы: Бьерн, Хаттон, Фени и другие, располагающиеся параллельно придонным течениям. Такие валы формируются между струями придонных течений,двигающихся в противоположных направлениях.

При этом максимальная концентрация взвеси приходится между двумя струями течений и там же наблюдаются минимальные скорости течений, при которых взвесь может осаждаться, образуя вал, высотой в десятки метров высотой.

#### **14.5. Эвстатические колебания уровня океана.**

Уровень океана в настоящее время медленно повышается. Подъем уровня океана начался около 15000 лет назад, что было связано с усиленным таянием Скандинавского и Канадского ледниковых покровов. За это время уровень океана повысился на 130 м, перекрыв те участки суши, которые в настоящее время являются шельфом. В геологическом прошлом, как сейчас установлено, уровень океана также изменялся, то понижаясь, то повышаясь. П.Р.Вейл и другие разработали метод определения колебаний уровня океана, основанный на изучении сейсмопрофилей на пассивных окраинах. Когда уровень океана понижается, на шельфе происходит эрозия, а когда повышается - осадочные отложения перекрывают шельф, распространяясь в более мелководные участки. В разрезе осадочных толщ возникают перерывы, анализ которых на сейсмопрофилях и позволяет восстанавливать колебания уровня океана в геологическом прошлом. Поскольку объем воды в океанах за фанерозойское время, т.е. за 575 млн. лет оставался практически неизменным такие колебания уровня океана называются *эвстатическими*, т.е. колебаниями собственно массы океанской воды. Первая кривая эвстатических колебаний уровня океана за последние 200 млн. лет была построена П.Р.Вейлом и Матчумом в 1977 г. Самый высокий уровень океана +350 м был в позднем мелу, а самый низкий - 250- -350 м в олигоцене, 29 млн.лет назад, когда сформировался Антарктический ледниковый щит, отняв воду из океанов. Повышение уровня океана в позднем мелу было связано с ростом срединно-океанических хребтов. Изменение емкости океанических и морских впадин является одной из главных причин колебаний уровня океана в геологическом прошлом.

Важное значение имеют и гляциоэвстатические регрессии. Во время таяния последнего позднеледникового ледника, начавшегося 17 тыс. лет назад, уровень океана за 10 тыс. лет повысился с отметки – 100 м почти до современного, а, начиная с 6

тыс. лет назад до наших дней уровень повышался со скоростью 4-1 м/тыс. лет. Уровень океана может меняться в результате изменения температуры, солености и плотности воды. Например, глобальное повышение температуры воды в приповерхностном слое на 4°C вызовет подъем уровня океана за счет термического расширения на 1 м. Колебания плотности воды изменяют уровень океана не более, чем на 10 м.

Изучение эвстатических колебаний имеет большое практическое значение, т.к. нефтеносные отложения формировались во время высокого стояния уровня океана, когда на обширных мелководьях накапливались осадки, богатые органическим веществом за счет планктона.

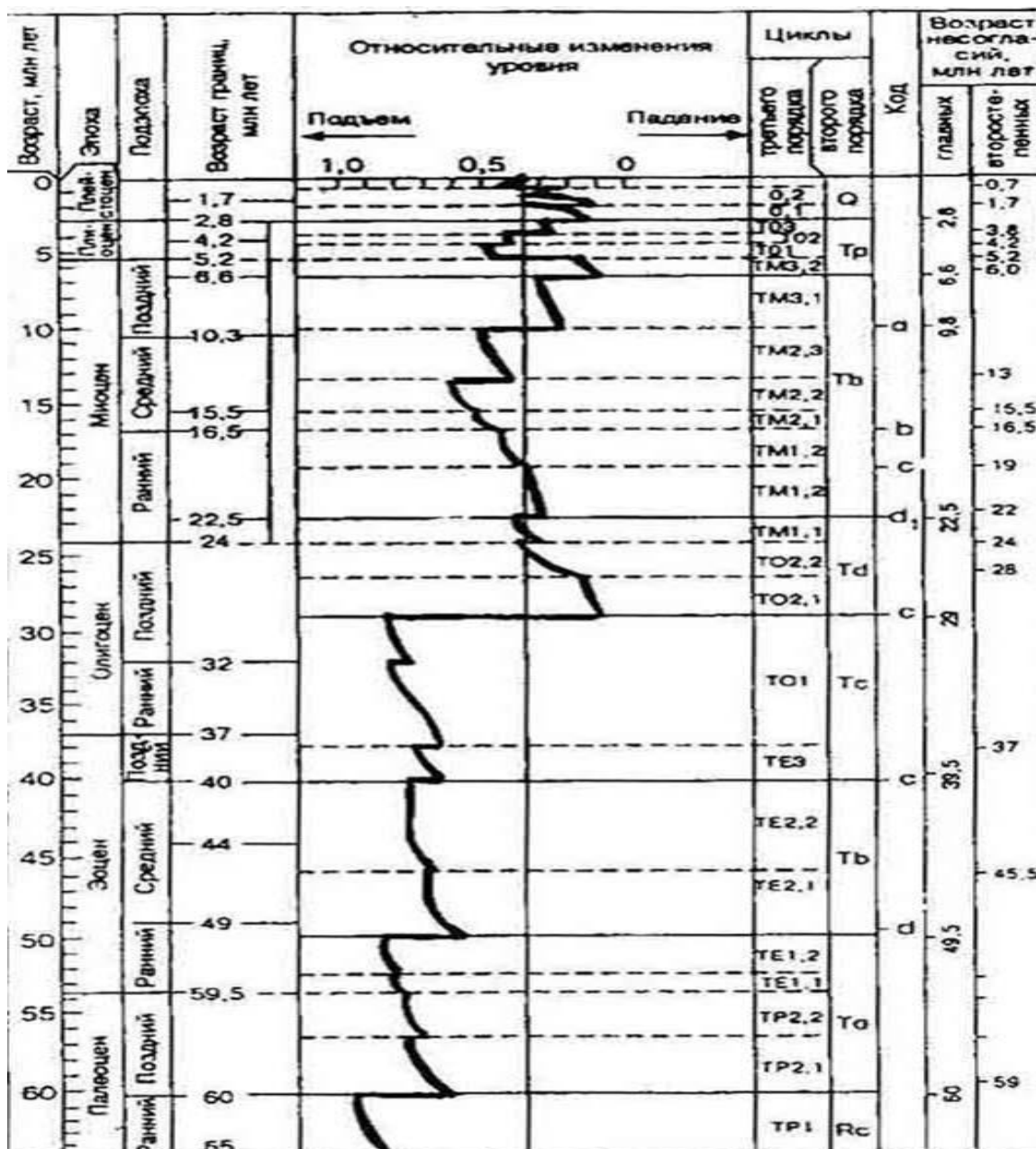


Рис. 14.5.1. Изменение уровня океана для последних 65 млн лет и распределение несогласий (главных и второстепенных) в зависимости от изменений уровня (по П.Вейлу).

#### 14.6. Осадконакопление в океанах.

В океанах и морях накапливаются исключительно разнообразные осадки, роль которых в формировании земной коры во все времена была чрезвычайно велика. Масса осадочного материала – около 3,0 млрд. т ежегодно поступает в океаны. Из этой массы 85-90 % выносятся речными системами, 7% - льдами, 1% - эоловыми процессами - пылевыми бурями, 1-2% дает подземный сток. При этом 80% вещества представлено твердыми частицами разного размера и 20% представляют собой растворенные вещества.

Роль биогенного осадконакопления еще совсем недавно явно недооценивалась. Сейчас установлено, что из всей массы осадков 50-65% приходится на биогенный материал и ежегодно накапливается ~ 350 млрд.т в пересчете на сухое вещество. Материал, растворенный в океанических водах, усваивается биосом, который фильтрует океанские воды. Всего полгода требуется для того, чтобы биос профильтровал через себя всю воду Мирового океана.

Накопление осадков в океанах контролируется разнообразными факторами, к которым относятся и поступление материала с суши, и климатическая зональность, характер течений, глубина бассейна, соленость, биопродуктивность поверхностных вод и другие. Распределение осадочного материала в современных океанах весьма неравномерно. Имеются участки на дне, где мощность отложений нулевая в результате размыва и, вместе с тем, на пассивных окраинах у континентального склона мощность осадков достигает 15 км. Средняя мощность осадочной толщи Мирового океана по данным А.П.Лисицина составляет 459 км. В пелагиали океанов не встречаются осадки мощностью более 1 км.

По происхождению различают океанические осадки следующих типов:

1) Терригенные, образующиеся за счет разрушения горных пород суши и последующего их сноса реками в океаны.

2) Биогенные, формирующиеся на океанском дне за счет отмерших организмов, главным образом, их скелетов.

3) Хемогенные, связанные с выпадением из морской воды некоторых химических элементов.

4) Вулканогенные, накапливающиеся в результате извержений как на самом океаническом дне, так и за счет тефры, приносимой ветрами после вулканических извержений на суше.

5) Полигенные, т.е. смешанные осадки разного происхождения.

Существующие в современных океанах физико-географические обстановки, обусловленные глубиной и определяющие характер осадконакопления подразделяются на несколько типов (рис. 14.6.1).

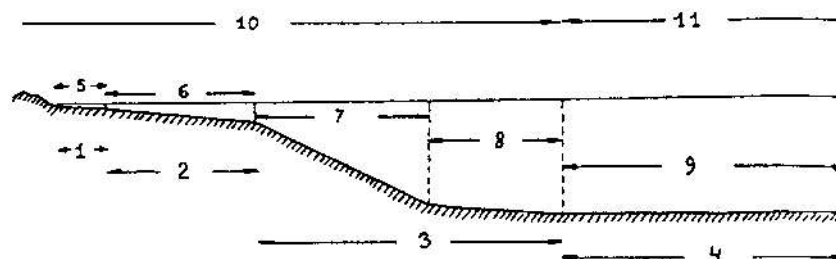


Рис. 14.6.1.Области в океанах, отличающиеся разными условиями осадконакопления: 1 – литоральная, 2 – неритовая или сублиторальная, 3 – батиальная, 4 – абиссальная, 5 – литораль, 6 – шельф, 7 – континентальный склон, 8 – подножье континентального склона, 9 – абиссальная зона. Земная кора: 10 – континентальная, 11 – океаническая

1. Литоральные или прибрежные осадки (литоралис, лат. - берег) образуются в приливно-отливной и прибойной зонах.

2. Неритовые или сублиторальные осадки зоны шельфа (Nerita - моллюск, широко распространенный в этой зоне) до глубин в 200, редко 500 м.

3. Батиальные осадки (батис, греч. - глубина) приурочены ко всем элементам континентального склона, включая его подножие.

4. Абиссальные осадки (абиссос, греч. - бездна) связаны с глубоководными котловинами океанов.

Это т.н. *циркумконтинентальная зональность*, т.е. зависимость осадконакопления от удаленности материков - главного поставщика обломочного (терригенного) материала. На характер накопления влияние также оказывает мировая климатическая зональность толщи воды в океанах, определяемая рельефом дна, стратификацией воды по солености, плотности и температуре. Все эти факторы, действующие одновременно, и контролируют современную картину накопления осадков в Мировом океане.

В *прибрежной* или *литоральной зоне*, покрываемой водой во время приливов, формируются осадки непосредственно связанные с береговой зоной, в зависимости от строения которой они быстро изменяются про простиранию. Для этой зоны у приглубого берега характерны крупные глыбы, гравий, галька, валуны, разномерные пески. На отмеле берегу формируются песчаные и реже галечные пляжи. Если берега совсем низкие и затопляются высокими приливами, то образуются болотистые, заросшие травой равнины – *марши*, а илистые побережья – *ваттами*. В тропиках на низменных берегах,

затопляемых приливами, образуются *мангровые заросли*, корни деревьев которых возвышаются на 1-2 м над дном.

В прибрежной зоне, подверженной деятельности волн, фауна, как правило, обладает толстыми стенками, чтобы противостоять ударам.

В области шельфа или сублиторали, т.е. до глубин в 200 м, формируются разнообразные терригенные, органические и другие осадки. Вынос материала реками – главный источник поступления терригенного материала в область шельфа, хотя какая-то его часть «проскакивает» шельф и сгружается уже на континентальном склоне. Около 93% взвешенных частиц речного стока и 40% растворенных, накапливается на границе река – море, а также в эстуариях – в т.н. маргинальных фильтрах по выражению А.П.Лисицына. Детальные исследования, проведенных на шельфе морей Северного Ледовитого океана Институтом Океанологии РАН на судне «Дмитрий Менделеев» в 1993 г. показали, как распределяется терригенный материал и взвесь, выносимая реками (рис.14.6.2). Действие маргинальных фильтров приводит к тому, что в морях господствуют не взвешенные, а растворенные формы элементов (в отличие от рек), потребляемые планктоном и переводимые с помощью этого механизма в биогенную взвесь. Последние исследования показали, что биогенного вещества в океане в 100 раз больше, чем терригенного, приносимого реками.

В области маргинальных фильтров происходит весьма значительное накопление осадочного материала, под весом которого земная кора прогибается. Следует отметить, что глобальные колебания уровня моря в недавнем геологическом прошлом переводили рыхлые отложения шельфа и маргинальных фильтров путем процесса *лавинной* (т.е. очень быстрой) *седиментации* к подножию континентального склона, что подтверждается глубоководным бурением и геофизическими исследованиями. На основании многочисленных исследований А.П.Лисицына показано, что за пределы шельфов и маргинальных фильтров в океан проникает не более 2-16% элементов стока. Почти весь сносимый с суши материал оседает и улавливается этими участками (фильтрами), поэтому прежние представления о механическом разносе взвешенных в морской воде частиц, снесены с суши, в настоящее время не находят подтверждения. Реальный вклад материала речного стока в осадконакопление в океане оказывается в 10 раз ниже, чем предполагалось раньше и не превышает 1,5 млрд. т в год. Следует отметить, что примерно такое же количество материала поступает в океаны за счет эолового и ледового разноса, концентрируясь соответственно в разных климатических аридных и полярных зонах.

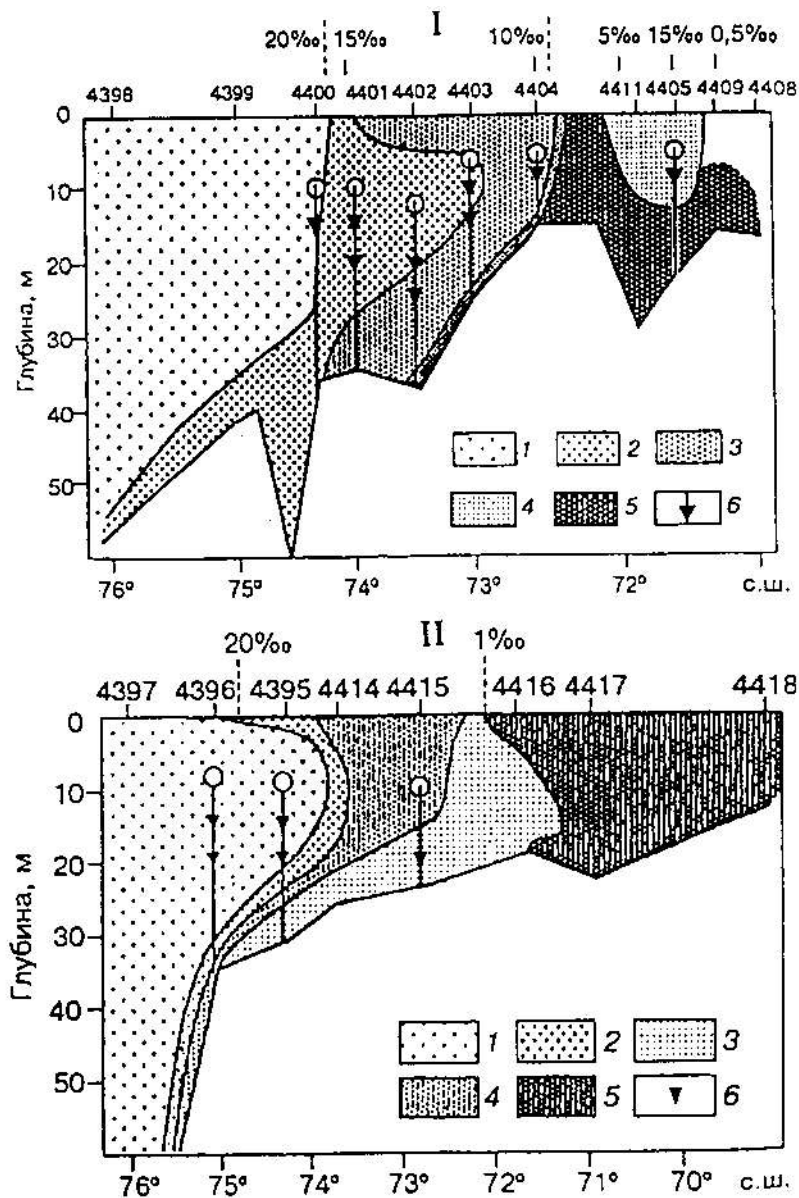


Рис. 14.6.2. Маргинальные фильтры рек Енисей (1) и Оби (2) ( по А.П.Лисицыну, 2001): I - содержание взвеси на разрезе (мг/л) и положение седиментационных ловушек для инситных определений вертикальных потоков осадочного вещества: 1 – меньше 0,5; 2 – 0,5-1,0; 3 – 1,0-2,5; 4 – 2,5-5,0; 5 – более 5; 6 – горизонты установки седиментационных ловушек; II – содержание взвеси на разрезе (мг/л) и положение седиментационных ловушек для инситных измерений вертикальных потоков осадочного вещества: 1 – менее 0,5; 2 – 0,5-1,0; 3 – 1,0-2,5; 4 – 2,5-5; 5 – более 5; 6 – горизонт установки седиментационных ловушек

Глубоководное терригенное осадконакопление обеспечивается за счет разноса материалов размыва суши. Главными процессами при этом, как уже говорилось, является: транспортировка, отложение и переотложение. Кроме рек, терригенный материал

поступает в океаны за счет таяния айсбергов и попадания на дно ледниковых отложений, содержащихся в айсберге и разноса пылеватого материала эоловыми процессами. Материал, выносимый реками, как правило, сгруживается на шельфе в сублиторальной или неритовой области и редко выносится в более глубоководные батимальные области континентального склона и, тем более, абиссальных котловин. Однако, отложившийся на шельфе материал может перемещаться в более глубоководные части океана за счет сползания осадков с бровки шельфа, лавинной седиментации и, т.н. *гравитационных потоков*, которые возникают за счет действия силы тяжести. По выражению А.П.Лисицына материковый склон Мирового океана (350 тысяч км) – гигантская фабрика гравипотоков.

В настоящее время по Г.В.Мидлтоу и М.А.Хампτονу выделяются 4 типа гравитационных потоков: 1) турбидные, 2) грязекаменные, 3) зерновые и 4) разжиженного осадка, среди которых наибольшей известностью пользуется первый тип.

Турбидные потоки - это суспензия осадочного материала, отличающаяся от окружающей воды большей плотностью, которая заставляет эту суспензию двигаться в виде потока при наличии даже незначительного уклона и характеризующегося сильной

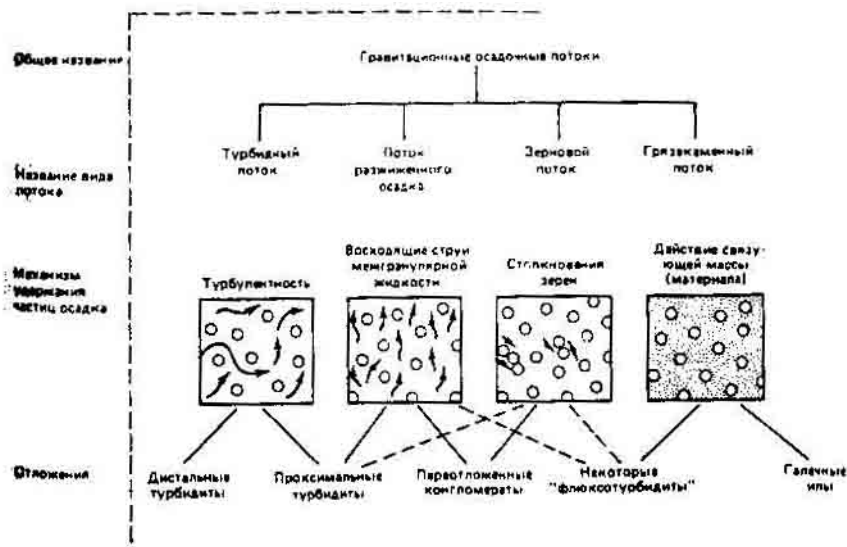


Рис. 14.6.3. Классификация подводных гравитационных потоков (по G.V.Middleton, M.A.Hampton, 1976)

внутренней турбулентностью. Турбидные потоки переносят огромные массы осадочного материала с мелководного шельфа в область континентального склона, его подножья и даже части абиссальных котловин. Турбидный поток возникает в результате оползания или срыва водонасыщенного, слабо консолидированного осадка. Обладая плотностью в  $1,03-1,3 \text{ г/см}^3$  поток плотной и тяжелой суспензии начинает двигаться вниз по склону, при этом в его утолщенной фронтальной части развивается избыточное давление, вызванное

несколько большей скоростью потока в его хвостовой части. Скорость движения турбидных потоков может достигать 90 км/час, при этом на огромные расстояния переносится большой объем взвеси, достигающей нескольких кг/м<sup>3</sup> на расстояние в сотню и более км (рис. 14.6.4).

Классическим примером возникновения мутьевого потока было вызвавшее его землетрясение 19 ноября 1929 года в районе Большой Ньюфаундлендской банки. Проложенные в этом месте многочисленные телеграфные кабели из Америки в Европу, рвались в определенной последовательности в течении более полусуток, что позволило вычислить скорость турбидного потока, составившего 40-55 км/час. В результате этого потока образовались осадки мощностью до 1 м на площади более чем 100 тыс. км<sup>2</sup>, а расстояние, которое прошел поток, оценивается в 720 км. Все это было установлено благодаря исследованиям американских океанологов Брюса Хизена и Мориса Юинга.

Турбидные потоки возникают в результате землетрясений, вызывающих оползание илов; понижения уровня моря; возникновения гравитационной неустойчивости илов при накоплении их на склоне и достижения определенной мощности. Часто турбидные потоки тяготеют к подводным каньонам, прорезающим континентальный склон и являющимися продолжением речных долин. Турбидные потоки образуют у подножья континентального склона огромные подводные конусы выноса или *фены*, распространяющиеся и в область абиссальных котловин.

Из турбидных суспензионных потоков образуются осадочные отложения, называемые *турбидитами*, игравшими исключительно важную в геологическом прошлом и образующими мощные ритмично построенные т.н. флишевые толщи пород, широко развитые на пассивных континентальных окраинах.

Наиболее важным свойством турбидитов является их *градационная слоистость*, образующаяся при постепенном осаждении из суспензии сначала крупных частиц, а затем все более и более мелких, вплоть до глинистых, размером в 0,01 мм (рис. 14.6.5). Таким образом формируется *цикл Боума* или ритм (рис.14.6.6). При новом турбидном потоке цикл повторяется и так может происходить сотни тысяч раз, в результате чего образуется флишевая толща пород с многократно повторяющимися ритмами.

Среди турбидитов различают *проксимальные*, относительно грубые, образовавшиеся недалеко от источника возникновения потока и, *дистальные*, отложившиеся дальше всего от источника и поэтому более тонкие. Полный ритм или цикл Боума может характеризоваться выпадением из разреза каких-либо его членов вследствие местных размывов. Турбидные потоки могут выносить в пределы абиссальных котловин обломки мелководных бентосных организмов. Быстрое движение турбидных потоков



оказывает эродирующее действие на дно, прорезая каньон и вынося из них материал. Турбидные потоки, как движущаяся водная масса в воде, подвержены действию сил Кориолиса, отклоняясь от своего первоначального направления. Существуют огромные каньоны, например, Жемчуг и Прибылова, в Беринговом море, одни из крупнейших в мире, которые врезались во время низкого стояния уровня океана в позднем кайнозое, а потом вновь заполнялись осадками.

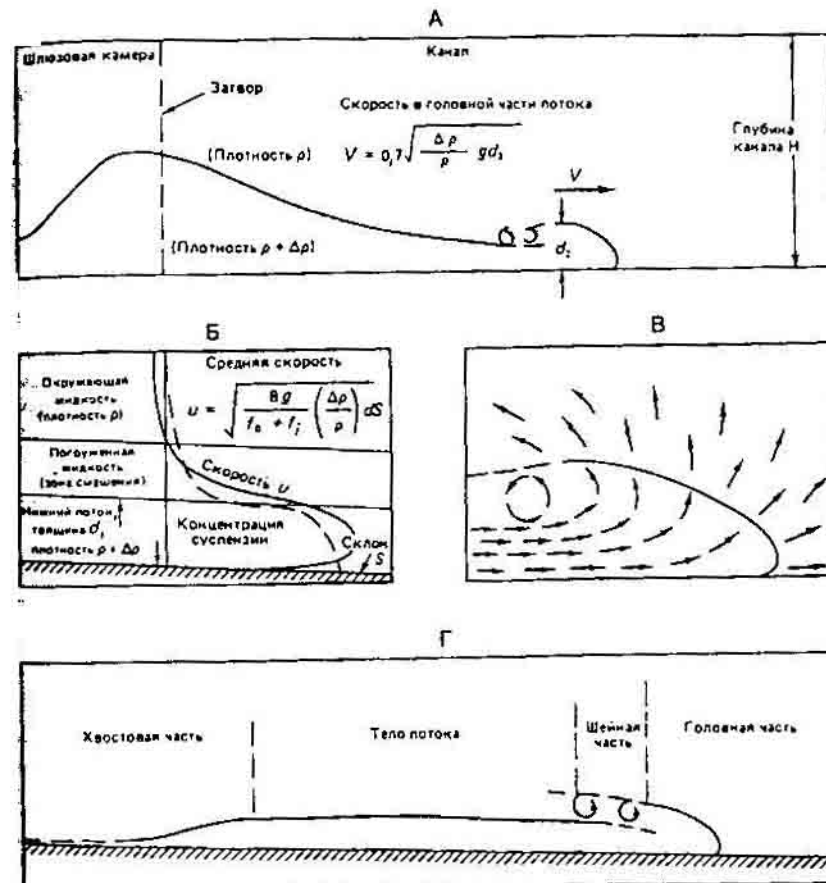


Рис. 14.6.4. Гидравлика турбидных потоков по лабораторным экспериментам в лотках (А). Волна турбидного потока, наблюдавшаяся в горизонтальном канале после спуска суспензии из шлюзовой камеры в одном его конце. Скорость головной части потока  $V$  зависит от толщины головной части ( $d_1$ ), разности плотностей суспензии в турбидном потоке и воды над ним ( $\Delta \rho$ ), плотности воды  $\rho$  и ускорения силы тяжести  $g$ .

Б. Стационарный однородный турбидный поток вниз по склону  $g$ . Средняя скорость потока  $u$  зависит от толщины потока  $d$ , разности плотностей, сил трения на границе с дном ( $f_0$ ) и с вышележащей водой ( $f_1$ ). В. Характер движений внутри и вокруг головной части турбидного потока. Г. Схема расчленения турбидного потока на головную часть, тело и хвостовую часть (по G.V.Middleton, M.A.Hampton, 1976)

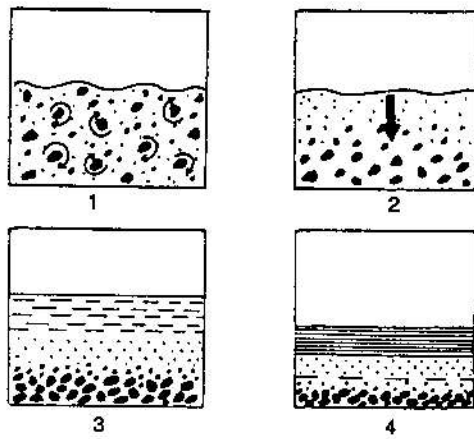


Рис. 14.6.5. Образование градационной слоистости во флишевых отложениях: 1 – турбидный поток в движении и частицы разного размера взвешены в нем, 2 – поток остановился и начали опускаться более крупные частицы, 3 – в верхней части потока еще держится глинистая «мут», 4 – потом осаждается и она. Образуется один ритм

Размер зерен	Подразделения цикла Боума	Интерпретация
Ил	Межтурбидитный (обычно аргиллит)	Пелагическая седиментация или тонкозернистые отложения турбидного потока малой плотности
Глина-песчаные ритмы	Верхний параллельнослойчатый	? ? ?
	С	Знаки ряби, волнистая или конволютная слоистость
	В	Плоскопараллельная слоистость
Песок (до гравия в основании)	А	Массивный, градационный
		Режим верхнего течения, быстрое отложение, пыле-пун (?)

Рис. 14.6.6. Идеализированная последовательность слоев турбидита, часто именуемая циклом Боума (по фамилии Альфреда Боума, впервые установившего его связь с турбидным потоком). Справа дана интерпретация режима потока ( по G.V.Middleton, M.A.Hampton, 1976)

Грязекаменные потоки представляют собой плотную массу различных по размеру частиц, насыщенных водой, поддерживаемую в плавучем состоянии за счет высокой плотности потока, напоминающего сель на суше. Считается, что глинистые минералы в воде, образуя раствор, поддерживают массу за счет сил сцепления и не дают опуститься на дно крупным частицам, в том числе размером с гальку и даже валун. Грязекаменные потоки обычно развиваются вдоль подножий континентального склона, например, в Атлантике у Африканского континентального склона.

Зерновые потоки возникают при течении песка по склонам или в подводных каньонах, причем подвижность зерновой массы обеспечивается давлением зерен друг на друга, что не дает возможности им осесть и зерна находятся во взвешенном

состоянии. Песчаный материал при этом волочится вниз по склону и быстро оседает, когда зерновой поток прекращает свое движение.

Поток разжиженного осадка возникает в случае прохождения воды через еще не консолидированный осадок, при этом он сам становится вязкой жидкостью. В случае песчаного осадка поровое давление начинает превышать вес столба воды - гидростатическое давление и каждое зерно поддерживается поровым давлением воды как бы во взвешенном состоянии и вся масса получает возможность двигаться при минимальном уклоне. Как только поровое давление уменьшается, поток разжиженного осадка сразу прекращает свое движение.

Глубоководные осадки, развитые в пределах абиссальных котловин, глубже 4000 м, представлены, главным образом, красными и коричневыми пелагическими глинами, окрашенными оксидами железа. Эти тонкие полигенные осадки, состоят не только из глинистых минералов эолового происхождения, но так же из очень мелких зерен полевых шпатов, кварца, пироксенов, метеоритной пыли, вулканических частиц, а также обломочков костей рыб, зубов, мельчайших марганцевых конкреций и монтмориллонитовых глин. Красные океанические глины накапливаются очень медленно, порядка 1 мм за 1000 лет, а их генезис связан как с выносом глинистых минералов с суши и переотложением их в океане, так и образования глинистых минералов за счет соединений кремния и алюминия и их взаимодействия в морской воде.

Вулканогенные осадки образуются за счет вулканических извержений на океанском дне (аутигенные осадки); за счет переотложения ранее сформировавшихся вулканогенных образований и путем осаждения вулканических пеплов и туфов, выброшенных при эксплозивных извержениях вулканов на суше.

Эксплозивные извержения вулканов на островных дугах и активных континентальных окраин вносят весомый вклад в составляющую океанских осадков, поставляя в них тефру. В глубоководных осадках присутствует в основном, вулканический пепел - мельчайшие частицы стекла, который при мощных извержениях способен выпадать на огромных пространствах земного шара, как, например, при взрыве вулкана Кракатау в Зондском проливе в 1883 г., когда пепел, выброшенный в стратосферу, находился в ней три года, вызывая эффект серебристых облаков. До 20% вулканогенного материала находится в современных осадках Тихого и Атлантического океанов, связанных с несколькими сотнями активных вулканов, извергавшимися за последние 500 лет и давшими около  $330 \text{ км}^2$  тефры.

Извержения, происходящие непосредственно на дне океана, например, в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, поставляют очень мало пирокластики, т.к. высокое

гидростатическое давление не дает развиваться взрывному процессу. А.П.Лисицын выделяет три главных типа выпадения пеплов: 1) локальный (первые сотни км от источника); 2) тропосферный (до первых тысяч км от источника) и 3) глобальный, охватывающий всю поверхность земного шара и характеризующийся очень тонким (0,3-1 мкм) размером пепловых частиц.

Выпавший на дно пепел может переотлагаться донными течениями и турбидными потоками, а ветер и льды разносят тефру далеко от мест извержения.

Металлоносные осадки, образующиеся из высокотемпературных рудоносных растворов в рифтовых зонах океанов, были открыты совсем недавно. Значение этого открытия для геологов трудно переоценить, т.к. впервые была получена возможность наблюдать образование современных медноколчеданных месторождений, аналоги которых так широко распространены в разновозрастных складчатых областях, например, на Урале.

Только за последние 15-20 лет стало возможным непосредственно исследовать участки выхода высокотемпературных рудоносных растворов на поверхность океанического дна с помощью автономных подводных обитаемых аппаратов - маленьких глубоководных подлодок, хотя сведения о металлоносных осадках поступали и раньше

Эти осадки развиты вблизи активных спрединговых хребтов в рифтовых зонах и характеризуются повышенными содержаниями железа, марганца и других элементов. В настоящее время известно более 100 активных гидротермальных полей, которые окружены металлоносными осадками (рис.14.6.7). Большая их часть сосредоточена в пределах Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта и в ряде других мест.

Особый интерес представляют собой металлоносные осадки Красного моря, которое является молодым позднекайнозойским рифтом с низкими скоростями спрединга, до 1,6 см/год. В его центральной, наиболее молодой рифтовой зоне известен ряд впадин, в том числе знаменитая - впадина Атлантис II, в которых находятся высокотемпературные (+66° С) рассолы с высокими концентрациями Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Ba, Li, Si.

Рассолы впадины Атлантис II обладают очень низким содержанием кислорода, а в придонном слое он полностью отсутствует. Рассолы появляются в связи с тем, что в этом районе известны горизонты каменной соли миоценового возраста. Во впадину поступают гидротермальные растворы в объеме до 3000 м<sup>3</sup>/час, а их температура на выходе оценивается в более чем +300° С. В течение года в осадках накапливается до 1500 т железа и 27 т марганца. Гидротермальные растворы представляют собой морские воды, проникшие в базальты, профильтрованные сквозь них, нагретые и вышедшие на поверхность океанического дна рифта в виде горячих, уже рудоносных растворов.

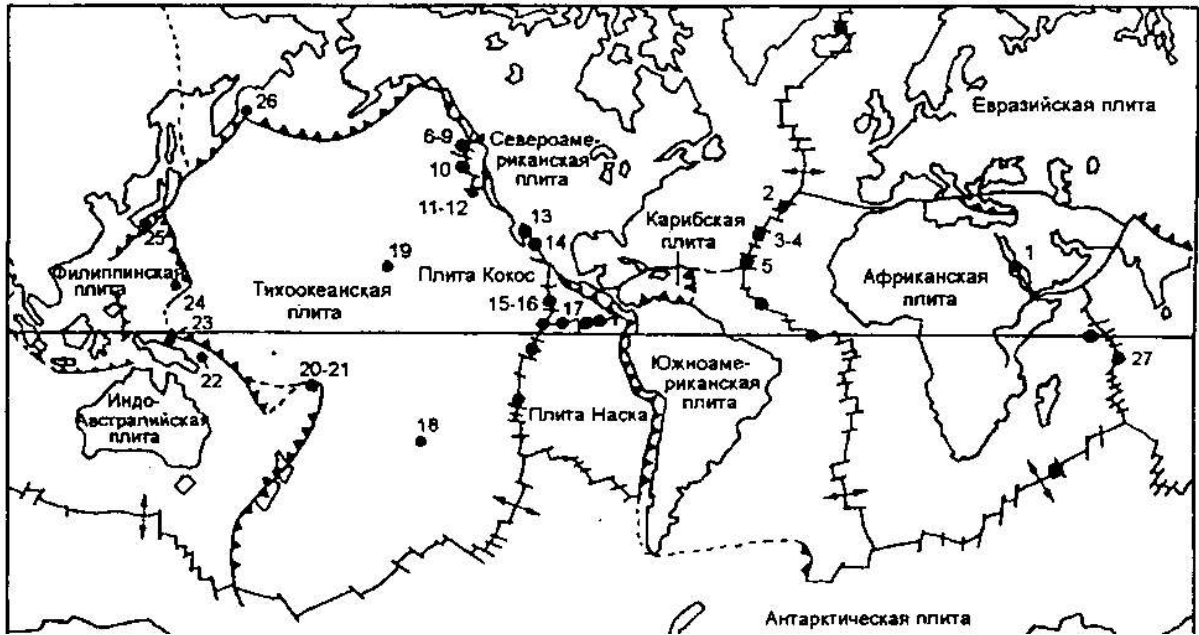


Рис. 14.6.7. Глобальное распределение сульфидных рудных отложений на глубоководных гидротермальных полях: 1 - впадина Атлантис II в Красном море; 2 – Лаки Страйк (САХ); 3 – Брокен Спур (САХ); 4 – ТАГ (САХ); 5 – Снейк Пит (САХ); 6–9 - г. Магик (хр. Эксплорер); хр. Эндевер; Осевой вулкан (хр. Хуан де Фука); 10 – Клефт (хр.Хуан де Фука); 11 – Клифф (хр.Горда); 12 – Неска и Сеска (трог Эсканаба, хр.Горда); 13 – Гуаймас (Калифорнийский залив); 14 - 21° с.ш. (ВТП); 15 – 11-13° с.ш. (ВТП); 16 – Вентура (ВТП); 17 - 86°з.д. (Галапагосский центр спрединга); 18 – г.Макдональд; 19 – г. Лойхи (Гавайи); 20 – бассейн Лау; 21 – северный бассейн Фиджи; 22 – западный бассейн Вудларк; 23 – бассейн Манус; 24 – Алиса (Марианский трог); 25 – Джада (трог Окинава); 26 – вулкан Пийпа; 27 – Сонне (Центральный Индийский хребет)

Гидротермальные постройки имеют вид холмов или башен высотой в первые десятки метров, на вершинах которых возвышаются трубообразные постройки в 3-5 м, напоминающие печные трубы (рис. 14.6.8).



Рис. 14.6.8. Строение «черного курильщика» – современной «фабрики руды» на дне океана

Из них выходят гидротермальные струи черного или белого цветов, за что эти сооружения получили наименование “курильщиков”. На их вершине находятся отверстия, напоминающие кратеры, из которых поднимается густая взвесь из рудных компонентов. На поверхности конусовидных башен, сложенных плотным шлакоподобным материалом наблюдаются как наросты на березе термофильные бактериальные маты, скопления различных бактерий, прикрепленных к субстрату, а также группы своеобразных организмов - гигантских погонофор, вестиментифер - *Riftia pachyptila*, напоминающих крупные и длинные, более 1,5 м трубки.

Это есть не что иное, как большие трубчатые черви, верхняя часть которых окрашена в ярко-красный цвет, т.н. султан, а сама трубка обладает перламутрово-белой окраской. Вокруг построек нередко в изобилии распространены матово-белые, очень крупные, до 25 см в длину раковины двустворчатых моллюсков - калиптогенов (*Calyplogena magnifica*), а также кольчатый червь (*Alvinella pompejana*), названный помпейским, потому что он непрерывно посыпается как пеплом, частицами серы из курильщиков.

Черная взвесь «курильщиков» содержит, в основном,  $Fe^{2+}$ ,  $FeS$ ,  $Mn^{2+}$ , а белая -  $Mn$ ,  $He$ ,  $CH_4$ ,  $Fe$ . Выходя из трубы как дым из паровоза, эти взвеси разносятся в виде шлейфа на большое расстояние от места появления, формируя, тем самым, поле металлоносных осадков (рис. 14.6.9).

Происхождение подводных гидротермальных систем связано с взаимодействием океанской воды и базальтов дна, при котором в воду переходят много химических элементов, содержащихся в базальтах и газах, при этом сами базальты также изменяются, претерпевая метаморфизм. Проникшая по трещинам в глубокие горизонты донных базальтов вода, нагревается от тепла магматических очагов, существующих под рифтовыми зонами океанов. Удивительно, но весь объем океанских вод на Земле прокачивается через гидротермальные системы всего за 3 млн. лет.

Таким образом, на огромных пространствах океанского дна работает гигантский тепловой насос. Только в одном гидротермальном поле Эндевор в северной части Тихого океана он перекачивает 20 тыс тонн воды в секунду. Открытие гидротермальных систем океанического дна - это шаг с совершенно новый мир, еще 20 лет назад неизвестный геологам.

Говоря об океанском осадконакоплении следует отметить такой важный тип как «лавиная» седиментация, выделенная в 70-е годы А.П.Лисицыным. Эта седиментация высоких (10см/1000 лет) и сверхвысоких (1м/1000 лет) скоростей, связана не с выпадением частиц из взвеси, а с течением плотного осадочного водонасыщенного материала под действием силы тяжести. Это особый тип седиментации, имеющий 3 уровня по вертикали с размахом почти в 10 км: 1) устья рек, дельты и эстуарии; 2) континентальный склон, где у подножья наблюдается максимальное скопление материала и 3) дно глубоководных желобов (до 11 км), только в пределах активных континентальных окраин.

Биогенное осадконакопление. В океанах присутствует огромное разнообразие организмов. Выделяется три главных типа биоса. *Бентос* (бентос – глубина, греч.) - это организмы, живущие на дне; *нектон* - активно и свободноплавающие организмы - рыбы, тюлени, киты и др.; *планктон* ( планктон – блуждающие, греч.) - пассивно плавающие организмы, переносимые течениями и волнами. Морские организмы в подавляющей своей массе относятся к бентосу (98%), и только 2% из 180000 видов относятся к планктону и нектону.

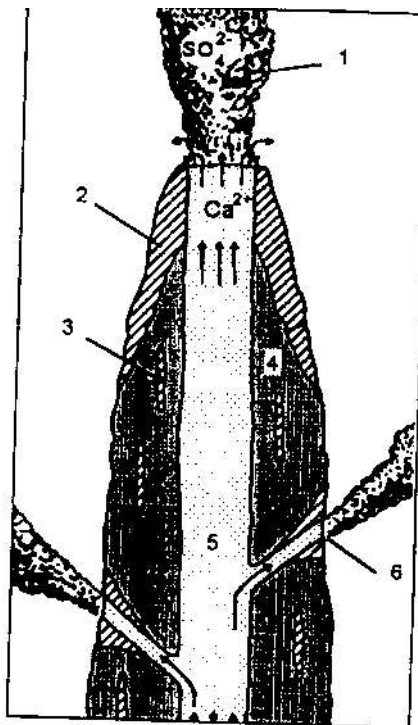


Рис. 14.6.9. Разрез верхней части «черного курильщика». «Черный дым» – взвесь сульфидов Fe, Cu, Zn – возникает при охлаждении гидротермального раствора. Передовой край постройки сложен белым ангидритом, образующимся при контакте морской воды с горячим гидротермальным раствором. В дальнейшем ангидрит замещается сульфидами металлов: 1 - «черный дым», 2 – зона нарастания ангидрита, 3 – включения ангидрита, 4 – полиметаллические сульфиды, 5 – гидротермальный флюид с температурой около 400°C, 6 – боковое отверстие курильщика

Для существования организмов нужна питательная среда и солнечный свет, хотя есть виды, обитающие в условиях полной темноты в глубоких впадинах океанов. Солнце проникает в воду примерно до глубины в 100 м и эта зона называется *эвфотической*, т.е. полностью освещенной. Отсюда следует, что водоросли, прикрепленные ко дну, растут только на мелком шельфе, в то время как *фитопланктон* - свободно плавающие

водоросли, распространены в поверхностной зоне воды всех океанов. Бентосные водоросли отличаются исключительной продуктивностью, в то время как фитопланктон дает всего 100 г углерода на 1 м<sup>2</sup> в год.

Бентосные организмы могут вести неподвижный, прикрепленный образ жизни - кораллы, губки, мшанки. Они называются *сессильным бентосом*. Другие, наоборот, передвигаются по дну - *вагильный бентос*, например, морские звезды и ежи, крабы, черви, двустворки. Все эти организмы могут жить либо на поверхности дна - *эпифауна*, либо внутри ниш в каменистом дне в высверленных дырках, в осадках - *инфауна*. Эпифауны насчитывается более 125000 видов, тогда как инфауны всего 30000.

Плавающий в поверхностном слое воды планктон, постепенно отмирая превращается в *детрит*, который вместе с еще живыми организмами медленно оседает на дно подобно дождю - *сестону*, служащим пищей для бентоса. Этой взвесью питаются организмы - *сестонофаги*, которые фильтруют через себя воду.

Организмами на дне производится большая работа. Часть из них сверлит и растворяет скальные породы, производя *биоэрозию*; другая - пропускает через себя ил на дне (илоеды): третья зарывается в ил (двустворки). В результате верхняя часть осадков, мощностью в 1-1,5 м перерабатывается, уплотняется и получается т.н. "твердое дно" (*hard ground*), нередко встречающееся в ископаемом состоянии и свидетельствующая о том, что во время переработки дна осадконакопления не происходило.

В поверхностных водах шельфа биос потребляет фосфор, азот, кремний, железо, молибден, поэтому воды им обедняются. Когда отмершие планктонные организмы опускаются глубже эвфотической зоны, разлагаясь, они освобождают биогенные элементы. Верхняя поверхность термоклина на уровне 100 м - это рубеж между бедной и богатой биогенными элементами зонами. Нарушение термоклина, вызванное апвеллингом, сильным волнением, способствует возвращению вод, обогащенных биогенными элементами в эвфотическую зону.

В экваториальной зоне бентос дает огромное количество материала. Так, в районе Флориды, в Северной Америке, макробентос производит 1 кг карбонатов на 1 м<sup>2</sup> в год в приливной зоне, а в более глубоких горизонтах - до 0,4 кг/м<sup>2</sup> /год.

Наиболее распространенные осадки на шельфе представлены макрофоссилиями кораллово-водорослевыми рифовыми известняками, известняками-ракушечниками и мшанковыми известняками. Микрофоссилии в зоне шельфа мало.

«Коралловые» рифы распространены в современной тропической зоне океанов и, следовательно, являются индикаторами подобной палеогеографической обстановки в геологическом прошлом. Т.н. "коралловые" рифы могут быть построены не только



кораллами, но и мшанками. Кораллы разных типов растут со скоростью до 2,5 см/год, образуя каркас рифового массива, в котором обитают многочисленные и разнообразные другие организмы, например, в Индийском и Тихом океанах в рифах обитает до 3000 видов. Эти же обитатели и разрушают риф, превращая его в известковый ил.

Среди рифов различают 3 основных типа: 1) Окаймляющие или береговые; 2) Барьерные; 3) Атоллы.

1. Окаймляющие или береговые рифы располагаются недалеко от береговой полосы или непосредственно примыкают к нему, достигая в ширину нескольких сотен м, а в длину десятков км (рис. 14.6.10).

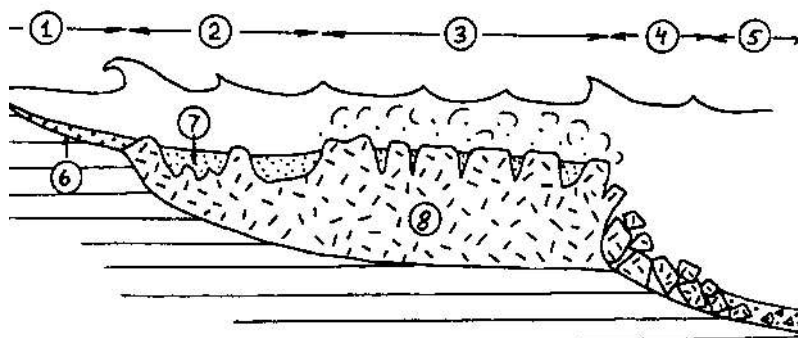


Рис. 14.6.10. Поперечный разрез окаймляющего кораллового рифа: 1 – побережье, 2 – зарифовое понижение, 3 – поверхность рифа, 4 – рифовая осесть, 5 – предрифовая зона, 6 – пляжные пески, 7 – коралловые пески, 8 – коралловый риф

2. Барьерные рифы, хотя и простираются вдоль берегов, но отделены от них мелководным пространством - лагунами. Наиболее известным и протяженным, более 2000 км, является Большой Барьерный риф у СВ побережья Австралии в Коралловом море. Это гигантское сооружение шириной до 180 км и мощностью порядка 200 м отделено от континента лагуной шириной от 30 до 250 км при глубине в первые десятки метров (рис. 14.6.11).

3. Атоллы (атолл - замкнутый, малайск.) представляют собой рифовое кольцо, которое чуть выступает над поверхностью океана и сложено рифовым детритом. Внутри кольца располагается лагуна. Коралловые рифы растут на глубине в первые десятки метров, в теплой освещенной воде, а мощность рифов, выявленная путем бурения, достигает 1,5 км. Это показывает, что рифы растут сверху вниз, за счет опускания океанского дна, что впервые было показано в 1842 г. Чарльзом Дарвином. Ширина атоллов достигает 40-50 км, многие из них, как, например, Энвиеток и Бикини, на которых США проводили испытания атомного оружия, разбурены и изучены вдоль и поперек. В рифах обнаружены перерывы в строительстве, т.е. были периоды, когда

уровень океана опускался. На указанных выше атоллах этот перерыв фиксируется на глубинах 200-300 м.

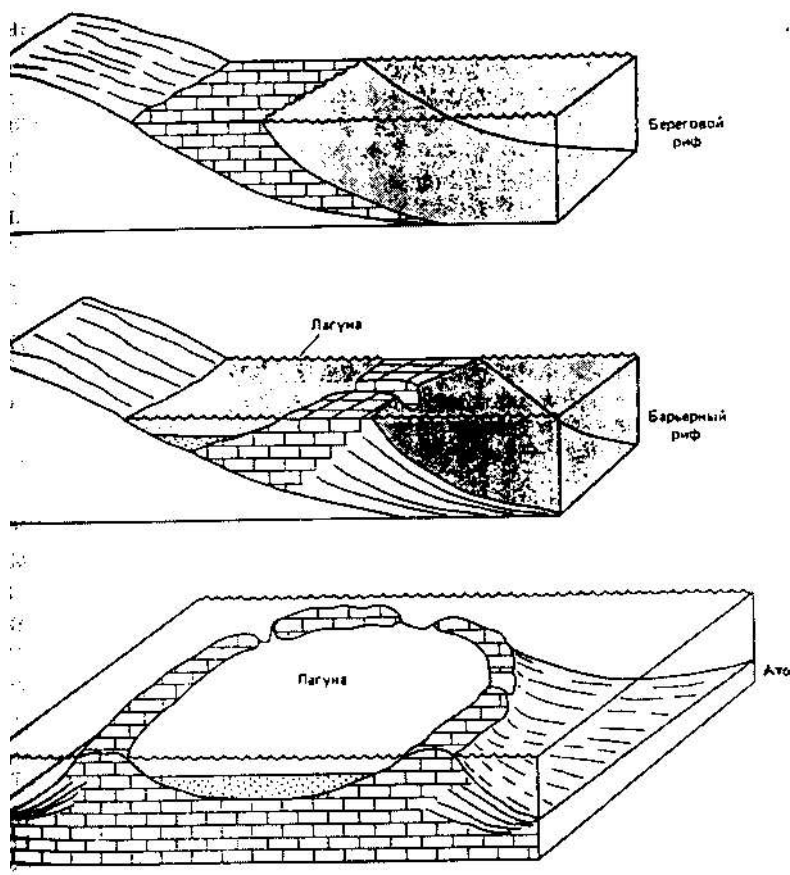


Рис. 14.6.11. Блок-диаграммы трех главных типов современных рифов

Ископаемые рифы широко известны и важны потому, что служат хорошими местами для нефти и газа. Такие древние нижнепермские рифы развиты во внешней зоне Предуралья передового прогиба, где с ними связаны многочисленные месторождения нефти.

Наиболее широко распространенными биогенными осадками Мирового океана являются *планктонногенные илы*, образовавшиеся из пассивно плавающих в поверхностной части вод очень мелких организмов: *фораминифер* - из группы простейших, класс остракодовых, с однокамерной и многокамерными известковыми раковинами, образованными кальцитом ( $\text{CaCO}_3$ ); *радиолярий* (от слова radiolus - маленький луч), подкласс одноклеточных, скелет кремнезема - опала; *диатомей* - одноклеточных микроскопических водорослей (рис. 14.6.12, А и Б).

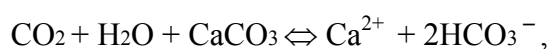
К планктоногенным илам относятся осадки, в которых скелетных остатков не менее 30%, а 70% представлено разнообразными глинистыми минералами. По составу различают *карбонатные или известковые* и *кремнистые илы*, характер которых зависит от поступления различных организмов, их дальнейшем растворении, привнесом абиогенных компонентов и преобразованием осадка - илов в породу.

Поступление биогенных компонентов определяется продуктивностью эвфотической зоны, которая обеднена питательным веществом, т.к. оно расходуется фитопланктоном, а более глубинные воды, обогащенные этим веществом, отделены от эвфотической зоной постоянным термоклином, который служит своеобразным экраном, разрушающимся в случае апвеллинга. Там, где перемешивание вод минимально, там и биопродуктивность эвфотической зоны крайне мала.

Сохранность биогенного материала определяет и характер накапливающихся осадков, т.к. очень много скелетных остатков планктона не достигает океанского дна, растворяясь в воде. Какие факторы влияют на растворение планктонных организмов?

*Кремнистые радиолярии* растворяются, главным образом, в поверхностных слоях океанских вод, резко недосыщенных  $\text{SiO}_2$ , а глубже 1 км растворимость  $\text{SiO}_2$  уменьшается в связи с понижением температуры и увеличением давления. Следовательно, если радиолярия не успела раствориться на первых 1000 м, то у нее есть все шансы достигнуть дна.

*Кальцитовые фораминиферы*, наоборот, растворяются сильнее всего в придонных водах, на глубинах более 4 км, где вода сильно недосыщена  $\text{CaCO}_3$ . Почему на больших глубинах усиленно растворяются известковые раковинки? Потому, что понижается температура, возрастает давление общее и  $\text{CO}_2$ , уменьшается содержание карбонатного иона. Взаимодействие  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CaCO}_3$  выражается уравнением:



где угольная кислота растворяет карбонат кальция.

В океанах выделяется три важных уровня, которые контролируют степень сохранности  $\text{CaCO}_3$ .

1-й уровень - *лизоклин* - разделяет комплексы фораминифер хорошей и плохой сохранности, т.е. подверженных уже некоторому растворению

2-й уровень - *критическая глубина карбонатакопления (КГК)*. Ниже этого уровня, содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадках составляет меньше 10%.

3-й уровень - *глубина карбонатной компенсации (КГл)*, характеризует границу, разделяющую карбонатосодержащие и полностью бескарбонатные осадки, т.е. на этой глубине опускающиеся на дно организмы с карбонатным скелетом полностью растворяются.

Уровень КГл не остается постоянным, а может изменяться если поступление  $\text{CaCO}_3$  усиливается по каким либо причинам.  $\text{CaCO}_3$  поступает, главным образом, за счет выноса реками или т.н. “курильщиков”, т.е. мест проявления современной гидротермальной активности. Поступление оценивается в  $0,11 \text{ г/см}^2 \times 1000 \text{ лет}$ , а

осаждается  $\text{CaCO}_3$  со скоростью  $1,3 \text{ г/см}^2 \times 1000$  лет, что намного выше. Отсюда следует, что более 90%  $\text{CaCO}_3$ , сконцентрированного в скелетных остатках фораминифер, должно раствориться.

Распространение  $\text{CaCO}_3$  в поверхностных осадках Мирового океана хорошо коррелируется с рельефом. Все возвышенности в океанах, включая срединно-океанические хребты, как “снегом” засыпаны карбонат содержащим илом.

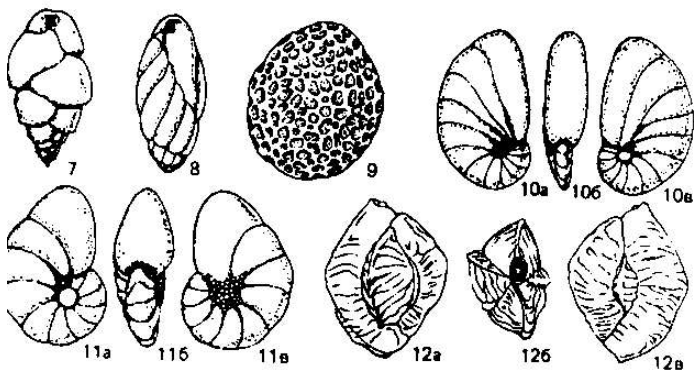
Известковые илы бывают: *фораминиферовыми*, состоящими из раковинок размером более 60 мкм; *кокколитовые* или *нанофоссилиевые*, представленные одноклеточными микроскопическими водорослями, у которых есть наружные щитки из  $\text{CaCO}_3$  (кокколиты); *птероподовыми*, образованными арагонитовыми раковинками планктонных микроскопических моллюсков.

Для геологов важно знать, что из известкового ила образуются одни из самых распространенных пород - известняки и белый писчий мел. Ил уплотняется, пористость его уменьшается, а объем сокращается на 30-35%, при этом белый писчий мел формируется на глубинах в несколько сот метров, а известняки - около 1 км. Глубоководное бурение выявило распространение карбонатных пород с возрастом 20-120 млн. лет во всех океанах.

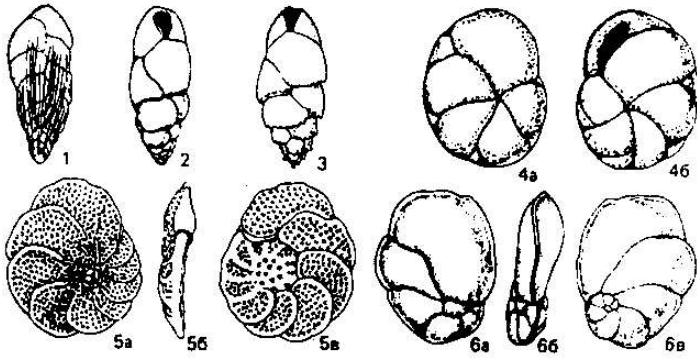
Кремнистые илы также представляют собой один из наиболее распространенных видов современных морских осадков. Т.к. кремний - это широко распространенный элемент на Земле, поэтому породы, богатые кремнеземом и являются его основным источником. Кремний извлекается из морской воды различными организмами, которые строят себе из опала скелет, например, диатомеи, кремневые губки, радиолярии. После смерти планктонных организмов медленно опускаются через толщу океанских вод и если не растворятся, то достигнут дна. Если содержание кремнезема в осадках превысит 30%, то такие осадки называются *кремнистыми илами*, а в зависимости от преобладающих организмов они могут быть радиоляриевыми или диатомовыми.

Рис. 14.6.12. I. Представители бентосных фораминифер, типичные для биофаций внутреннего и внешнего шельфа и верхней батии Калифорнийского залива.

I



А. БИОФАЦИИ ВНУТРЕННЕГО ШЕЛЬФА

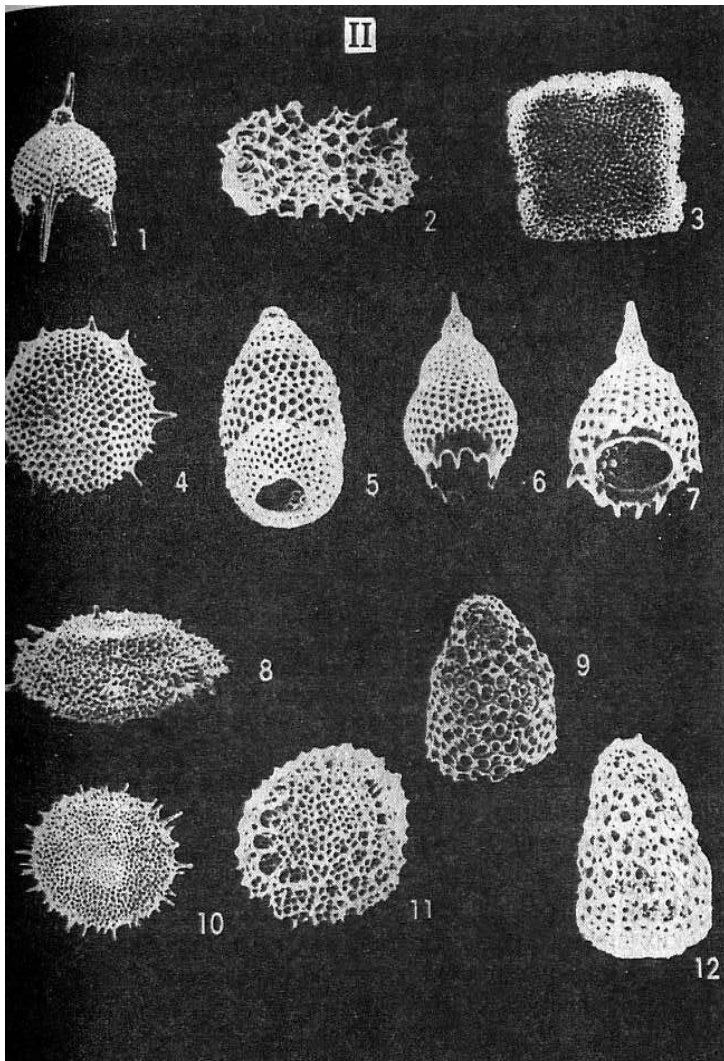


Б. БИОФАЦИИ ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА

А. Биофации внутреннего шельфа: 7 – *Bilimina marginana* d’Orbigny var,  $\times 11,5$ ; 8 – *Buliminella elegantissima* (d’Orbigny),  $\times 188$ ; 9 – *Gypsina vesicularis* (Parker and Jones),  $\times 67$ ; 10 – *Nonionella basispinata* (Cushman and Moyer),  $\times 80$ ; 11 – *Nonionella atlantica* Cushman,  $\times 135$ ; 12 – *Quinqueloculina catalinensis* Natland,  $\times 47$ .

Б. Биофации внешнего шельфа: 1 – *Bolivina acutula* Bandy,  $\times 113$ ; 2 – *Bulimina denudata* Cushman and Parker,  $\times 96$ ; 3 – *Bulimina marginata* d’Orbigny,  $\times 90$ ; 4 – *Cassidulina minuta* Cushman,  $\times 225$ ; 5 – *Planulina ornata* (d’Orbigny),  $\times 75$ ; 6 – *Cancris auricula* (Fichtel and Moll),  $\times 80$

II. Связь распространения некоторых современных радиолярий с водными массами. Тропические: 1 – *Pterocanium praetextum*,  $\times 245$ ; 2 – *Ommatartus tetrathalantias*,  $\times 307$ ; 3 – *Spongaster tetras*,  $\times 249$ . Субтропические: 4 – *Phacodiscid*,  $\times 249$ ; 5 – *Sticocyrtis* sp.,  $\times 297$ ; 6 – *Lamprocyclus maritalis* (холодноватый),  $\times 248$ ; 7 – *Lamprocyclus maritalis* (тепловодный),  $\times 297$ . Полярные – субполярные: 8 – *Spongotrochus glacialis*,  $\times 269$ ; 9 – *Antarctissa strelkovi*,  $\times 265$ ; 10 – *Spongotrochus glacialis*,  $\times 242$ ; 11 – *Lithelius nautiloides*,  $\times 344$ ; 12 – *Antarctissa denticulata*,  $\times 292$  (по Дж.П.Кеннету, 1987)



В отличие от кальцитовых скелетов фораминифер, опаловые скелеты радиолярий растворяются в верхних горизонтах океанских вод, примерно на первом километре, т.к. воды сильно недосыщены кремнеземом, что вызывает быстрое растворение скелетов сразу же после гибели планктона (рис. 14.6.13). В донные осадки

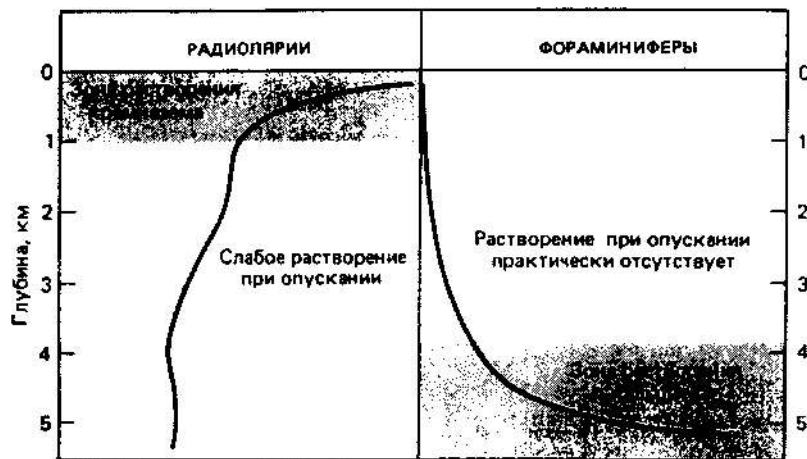


Рис. 14.6.13. Сравнение профилей растворения радиолярий и планктонных фораминифер,, составленных по результатам натуральных экспериментов. Основная масса радиолярий и диатомовых растворяется в поверхностных водах. Напротив, растворение известковых микрофоссилий происходит главным образом на дне океана на глубинах более 3,5 км (по W.H.Berger, 1975)

попадает не более 10% организмов с кремневым скелетом. Таким образом, карбонатно- и кремненакопление регулируется недосыщенностью  $\text{CaCO}_3$  глубинных и  $\text{SiO}_2$  - поверхностных вод (рис. 14.6.14).

Наиболее богатые кремнеземом осадки распространены в высоких широтах Периянтарктической зоны шириной до 2000 км, в области холодного течения, где накапливается до 75 % всего кремнезема, поступающего в океан, количество которого, выносимого реками, оценивается в  $4,3 \cdot 10^{14}$  г/год. Поступление  $\text{SiO}_2$  с суши является главным его источником, однако дополнительное количество  $\text{SiO}_2$  около 20% дает подводная вулканическая деятельность и высокотемпературное изменение базальтов. Зоны кремненакопления связаны с районами апвеллинга и перемешивания вод. В северном поясе кремненакопление развито спорадически - в северной части Тихого океана, в Беринговом и Охотском морях.

В некоторых участках Мирового океана существуют условия накопления осадков в среде, обедненной кислородом и, вследствие этого, органическое вещество, захороняющееся в осадках не окисляется и возникает восстановительная обстановка (рис.

14.6.15). Районы, где сейчас происходит анаэробное осадконакопление - это, прежде всего, Черное море, некоторые впадины у Южной Калифорнии и в Мексиканском заливе.

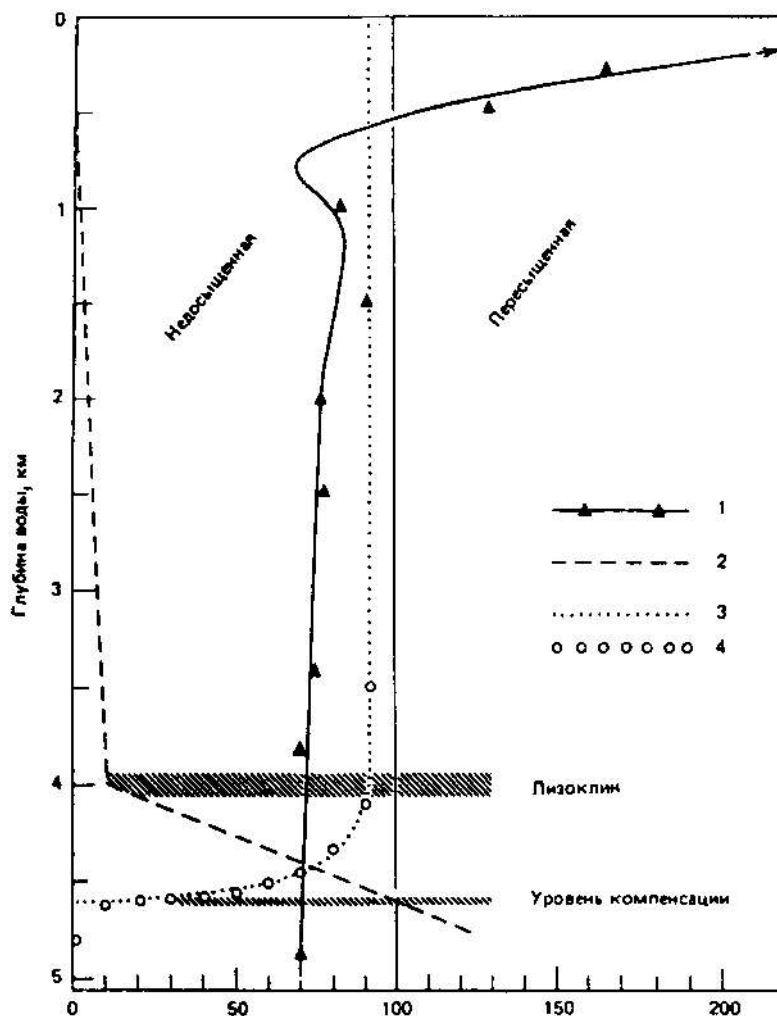


Рис. 14.6.14. Параметры, влияющие на распространение карбоната кальция в осадках экваториальной области Тихого океана с увеличением глубины: 1 – насыщение кальцитом (%); 2 – (скорость растворения/ скорость поступления ) x 100; 3 – содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадках рассчитанное; 4 – содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадках наблюдаемое ( по Тj Н. Andel et al, 1975)

Во всех этих районах в силу разных причин резко ослаблена придонная и вертикальная циркуляция вод. В Черном море верхние горизонты воды значительно опреснены (17-18‰) за счет впадения ряда крупных рек: Дуная, Днестра, Дона, Днепра и других. Ниже располагаются значительно более соленые (20-22‰) воды, препятствующие вертикальной циркуляции, ввиду чего глубже 50 м содержание кислорода быстро уменьшается и с уровня в 200 м начинается сероводородное заражение. В придонной части вод содержание  $\text{H}_2\text{S}$  достигает 5-6  $\text{см}^3/\text{л}$ , бентос отсутствует и накапливаются тонкослоистые осадки, обогащенные органическим веществом. Такие осадки называются *сапронелевыми* - это

черные битуминозные сланцы. Следует отметить, что около 20 тыс. лет назад, когда уровень океана понизился, Черное море было изолированным почти пресноводным бассейном. Впоследствии, когда уровень стал повышаться, соленые воды Средиземного моря проникли внутрь Черного моря, переливаясь через порог Босфорского пролива и формировали придонные соленые слои, которые не перемешивались с опресненными поверхностными слоями. Так наступала стагнация и формирование анаэробной обстановки.

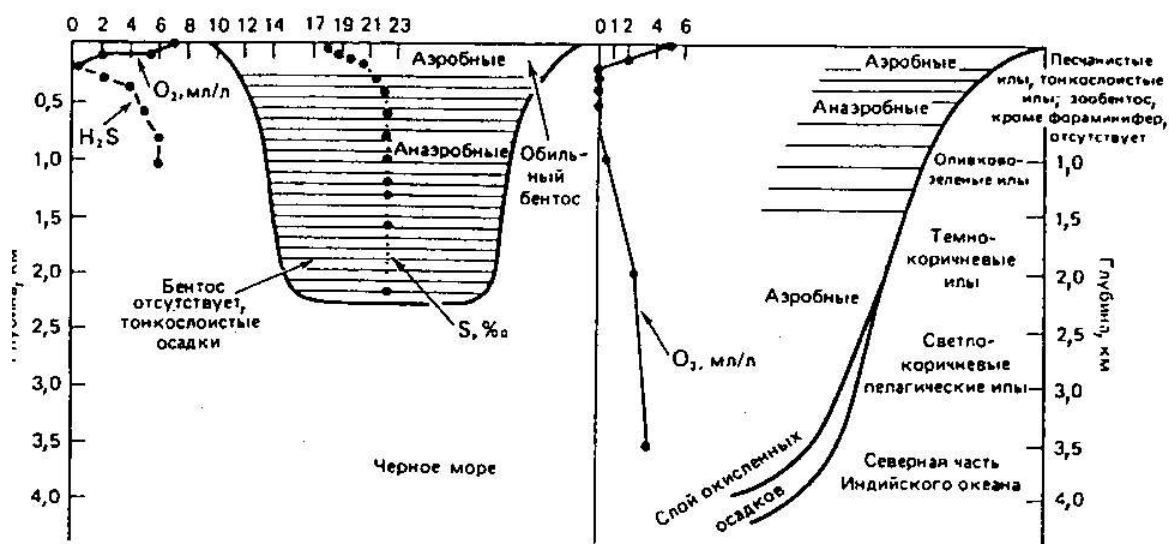


Рис. 14.6.15. Схема аэробных-анаэробных водных масс и их влияние на распространение осадков в Черном море и в северной части Индийского океана (J.Thiede, T.Van Andee, 1977)

Несмотря на то, что осадки бескислородных вод сейчас распространены ограниченно, в геологическом прошлом они были развиты очень широко в связи с начальными стадиями спрединга океанского дна, когда бассейны были еще изолированными.

Биогенное осадконакопление имеет огромное значение в океанах. Более 50% осадков океана имеют биогенное происхождение. Выше уже отмечалась роль маргинальных фильтров в местах впадения крупных рек в океаны для осадконакопления. В этих районах, после выпадения относительно крупных частиц образуется значительный объем биогенного материала, т.к. вода становится достаточно прозрачной для массового развития фитопланктона. Именно в этих местах, согласно А.П.Лисицыну происходит образование биогенной взвеси, сначала фито-, а потом и зоопланктона, для которых первый является питательной средой. Зоопланктон служит своеобразным фильтром. Организмы – фильтраторы удаляют из морской воды, как органическое вещество, так и минеральную взвесь и связывают их в т.н. *пеллеты* – комки, быстро, до 500 м/сутки



опускающиеся на дно. Биофильтры представляют собой мощнейшую систему, в которой весь объем вод Мирового океана фильтруется всего за 1-1,5 года, а воды, например, Оби, Лены, Енисея за 1-3 суток. В итоге в океанах биогенного вещества оказывается в 50-100 раз больше, чем терригенного материала, принесенного реками с суши. Все воды Мирового океана могут очиститься от взвеси за 1-1,5 года.

Кроме зоопланктонного фильтрата существуют и бентосные, также играющие важную роль. Важно подчеркнуть, что фильтраторы улавливают даже такую тонкую взвесь, как коллоиды и бактерии, не осаждающиеся гравитационным путем.

Хемогенное осадконакопление свойственно полузакрытым морским бассейнам - лагунам, заливам, ранним стадиям формирования рифтов, реже шельфовым морям, располагающихся в зонах аридного климата. В таких условиях происходит образование *эвапоритов* - каменной соли и гипса. Для этого необходимо высокое содержание соли, испарение периодически поступающей в бассейн морской воды.

Для того, чтобы в таком полуизолированном от океана или открытого моря бассейне в осадок выпадал сульфат кальция - гипс, концентрация солей должна превышать нормальную (3,5 г/литр или 35%) примерно в 3 раза. Для формирования галита ( $\text{NaCl}$ ) или каменной соли, концентрация солей в воде должна превышать нормальную уже в 10 раз, а для этого необходимо, чтобы морская вода периодически поступала в бассейн и затем испарялась.

Отложения солей развиты в осадочных отложениях разного возраста в различных структурах земного шара. Например, кембрийские соленосные толщи в Ангаро-Ленском бассейне около оз Байкал; нижнепермские калийные и натровые соли предуральского передового прогиба; верхнедевонские соли Припятского прогиба в Белоруссии и в других районах. В позднем миоцене, примерно 15-11 млн. лет назад, благодаря эвстатическому понижению уровня океана в связи с образованием ледникового Антарктического щита, Средиземное море оказалось изолированным от Атлантического океана. В миссинском веке - 6,5-5,0 млн. лет назад Средиземное море распалось на ряд изолированных впадин-озер, в которых в условиях жаркого климата происходило осаждение галита, гипса и других солей. Мощность соленосных отложений в ряде впадин достигает 2-3 км, а общий объем эвапоритов составляет 1 млн. км<sup>2</sup>. Объем такого количества соли из океанов понизил соленость вод на 2 ‰, а это, в свою очередь, способствовало образованию льдов, т.к. температура замерзания воды повысилась. Средиземноморский *кризис солености*, как его называют, закончился 5 млн. лет назад в начале плиоцена, когда образование Гибралтарского грабена открыло путь воде Атлантического океана во впадины Средиземного моря и вскоре восстановилась нормальная соленость.

## 14.7. Ресурсы дна океанов.

Заканчивая раздел о геологической деятельности океанов и морей, необходимо сказать несколько слов о тех колоссальных ресурсах, которые содержатся в океанском дне и которые экономически выгодно извлекать сейчас или в будущем.

Прежде всего, это *энергетические ресурсы - нефть и газ*. Уже сейчас в Мире со дна акваторий океанов и морей добывается более % нефти и газа и в будущем эта цифра будет увеличиваться. Так как нефть и газ представляют собой сложное соединение углеводородов, образовавшееся из органического вещества, снесенного с суши и, в большей степени, из морского планктона, то мелководные шельфы - это как раз районы, благоприятные для образования месторождений нефти и газа. Примером тому служат Северное море, Мексиканский и Персидский заливы, Баренцево море, прибрежные районы Аляски и другие районы. Именно шельфы в обозримом будущем станут главными объектами для разведки и добычи нефти и газа.

Железо-марганцевые конкреции, покрывающие сплошным ковром огромные пространства абиссальных котловин, где только в Тихом океане их объем оценивается более чем в 200 млрд.т представляют собой полезное ископаемое XXI века, учитывая, что цены на некоторые металлы могут возрасти (рис. 14.6.16). В настоящее время их добыча экономически нерентабельна, хотя исследования активно ведутся рядом стран в центральной части Тихого океана.

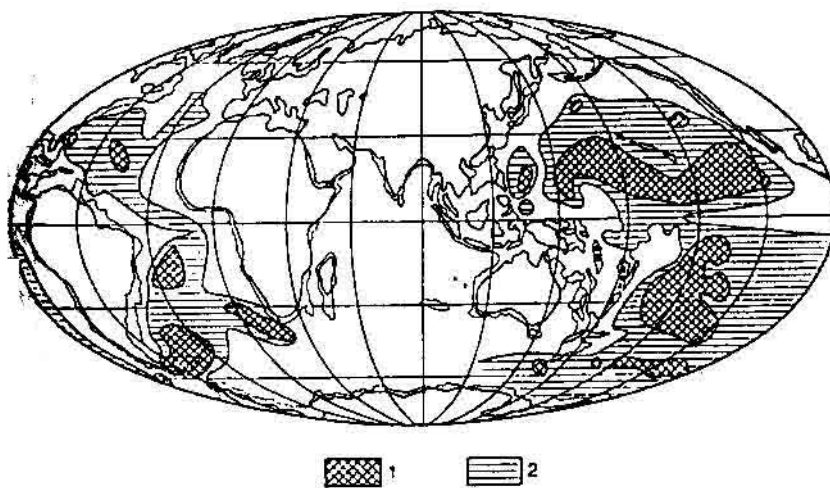


Рис. 14.6.16. Распространение железо-марганцевых конкреций в Тихом и Атлантическом океанах: 1 - плотное покрытие дна конкрециями, местами более 905; 2 – конкреции встречаются часто, хотя распределены неравномерно ( по Дж.П.Кеннету, 1987)

Кроме Mn, большой интерес вызывают медь, никель и кобальт. Так запасы Cu оцениваются в  $80 \cdot 10^6$  тонн, Co -  $20 \cdot 10^6$  тонн, Ni -  $98 \cdot 10^6$  тонн, а Mn -  $2200 \cdot 10^6$  тонн.

Южнее Гавайских островов в конкрециях сосредоточено около 450 млн. тонн меди при ее среднем содержании в 1%.

Металлоносные осадки, связанные с полями гидротермальных систем, также являются потенциальными месторождениями железа, меди, цинка. Одна лишь впадина Атлантик II в Красном море по предварительной оценке содержит 3,2 млн. т цинка, 0,8 млн. т меди, 80000 т свинца, 45000 т серебра и 45 т золота. Перспективы металлоносных осадков огромные, нужно лишь дождаться своего времени.

Россыпи тяжелых металлов - титана, золота, платины, циркония, олова, а также алмазов широко известны в пределах низкого и высокого пляжей, в прибрежной части шельфа, в эстуариях рек. Например, более 70% добычи циркония в Мире, производится у Восточного Австралийского побережья; около Рефондо-Бич в Калифорнии, также как и вдоль восточного побережья Флориды. На побережье Юго-Восточной Азии, в погребенных отложениях речных русел добывается большое количество олова, приносящее доход Индонезии и Таиланду.

Вдоль восточного побережья Австралии распространены россыпи ильменита, циркона, рутила. Такие же россыпи известны и на побережьях Южной Америки, у берегов Флориды. В некоторых местах побережий Индостана и Шри-Ланки находятся россыпи драгоценных камней - сапфиров и алмазов.

Нельзя не упомянуть о *фосфоритах*, образующихся на небольших глубинах в пределах шельфа. Наконец, сама морская вода содержит большое количество ценных элементов, которые когда-нибудь будет выгодно из нее извлекать. В городе Фрипорте, штат Техас, уже давно действует завод по извлечению *магния* из морской воды.

Несмотря на то, что большая часть каменной соли добывается на суше, какая-то ее часть, порядка первых процентов, получается путем выпаривания из морской воды, когда ее пропускают через серию мелких искусственных бассейнов. Сначала из воды осаждаются карбонат кальция, потом соли магния, и только в четвертом бассейне из оставшегося раствора образуется хлорид натрия с очень высокой до 99,6% степени очистки.

Строительные материалы - гравий, песок, ракушники являются важным полезным ископаемым и добываются на мелководье во многих странах - Нидерландах, США, Мексики, Исландии и других.

Заключение. В настоящее время, используя тектонику литосферных плит удалось получить новый фактический материал, касающийся процессов современного осадконакопления в океанах (рис. 14.6.17). Эти данные содержат информацию в тысячи раз больше, чем за все предшествующее ее время изучения океанов, как показал

А.П.Лисицын. Были получены данные о современных осадках во всех зонах Мирового океана и, что особенно важно, об осадочном веществе, содержащемся в атмосфере, гидросфере и криосфере. Установлено поступление вещества из мантии и океанической коры в областях гидротерм – черных и белых курильщиков и подводного вулканизма. За последние 30 лет пробурено более 2000 в океанах и около 10000 скважин при бурении на шельфах для поисков нефти и газа. Успехи в технике позволили для изучения океанов

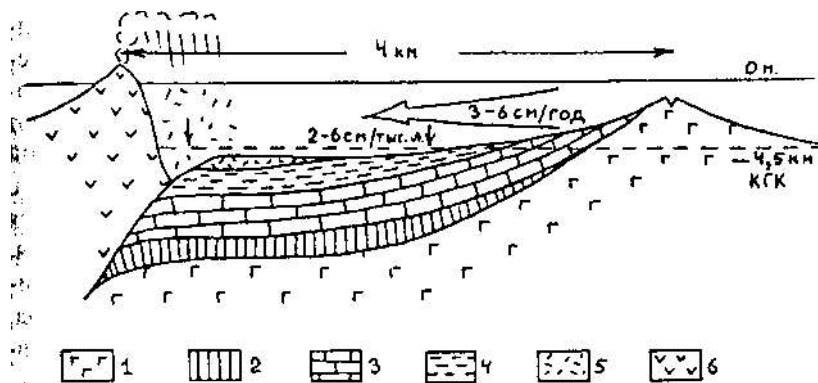


Рис. 14.6.17. Смена океанических осадков по мере удаления от срединно-океанического хребта к континенту (по А.П.Лисицыну, А.Фишеру, Б.Хизену и др., 1973): 1 – толеитовые базальты ( глубины 3 – 3,5 км); 2 – базальный слой металлоносных осадков (слой Бострема); 3 – фораминиферовые и кокколитовые карбонатные осадки; 4 – бескарбонатные осадки ниже критической глубины карбонатакопления (ниже 4,5 км); 5 – андезит-риолитовая пирокластика; 6 – вулканическая область активной окраины

широко применять геофизические методы: сейсмостратиграфию, магнитостратиграфию, магнитометрию, локаторы бокового обзора и другие. Использование геохимических, радиохронологических, изотопных методов, моделирования осадочных процессов, все это привело к совершенно новому пониманию осадконакопления в океанах, которое связано с корой океанического типа и отличается от осадконакопления в морях, расположенных на континентальной коре.

## Глава 15.0. МАГМАТИЗМ

Магматические горные породы, образовавшиеся из расплава - *магмы*, играют огромную роль в строении земной коры. Эти породы сформировались разными путями. Крупные их объемы застывали на разной глубине, не доходя до поверхности, и оказывали сильное воздействие на вмещающие породы высокой температурой, горячими растворами и газами. Так образовались *интрузивные* (лат. «интрузио»- проникать, внедрять) *тела*. Если магматические расплавы вырывались на поверхность, то происходили извержения вулканов, носившие, в зависимости от состава магмы, спокойный либо катастрофический характер. Такой тип магматизма называют *эффузивным* (лат. «эффузио»-излияние), что не совсем точно. Нередко извержения вулканов носят взрывной характер, при котором магма не изливается, а взрывается и на земную поверхность выпадают тонкораздробленные кристаллы и застывшие капельки и осколки стекла – быстро охлажденного расплава. Подобные извержения называются *эксплозивными* (лат. «эксплозио» - взрывать). Поэтому, говоря о магматизме (от греч. «магма»-пластичная, тестообразная, вязкая масса), следует различать *интрузивные процессы*, связанные с образованием и движением магмы ниже поверхности Земли, и *вулканические процессы*, обусловленные выходом магмы на земную поверхность. Оба эти процесса неразрывно связаны между собой, а проявление того или другого из них зависит от глубины и способа образования магмы, ее температуры, количества растворенных газов, геологического строения района, характера и скорости движения земной коры и т.д.

Как интрузивные, так и вулканические горные породы содержат крупные залежи полезных ископаемых и, кроме того, они являются надежными индикаторами тектонических и геодинамических условий геологического прошлого, что позволяет проводить их реконструкцию.

### 15.1. Понятие о магме.

*Магма* - это расплавленное вещество, которое образуется при определенных значениях давления и температуры и представляет собой флюидно-силикатный расплав, т.е. содержит в своем составе соединения с кремнеземом ( $\text{SiO}_2$ ) и летучие вещества, присутствующие в виде газа (пузырьков), либо растворенные в расплаве (рис. 15.1.1). При затвердевании магматического расплава он теряет летучие компоненты, поэтому горные породы гораздо беднее последними, нежели магма. Силикатные магматические расплавы состоят из кремнекислородных тетраэдров, которые полимеризованы в разной степени. Если степень полимеризации низка, то тетраэдры, как правило, изолированы; если высока, то они сливаются в цепочки, кольца и т.д.



Рис. 15.1.1. Условия, способствующие плавлению горной породы, превращению ее в магму и охлаждению магмы, с превращением ее в горную породу

Любой магматический расплав - это трехкомпонентная система, состоящая из жидкости, газа и твердых кристаллов, которая стремится к равновесному состоянию. В зависимости от изменения температуры, давления, состава газов и т.д. меняются расплав и образовавшиеся в нем ранее кристаллы минералов - одни растворяются, другие возникают вновь, и весь объем магмы непрерывно эволюционирует. Подобный процесс называется *магматической дифференциацией*. На нее оказывает влияние также и взаимодействие с вмещающими породами и потоками глубинных флюидов.

Процесс кристаллизационной дифференциации хорошо изучен, причем не только теоретически, но и экспериментально. Кристаллы, образующиеся в магме, обычно отличаются от нее по составу, а также по плотности, что вызывает осаждение или всплывание кристаллов. При этом состав оставшегося расплава будет изменяться. В основных силикатных базальтовых магмах сформировавшиеся раньше всего кристаллы оливина и пироксена, как обладающие большей плотностью, могут скапливаться в нижних горизонтах магматической камеры, состав которой из однородного базальтового становится расслоенным. Нижняя часть приобретает ультраосновной состав, более высокая - базальтовый, а самые верхние части, обогащаясь кремнеземом и щелочными металлами, приобретают кремнекислый состав, вплоть до гранитного. Так образуются расслоенные интрузивные тела. Кристаллизационная и гравитационная дифференциация является одним из важнейших процессов эволюции магматических расплавов.

Не меньшую роль играет и взаимодействие магмы с флюидами. Как уже говорилось, магма - это флюидно-силикатный расплав, состоящий из главных нелетучих петрогенных окислов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  по объему составляющих 90-97%. Летучие компоненты в магме представлены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{HF}$  и др. Оксид углерода, водород, вода легко (раньше всего) отделяются от расплава, способствуя образованию “сухих” магм. Фтор и другие летучие компоненты накапливаются в расплаве, так как они трудно отделимы от него. “Сухие” расплавы, например известные всем доменные алюмосиликатные шлаки, кристаллизуются при высокой температуре - около  $1500-1600^\circ\text{C}$ . В то же время природные базальтовые расплавы имеют температуру кристаллизации  $1200-1300^\circ\text{C}$ , а более кремнекислые и еще ниже. Чем вызвана эта разница?

Самый главный фактор, вызывающий понижение температуры кристаллизации, - это *флюидное давление*. Чем оно выше, тем температура кристаллизации ниже. Особенно велико влияние воды на структурные и химические свойства силикатных расплавов. Увеличение давления  $\text{H}_2\text{O}$  и ее растворение понижает вязкость расплавов и температуру их кристаллизации. Важное значение имеет продукт восстановления воды - водород  $\text{H}_2$  и так называемое водно-водородное отношение  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ , в зависимости от которого варьирует соотношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ , показывающее степень окисления - восстановления расплава. Повышенное содержание летучих (флюидов) компонентов способствует сохранению расплавов в жидком состоянии до сравнительно низких температур, если сопоставлять их с таковыми “сухих” расплавов.

Таким образом, флюидные компоненты, обладающие высокой растворимостью в расплавах, т.е. трудно отделяемые от него, понижают температуру кристаллизации расплава, а компоненты труднорастворимые, наоборот, повышают температуру кристаллизации. Если в магме содержится много летучих компонентов, которые могут легко от нее отделяться, то она приобретает способность взрываться, что проявляется в мощных эксплозивных извержениях вулканов. Отделение летучих компонентов от магмы происходит обычно в верхних горизонтах земной коры, где давление ниже. Обогащение одних участков расплава по сравнению с другими флюидными компонентами приводит к тому, что первые дольше сохраняют жидкое состояние, способствуя появлению полосчатых текстур и приводя к образованию несмешивающихся расплавов, т.е. к ликвации. Важно подчеркнуть, что потоки глубинных флюидов, проходя через расплав и взаимодействуя с ним, изменяют его состав за счет привноса одних и выноса других компонентов. Таким образом, флюидный режим, различная растворимость (магмофильность) флюидных компонентов в расплаве, повышение или понижение их

давления оказывают решающее влияние на дифференциацию магматических расплавов, их вязкость и температуру кристаллизации.

Важным фактором эволюции и дифференциации магматических расплавов является их взаимодействие с вмещающими породами. Как правило, магма представляет собой наиболее легкоплавкий состав - *эвтектику*, поэтому и вынос компонентов из магматического расплава при взаимодействии с вмещающими породами происходит за счет компонентов избыточных по отношению к эвтектике. В то же время магма усваивает такие компоненты окружающих пород, которые как раз и способствуют достижению ее эвтектического состава, т.е. самого легкоплавкого. Кислые и средние магмы, содержащие больше кремнезема по сравнению с основными и обладающие более сильными кислотными свойствами, энергично воздействуют на вмещающие породы. Поэтому у гранитных интрузивов такие обширные зоны измененных пород в окружающих толщах. При взаимодействии магмы с последними часто происходит их усвоение, *ассимиляция*, что приводит к возникновению новых пород, называемых *гибридными*.

Каким же образом магма превращается в горную породу? Кристаллизация магмы происходит не мгновенно, а постепенно, с одновременным падением температуры. Возможны несколько вариантов (рис. 15.1.2). В 1-ом из них охлаждение происходит очень быстро, расплав переохлаждается и превращается в вулканическое стекло - обсидиан (точки 0→1→6). 2-ой вариант связан

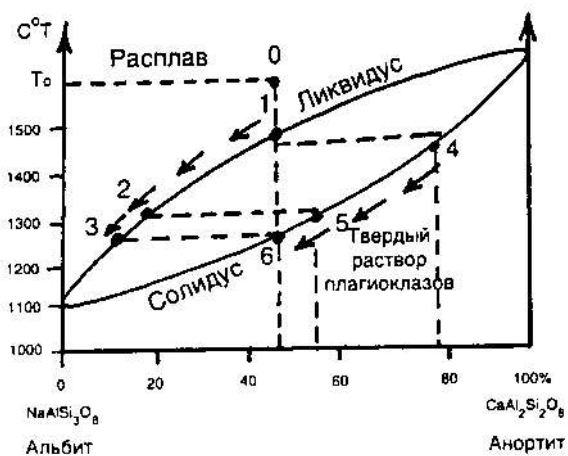


Рис. 15.1.2. Диаграмма плавкости для твердых растворов плагноклазового ряда (по Н.Боуэну). Давление  $P = 1$  атм. Состав выделившихся из расплава кристаллов определяется на оси. Точки 1, 2, 3, 4, 5 и 6 обозначают разные стадии кристаллизации расплава



с медленным охлаждением и кристаллизацией расплава. На диаграмме состояния линия, соединяющая точки, где в расплаве появляются первые кристаллы, называется *ликвидусом*, а линия, соединяющая точки, где полностью исчезает расплав - *солидусом*. Между этими линиями находится поле сосуществования расплава и кристаллов. С падением температуры от точки 0 в точке 1 появляются первые кристаллы, состав которых отвечает точке 4. При дальнейшем охлаждении эти кристаллы реагируют с оставшимся расплавом, состав которого движется от точки 1 к точке 2, а состав кристаллов - от точки 4 к точке 5. Если по каким-либо причинам, например, в случае извержения будет происходить быстрое охлаждение расплава, то возникнут породы с порфировой структурой, когда в стекловатой основной массе стекла, по составу отвечающего точке 2 или какой-нибудь другой, будут находиться вкрапленники плагиоклаза зонального строения. В ядре - кальциевый плагиоклаз точки 4, а во внешней зоне - натриево-кальциевый плагиоклаз точки 5.

В 3-ем варианте при очень медленном охлаждении расплав и кристаллы успевают полностью прореагировать между собой, поэтому состав расплава дойдет до точки 3 из точки 1, а состав кристаллов - до точки 6 от точки 4. Ранние кальциевые плагиоклазы при реакции с расплавом будут замещаться все более натриевыми. В конце процесса кристаллизации образуются полнокристаллические породы, сложенные незональным кальциево-натриевым плагиоклазом точки 6. Последовательность выделения главных породообразующих минералов из магмы определяется двумя реакционными рядами, установленными Н.Боуэном в 1928 г. (рис. 15.1.3)

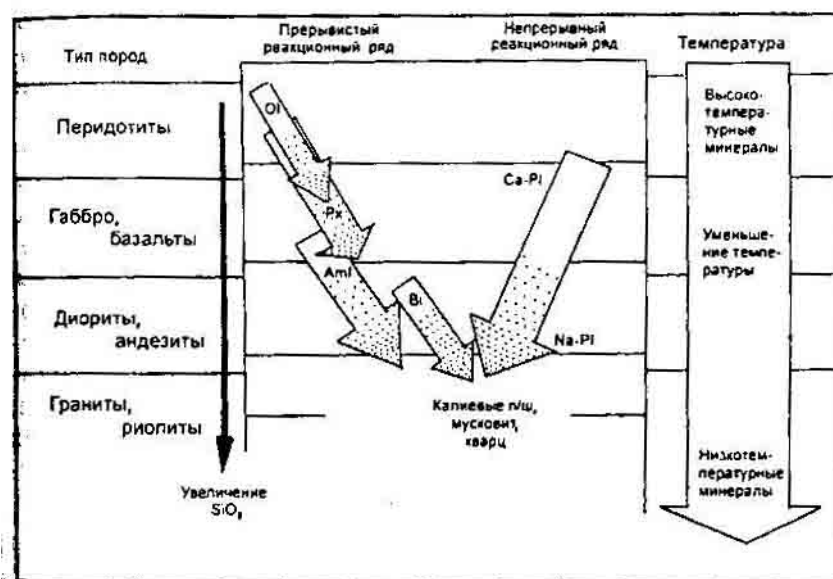


Рис. 15.1.3. Реакционный ряд Боуэна

Из рассмотренного следует, что процессы превращения магмы, даже простого состава, в горные породы достаточно сложны и на них, кроме охлаждения, сильно влияют, разные факторы, например, колебания давления воды ( $P_{H_2O}$ ).

Таким образом, магма - это флюидно-силикатный расплав, эволюционирующий сложным путем, зависящим от большого количества факторов, полный учет которых в настоящее время невозможен. Следует еще раз подчеркнуть важную роль флюидов в жизни магматических расплавов, концентрация, состав и магмофильность которых определяют пути их эволюции и дифференциации. Летучие компоненты препятствуют полимеризации, т.е. застыванию расплавов, понижая температуру ее кристаллизации. Наличие легко отделяемых летучих компонентов приводит к вулканическим процессам, трудно отделяемых - к интрузивным.

### 15.2. Интрузивный магматизм.

Первичные магмы, образуясь на разных глубинах, имеют тенденцию скапливаться в большие массы, которые продвигаются в верхние горизонты земной коры, где литостатическое давление меньше. При определенных геологических и, в первую очередь, тектонических условиях магма не достигает поверхности Земли и застывает (кристаллизуется) на различной глубине, образуя тела разной формы и размера - *интрузивы*. Любое интрузивное тело, будучи окруженное вмещающими породами или *рамой*, взаимодействуя с ними, обладает двумя контактными зонами. Влияние высокотемпературной, богатой флюидами магмы на окружающие интрузивное тело породы приводит к их изменениям, выражающимся по-разному - от слабого уплотнения и дегидратации до полной перикристаллизации и замещения первичных пород. Такая зона шириной от первых сантиметров до десятков километров, называется зоной *экзоконтакта*, т.е. *внешним контактом* (рис.15.2.1).

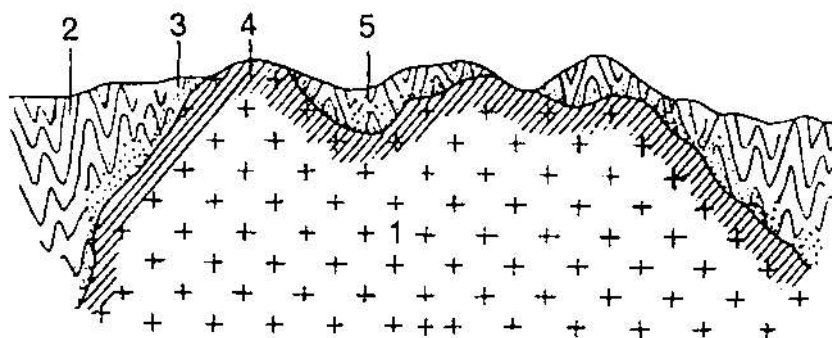


Рис. 15.2.1. Характер контактов в интрузивном массиве гранитов: 1 – собственно интрузивный массив гранитов, 2 – вмещающие породы, 3 – зона экзоконтакта (изменение вмещающих пород), 4 – зона эндоконтакта (изменение гранитов), 5 – провесы кровли

С другой стороны, сама внедряющаяся магма, особенно краевые части магматического тела, взаимодействуя с вмещающими породами и быстрее охлаждаясь, частично ассимилируют породы рамы, в результате чего изменяются состав магмы, ее структура и текстура. Такая зона измененных магматических пород в краевой части интрузива называется *зоной эндоконтакта*, т.е. *внутренней зоной*.

В зависимости от глубины формирования интрузивные массивы подразделяются на *приповерхностные* или *субвулканические* (последнее слово означает, что магма почти подошла к поверхности, но все таки не вышла на нее, т.е. образовался “почти вулкан” или субвулкан) - от первых сотен метров до 1,0-1,5 км; *среднеглубинные* или *гипабиссальные*, - до 1- 3,0 км и *глубинные*, или *абиссальные*, - глубже 3,0 км. Подобное разделение не очень строгое, но в целом достаточно отчетливое. Глубинные породы, застывавшие медленно, обладают *полнокристаллической структурой*, а приповерхностные, в которых падение температуры было быстрым, - *порфировой*, очень похожей на структуру вулканических пород.

По отношению к вмещающим породам интрузивы подразделяются на *конкордантные* или *согласные* и *дискордантные* – *несогласные* (рис. 15.2.2).

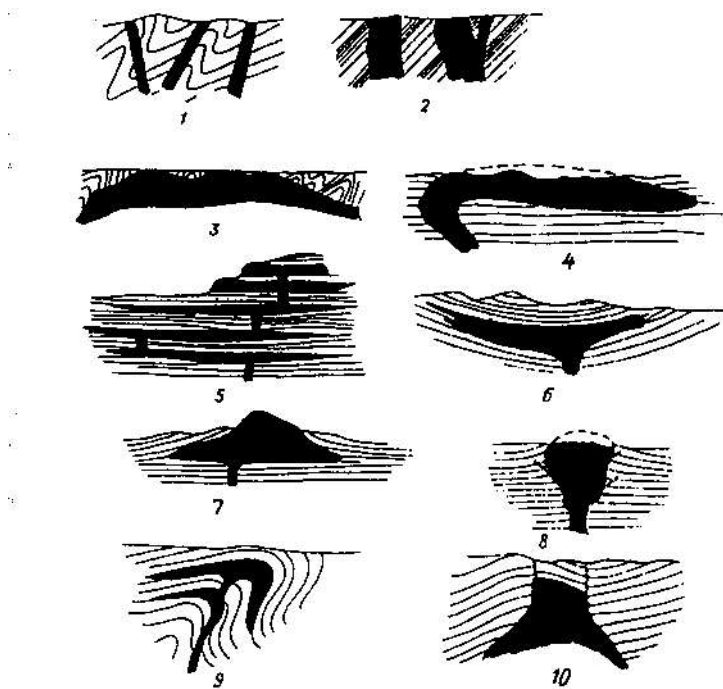


Рис. 15.2.2. Формы интрузивных тел: 1 – дайки, 2 – штоки, 3 – батолит, 4 – гарполит, 5 – многоярусные силлы, 6 – лополит, 7 – лакколит, 8 – магматический диапир, 9 – факолит, 10 – бисмалит

Согласные интрузивы обладают разнообразной формой. Наиболее широко среди них распространены *силлы* или *пластовые тела*, особенно в платформенных областях, где отложения залегают почти горизонтально. Базальтовые силлы, широко развиты по краям обширной впадины - Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе, где они образуют многоэтажные системы плоских линзовидных интрузивных тел, соединенных тонкими

подводящими каналами. Мощность силлов колеблется от первых десятков см до сотен метров. На Сибирской платформе они образуют т.н. *трапповую формацию* (трап - лестница, шведск.). Т.к. силлы более прочные, чем вмещающие породы, они выделяются в рельефе в виде «ступеней гигантской лестницы» (рис. 15.2.3).

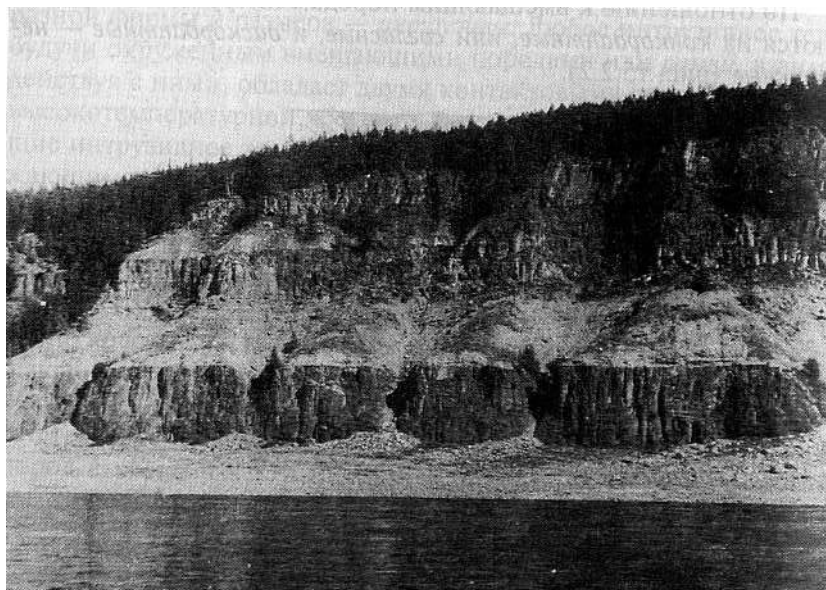


Рис. 15.2.3. Триасовые силлы долеритов на р. Нижняя Тунгусска. Восточная Сибирь (фото Н.В.Короновского)

Силлы часто дифференцированы, и тогда в их подошве скапливаются более тяжелые минералы, образовавшиеся раньше более легких. Поэтому и состав пород силла на разных уровнях становится различным - более основным в низу и более кислым - в верху. Для того, чтобы магма внедрялась в слои, наподобие ножа в листы книги, необходимы условия тектонического растяжения, как это происходило в Тунгусской синеклизе по ее краям (рис.15.2.4). За счет внедрения в слоистую толщу множества силлов, увеличение ее мощности может достигать сотен метров и даже первых км. При этом слои вмещающих пород не деформируются, а лишь перемещаются по вертикали, как бы «разбухая».

*Лополит* (лопос - чаша, греч.) - чашеобразный согласный интрузив, залегающий в синклинальных структурах и также как и силл, образующийся в условиях тектонического растяжения, когда магма легко заполняет ослабленные зоны, не деформируя сильно вмещающие слои.. Размеры лополитов в диаметре могут достигать десятков километров, а мощность - многих сотен метров. Крупнейшие дифференцированные лополиты - Бушвельдский в Южной Африке, площадью в 144 000 км<sup>2</sup> и Сёдбери в Канаде. Чашеобразная форма лополитов связана еще и с явлением проседания субстрата, под весом внедрившейся магмы.

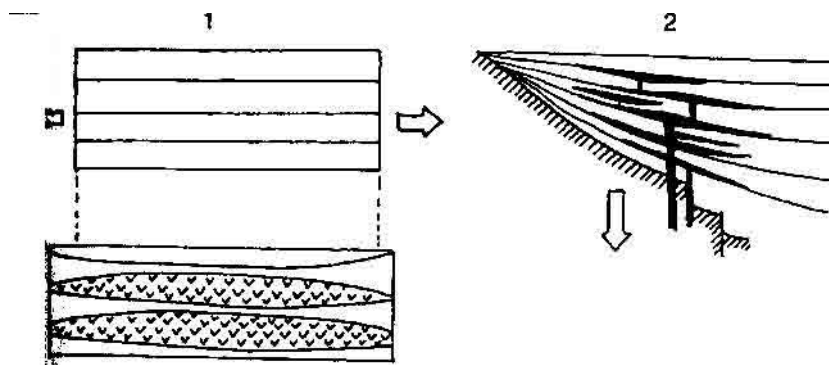


Рис. 15.2.4. Образование силлов: 1 – при растяжении пластов между ними образуются ослабленные зоны, куда и нагнетается магма, 2 – образование силлов на краю синеклиз при опускании последней и растяжении пластов

*Лакколиты* в классическом виде представляют грибообразные тела, что свидетельствует о сильном гидростатическом давлении магмы, превышающем литостатическое в момент ее внедрения. Магма приподнимает вышележащие слои, «накачиваясь» в межслоевое пространство. Обычно лакколиты относятся к малоглубинным интрузивам, т.к. «приподнять» мощную толщу пород даже для большой порции магмы затруднительно. Идеальные грибовидные лакколиты встречаются не так уж и часто. Пожалуй, наиболее типичный пример - это лакколиты гор Генри в США. Многочисленные т.н. лакколиты в районе Минеральных Вод на Северном Кавказе или на Южном берегу Крыма, на самом деле представляют собой каплевидные массивы, напоминающие «редьку хвостом вниз». Только в верхней части таких «капель» - *магматических диапиров*, слои залегают согласно с кровлей интрузива, а далее вниз он их пересекает, т.е. становится несогласным по отношению к вмещающим породам.

Несогласные интрузивы пересекают, прорывают пласты вмещающих пород. К наиболее распространенным несогласным интрузивам относятся *дайки* (даек, дейк - забор, шотл.), тела, длина которых во много раз превышает их мощность, а плоскости контактов практически параллельны (рис. 15.2.5). Дайки обладают длиной от десятков метров до многих сотен км, например, Великая дайка Родезии нижнепротерозойского возраста млн. лет имеет длину км, при ширине км. Естественно предположить, что образование даек связано с внедрением магмы по трещинам в условиях тектонического растяжения. Внедрение даек было хорошо изучено в Исландии, где их количество очень велико в связи с тем, что Исландия представляет собой приподнятую над поверхностью океана часть Срединно-Атлантического хребта, осевая рифтовая зона которого является дивергентной зоной, где происходит наращивание океанского дна, его спрединг.

Вертикальные дайки ориентированы перпендикулярно оси минимальных сжимающих напряжений.

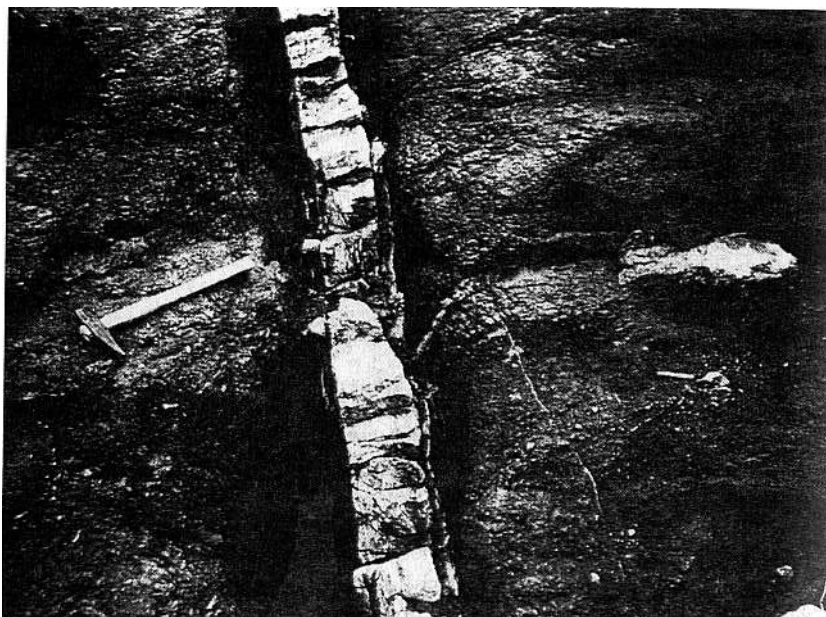


Рис. 15.2.5. Дайка

Иными словами, они ориентированы по простиранию рифтовой зоны. Многократное внедрение даек приводит к увеличению ширины зоны на суммарную мощность даек. Магма, внедряясь снизу в толщу пород, действует на них как гидравлический клин, раздвигая породы в стороны, причем распирающие напряжения быстро уменьшаются к вершине клина, как показал М.Г. Ломизе. Следует отметить, что на глубинах более 3 км возникновение зияющих трещин, вследствие большого литостатического давления затруднено и поэтому только гидроразрыв способен обеспечить внедрение даек (рис. 15.2.6).

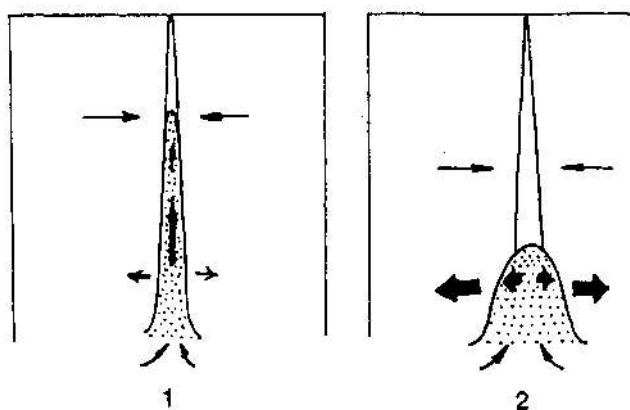


Рис. 15.2.6. Действие магморазрыва при внедрении дайки: 1 – малая вязкость магмы, 2 – большая вязкость магмы. Давление магмы превышает минимальное сжимающее напряжение всего в 1,2 раза. Чем вязкость магмы больше, тем дайка толще

Дайки могут быть одиночными либо группироваться в кольцевые или радиальные рои параллельных даек. Радиальные и кольцевые дайки часто приурочены к интрузивным телам и вулканам, когда сказывается распирающее давление магмы на вмещающие породы и последние растрескиваются с образованием кольцевых и радиальных трещин. Кольцевые дайки могут быть не только вертикальными, но и коническими, как бы сходящимися к магматическому резервуару на глубине. Комплексы параллельных даек развиты в современных срединно-океанских хребтах, в зонах спрединга, т.е. там, где активно происходит тектоническое растяжение земной коры. От даек следует отличать *магматические жилы*, имеющие неправильную, ветвистую форму и гораздо меньшие размеры.

Широким распространением пользуются *штоки* (schtoch - палка, нем.) - столбообразные интрузивы изометричной формы с крутыми контактами, площадью менее 100-150 км<sup>2</sup>.

Существуют и другие менее распространенные формы интрузивных тел. *Факолит* (факос.- чечевица, греч.) - линзовидные тела, располагающиеся в сводах антиклинальных складок, согласно с вмещающими породами. *Гарполит* (гарпос - серп, греч.) - серпообразный интрузив, по существу, разновидность факолита. *Хонолит* - интрузив неправильной формы, образовавшийся в наиболее ослабленной зоне вмещающих пород, как бы заполняющий «пустоты» в толще. *Бисмалит* - грибообразный интрузив, похожий на лакколит, но осложненный цилиндрическим горстообразным поднятием, как бы штампом в центральной части. Все эти интрузивы, как правило, малоглубинные и развиты в складчатых областях.

Крупные гранитные интрузивы значительной мощности и площадью во многие сотни и тысячи км<sup>2</sup> называются *батолитами*. Наблюдая за крутыми, несогласными с вмещающими породами контактами раньше думали, что подобные гигантские интрузивы «уходят» далеко в глубину и не имеют «дна». Однако впоследствии было доказано, что батолиты обладают вертикальной мощностью в первые километры и отнюдь не «бездонны». От батолитов, обладающих неправильной формой, часто отходят *апофизы* - более мелкие ветвящиеся интрузивы, использующие ослабленные зоны в раме батолита. Крупнейшие батолиты известны в Андах Южной Америки, где они непрерывно прослеживаются более чем на 1000 км, имея ширину около 100 км; в Северо-Американских Кордильерах длина батолита превышает 2000 км. Батолиты - это абиссальные интрузивы, как и многие штоки, в то время как дайки являются приповерхностными или малоглубинными образованиями.

Действительно, куда же девались колоссальные по объему толщи пород, на месте которых возник гранитный батолит площадью в тысячи км<sup>2</sup>. Если это небольшая дайка, жила, силл, проблема решается проще, т.к. наблюдается раздвигание пород в обстановке тектонического растяжения. Для крупных интрузивных массивов, особенно гранитного состава, идея о раздвиге вмещающих пород силой напора магмы не проходит, т.к. в этом случае должны были бы наблюдаться мощные, шириной во многие км, зоны сильно дислоцированных пород, а этого не происходит. Когда речь идет о внедрении в более высокие горизонты земной коры магматического расплава, то в его продвижении вверх играют роль разные силы и процессы, но, по-видимому, одними из важнейших являются тектонические обстановки и структура вмещающих пород. Вполне естественно, что магма движется туда, где давление меньше, т.е. в зоны, тектонически ослабленные, возникающие при образовании разрывов, в сводовых частях антиклинальных складок, в смыкающем крыле флексур, в краевых зонах прогибов, синеклиз, впадин и т.д. Именно в таких структурах, находящихся в обстановке тектонического растяжения, и формируются интрузивы. Характерны в этом отношении силлы мощностью в сотни метров, внедряющиеся в слоистые породы, подобно ножу в книжные листы, и раздвигающие пласты, практически не деформируя их. Образование таких многоэтажных пластовых интрузивов возможно только в случае общего растяжения слоистой толщи пород.

Важную роль играет и гидростатическое давление магмы, ее напор и расклинивающее воздействие, как например, в случае даек. Под воздействием напора магмы приподнимаются и деформируются пласты горных пород. Сильное смятие пластов вмещающих толщ хорошо наблюдается в экзоконтактных зонах интрузивных тел. Таким образом, активное, или «силовое», воздействие магмы на вмещающие породы несомненно имеет место.

Существенными являются процессы ассимиляции, когда агрессивная магма как бы «усваивает» часть пород из рамы интрузива, сама изменяясь при этом с образованием гибридных пород. Однако все эти явления для объяснения проблемы пространства огромных батолитов, сложенных «нормальными», преимущественно биотитовыми гранитами, имеют явно ограниченное значение. Главную роль в этом случае играют процессы магматического замещения, когда вмещающие породы преобразуются под воздействием потоков трансмагматических растворов. При воздействии последних осуществляются вынос химических компонентов, избыточных по отношению к эвтектике, и усвоение компонентов, стоящих близко к эвтектическому составу гранитной магмы. При таком процессе вмещающие породы перерабатываются на месте, что решает проблему пространства батолитов. Граниты, залегающие на месте генерации магмы,



называются *автохтонными*, а граниты, связанные с перемещением магмы, - *аллохтонными*. Формирование аллохтонных гранитов зависит от состава вмещающих пород и происходит в несколько фаз внедрения. При этом ранние внедрения характеризуются более основным составом.

Внутреннее строение интрузивов устанавливается по форме их контактов и по ориентированным первичным текстурам, возникающим в магматическом теле еще тогда, когда оно находилось в жидком состоянии, связанных с ориентировкой минералов, струй магмы различного состава и вязкости, направленной кристаллизации и т.д. Как правило, они параллельны экзоконтактам. При остывании магматических интрузивных тел возникают трещины, которые располагаются вполне закономерно по отношению к первичным текстурам течения. Изучая эти трещины, удается восстановить первичную структуру интрузива, даже если не видно его контактовых зон.

### **15.3. Вулканизм.**

Если жидкий магматический расплав достигает земной поверхности, происходит его извержение, характер которого определяется составом расплава, его температурой, давлением, концентрацией летучих компонентов и другими параметрами. Одной из самых важных причин извержений магмы является ее *дегазация*. Именно газы, заключенные в расплаве, служат тем «движителем», который вызывает извержение. В зависимости от количества газов, их состава и температуры они могут выделяться из магмы относительно спокойно, тогда происходит излияние, *эффузия* лавовых потоков. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырьками, вызывающими мощное взрывное извержение - *эксплозию*. Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит *экструзия* магмы.

Таким образом, способ и скорость отделения летучих определяют три главные формы извержений: эффузивное, эксплозивное и экструзивное. Вулканические продукты при извержениях бывают жидкими, твердыми и газообразными.

### **15.4. Продукты извержения вулканов.**

*Газообразные продукты или летучие*, как было показано выше, играют решающую роль при вулканических извержениях и состав их весьма сложен и изучен далеко не полностью из-за трудностей с определением состава газовой фазы в магме, находящейся глубоко под поверхностью Земли. По данным прямых измерений, в различных действующих вулканах среди летучих содержится водяной пар, диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ ), оксид углерода (CO), азот ( $\text{N}_2$ ), диоксид серы ( $\text{SO}_2$ ), триоксид серы ( $\text{SO}_3$ ), газообразная сера (S), водород ( $\text{H}_2$ ), аммиак ( $\text{NH}_3$ ), хлористый водород (HCL), фтористый водород

(HF), сероводород (H<sub>2</sub>S), метан (CH<sub>4</sub>), борная кислота (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>), хлор (Cl), аргон и другие, но преобладают H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>. Присутствуют хлориды щелочных металлов, а также железа и меди. Состав газов и их концентрация очень сильно меняются в пределах одного вулкана от места к месту и во времени. Зависят они и от температуры и в самом общем виде от степени дегазации мантии и от типа земной коры. По данным японских ученых, зависимость состава вулканических газов от температуры выглядит следующим образом.

<i>Температура, °С</i>	<i>Состав газов (без воды)</i>
1200-800	HCl, CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O, H <sub>2</sub> S, SO
800-100	HCl, SO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> , HCl
100 -60	H <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S
60	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S

Данные таблицы показывают, что наиболее высокотемпературные газы являются скорее всего *ювенильными*, т.е. первичными магматическими эманациями, тогда как при более низких температурах они явно смешиваются с атмосферным воздухом и водой, которая проникает в вулканические каналы по многочисленным трещинам. Такая атмосферная вода называется *вадозной* (вадозус - неглубокий, лат.). Ниже +100°С пары воды превращаются в жидкость, которая реагирует с малорастворимыми соединениями типа HCl, образуя агрессивные кислоты. В газах Ключевского вулкана на Камчатке при 800-300°С преобладали H<sub>2</sub>, HF, CO, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>; при 200-150°С - H<sub>2</sub>, HCl, CO, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>; при 100-50°С - CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>; при 81-50°С - CO<sub>2</sub>. Газы континентальных вулканов отличаются от газов вулканов, расположенных на островах в океанах.

Состав газов очень изменчив, не только в разных типах вулканов, но даже и в пределах одного вулкана, что хорошо показал известный французский вулканолог Г.Тазиев, на примере газовых эманаций вулкана Стромболи в Липарских островах у северного побережья Сицилии. Содержание и состав газов непрерывно изменялись при опробовании через каждые две минуты. Как уже говорилось, вулканические газы - это главный движитель извержений. Характер выделения газов зависит от состава и вязкости магмы, а скорость отделения газов от расплава определяет тип извержений.

#### Жидкие вулканические продукты.

Магма, поднимаясь вверх по каналу и, достигнув поверхности Земли, изливается в виде *лавы* (лаваре - мыть, стирать, лат.), отличающейся от магмы тем, что она уже потеряла значительное количество газов. Термин лава вошел в геологическую литературу после того, как он стал использоваться для излившейся магмы Везувия.

Главные свойства лавы - химический состав, температура, содержание летучих, вязкость - определяют характер эффузивных извержений, форму, структуру поверхности

и протяженность лавовых потоков. Если вязкость у лав низкая, то они могут растекаться, покрывая большие пространства и далеко уходя от центра излияния. Высокая вязкость, наоборот, вынуждает лавы нагромождаться недалеко от места извержения, а кроме того, они текут гораздо медленнее, чем маловязкие лавы.

Химический состав лав изменяется от кислых, содержащих больше 63% SiO<sub>2</sub> и до ультраосновной, SiO<sub>2</sub> меньше 45%. Все остальные лавы имеют промежуточное содержание оксида кремния.

Кислые лавы (SiO<sub>2</sub> > 65%) представлены риолитом, состоящим из кварца, кислых плагиоклазов, биотита, амфибола и ромбического пироксена. Основная масса представлена вулканическим стеклом. Характерна флюидальная текстура. К кислым лавам относятся и дациты с несколько меньшим содержанием SiO<sub>2</sub>.

К средним лавам ( SiO<sub>2</sub> -65-53%) относятся широко распространенные андезиты (от гор в Южной Америке Анд), содержащие кварц, плагиоклазы, биотит, реже роговую обманку.

Наибольшим распространением пользуются основные лавы - базальты ( SiO<sub>2</sub> 53-45%), породы темного цвета, часто черные, с вкрапленниками основного плагиоклаза, оливина и пироксена (ромбического и моноклинного). Быстрое остывание лавы приводит к появлению зональных минералов вкрапленников.

Ультраосновные лавы (SiO<sub>2</sub> <45%) - коматиты (от р.Комати в Ю.Африке) сейчас не встречаются , но были широко распространены в докембрии. Вкрапленники представлены оливином и редко клинопироксеном.

Температура лав может быть измерена непосредственно при извержении специальными приборами, пирометрами, а также путем экспериментов в лабораторных условиях. Температура извергающихся лав, в целом, более высокая у базальтов постепенно снижается к риолитам:

Базальты	1000-1200°
Андезиты	950-1200°
Дациты	800-1100°
Риолиты	700- 900°

Конечно, эти значения могут изменяться в некоторых пределах. Непосредственные измерения показывают, что базальты вулкана Килауэа, Гавайские острова во время извержений 1952-63 гг. имели температуру от 1050 до 1190°С (по Мак Дональду,1972); базальтовые лавы вулкана Этна (1970-75 гг.) - от 1050 до 1125°С; андезиты вулкана Парикутин (1944) в Мексике - 943-1957°С; дациты вулкана Св.Елены в Каскадных горах

США (1980) - 850°C (по Дж.Фридману,1981). Базальтовые лавы, остывая, сохраняют способность к течению при температурах 700 и даже 600°C, т.к. их вязкость снижается постепенно. В тоже время кислые лавы, температура которых при появлении из подводящего канала около 700-900°C, с уменьшением температуры очень сильно, во много раз, увеличивают вязкость и теряют способность к движению.

Характер цвета лавы отражает ее температуру, на чем, собственно и основано действие пирометра, в котором накал нити, регулируемы электрической батареей, должен достичь цвета лавы, после чего температура вычисляется по специально градуированной шкале.

Начало красного свечения	~ 540°C
Темно-красное свечение	~ 650° С
Светло-красное свечение	~ 870°C
Желтоватое свечение	~1100° С
Начало белого свечения	~1200° С
Белое свечение	~1480° С

Изменение температуры с помощью этих признаков, можно хорошо наблюдать, например, по кинофильмам, иллюстрирующим извержения базальтовых вулканов на Гавайских островах. Цвет лавы очень быстро изменяется от ярко-желтого до темно-красного, а на поверхности потока остывшая черная корочка, толщиной в 20 см вполне выдерживает вес человека. Но под верхней, остывшей коркой, имеющей очень низкую теплопроводность, лава еще длительное время остается горячей. Некоторые лавовые потоки даже через 30-50 лет сохраняют высокую температуру, явно выше 100°C.

Плотность лав зависит от состава и флюидной динамики потока, но в целом она выше у базальтов - 2,8-2,6 г/см<sup>3</sup>, меньше у андезитов - 2,5 г/см<sup>3</sup> и еще меньше у риолитов - 2,2-2,1 г/см<sup>3</sup>, при этом плотность уменьшается с увеличением температуры. Например, для базальтов с температурой 900°C -  $\rho=2,8$  г/см<sup>3</sup>, а при 1300° -  $\rho=2,7-2,6$  г/см<sup>3</sup>

Вязкость лав - важная характеристика, определяющая подвижность лавовых потоков, их мощность и морфологию. Вязкость лав контролируется давлением, температурой, химическим составом, содержанием летучих, в частности, растворенной воды, количеством газовых пузырьков и содержанием кристаллов - вкрапленников. Все эти факторы действуют одновременно и поэтому вклад каждого из них оценивается с трудом. Чем ниже температура, тем выше вязкость. Увеличение содержания летучих приводит к ощутимому снижению вязкости лав. Чем более кислая лавы, тем ее вязкость выше. Количество вкрапленников в лаве влияет на ее вязкость при постепенном

увеличении их количества сначала незначительно, но, затем, после порога в ~60% возрастает почти мгновенно.

Содержание газовых пузырьков в целом пропорционально уменьшению вязкости лавы, однако в кислых лавах, обычно высоковязких, влияние пузырьков может быть противоположным, т.к. они не могут свободно перемещаться в расплаве и так с высокой вязкостью. Движение лавовых потоков, как правило, *ламинарное* и, реже, *турбулентное*, что создает хорошо различимую флюидальную текстуру в породах.

Строение лавовых потоков, как в плане, так и в разрезе сильно зависит от их химического состава и других факторов, рассмотренных выше.

Базальтовые лавовые потоки, как правило, имеют небольшую, в первые метры мощность, и распространяются на многие десятки км, например, на Гавайских островах до 60 км. Миоценовые базальтовые лавовые потоки в долине р. Колумбии на западе США имеют длину до 160 км при максимальной мощности потока до 45 м.

Поверхность базальтовых лавовых потоков формируется за счет быстрого остывания тонкой корочки и пока она еще не потеряла пластичность, происходит ее волочение и сморщивание, наподобие пенки у остывшего киселя. Газовые пузырьки, поднимающиеся сквозь поток, скапливаются под этой корочкой и могут ее даже приподнимать над еще не остывшей лавой. Такая поверхность, напоминающая лежащие канаты называется *пахоэхоэ* («волнистая», гавайский термин) (рис. 15.4.1). Эти «канаты» всегда направлены выпуклостью по направлению движения потока.



Рис. 15.4.1. Лавы канатные (пахоэхоэ)

Так как с поверхности и с боков потока лава остывает быстрее, а в центре еще продолжается движение поступающих новых порций расплава, то в потоке образуется труба, потому, что последние порции жидкой лавы ушли в головную часть потока.

Поверхность пахоэхое осложняется вторичными структурными формами – «пальцами», холмами, грядами, куполами выдавливания, за счет прорыва затвердевшей корки еще жидкой лавы при повышении гидростатического давления. Это же давление ответственно за формирование конусов разбрызгивания - *горнитосов*, сложенных остывшими брызгами лавы, вырвавшейся под давлением через треснувшую корку.

Другой тип поверхности базальтовых потоков называется *аа-лавой* и представлен остроугольными обломками лав с многочисленными шипами, отходящими во все стороны от обломков и образующимися при растягивании еще вязкой корки потока, которая неоднократно дробится и вновь возникает. Так формируется поверхность аа-лавы, мощностью в первые метры (рис. 15.4.2).



Рис. 15.4.2. Лава «аа» у Тонгариро (Новая Зеландия) (С.А.Соттон, 1952)

В этих двух видах потоков скорость движения нижних горизонтов меньше, чем верхних, поэтому фронтальная часть потока со временем становится круче и с его верхней части скатываются глыбы и целые блоки, образующие осыпь у подножья фронтального уступа, на который постепенно «наезжают», как гусеница у танка, новые порции потока. Так, в основании потока формируется прослой лавобрекчии, т.е. обломки лавы, лавой же сцементированные, а его верхнюю часть слагают аа-лавы. Иногда на поверхности аа-лав встречаются шаровидные глыбы - аккреционные лавовые шары, диаметром в 2-3 м, образовавшиеся в результате налипания на глыбу еще вязких кусков лавы, когда глыба перекачивается в верхней части потока.

Глыбовая лава, отличается от аа-лавы только отсутствием шипов на остроугольных обломках и более гладкой поверхностью, иногда почти зеркальной. Классические глыбовые лавы наблюдаются в голоценовых, самых молодых дацитовых потоках

Эльбруса, например вдоль канатной дороги от поляны Азау до верхней станции Мир. Глыбовые лавы имеют большую вязкость, чем аа-лавы, поэтому они чаще встречаются в андезитовых,

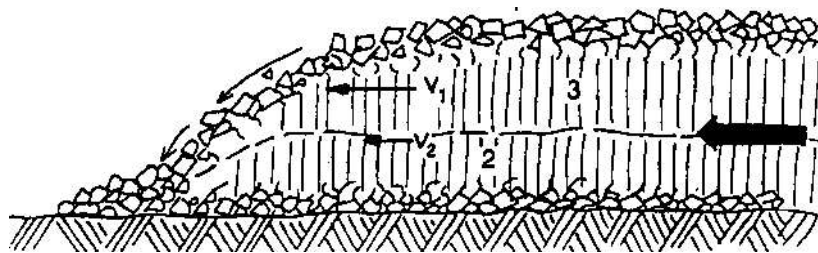


Рис. 15.4.3. Строение лавового потока среднего состава в продольном разрезе. Черная стрелка – направление движения лавового потока. Тонкие стрелки – обвал глыб с фронта потока. 1 – верхняя лавобрекчия – «аа» лавы, 2 – нижняя лавобрекчия, 3 – столбчатая отдельность, 4 – субстрат

дацитовых и риолитовых лавах. Внутренние части этих потоков нередко обладают слоистой текстурой, связанной с взаимным скольжением слоев разной вязкости. Если фронтальная часть потока уже застыла, а лава продолжает поступать, то слои начинают изгибаться вверх, образуя тонкопластинчатую отдельность.

В плане и в разрезе лавовые потоки характеризуются наличием бортов или бортовых гряд, обычно возвышающихся над центральной частью потока (рис.15.4.4). Эти гряды возникают из-за более быстрого и раннего охлаждения лавы, последующие порции которой движутся как бы уже в твердых лавовых «берегах». На поверхности потока между боковыми грядами возникают напорные валы, обращенные выпуклостью по движению потока, причем их высота увеличивается к фронту потока. Если лава очень жидкая, то потоки имеют уплощенную форму, хотя бортики и напорные валы сохраняются.

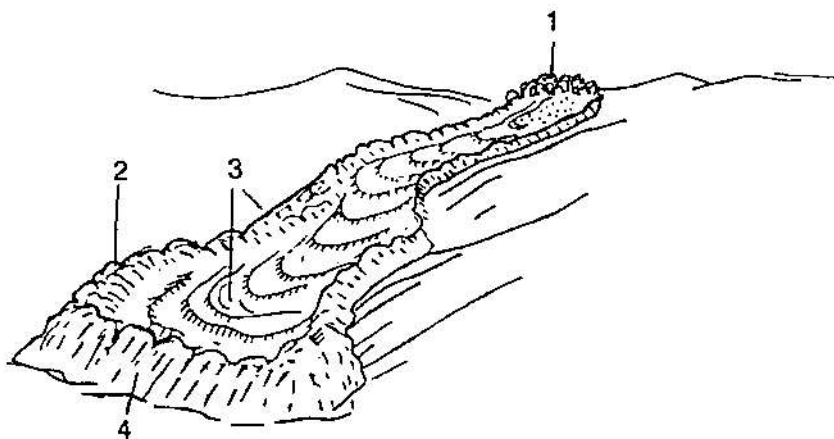


Рис. 15.4.4. Андезитовый голоценовый лавовый поток на Кельском плато (Большой Кавказ): 1 – моногенный лавовый купол, 2 – борт потока, застывший раньше других его частей, 3 – напорные валы на поверхности потока, 4 – фронт потока

валы на поверхности потока, 4 – фронт потока

Многим известна т.н. столбчатая отдельность, прекрасные примеры которой есть в многих местах: на Военно-Грузинской дороге, в базальтах верхнего плейстоцена Гудаурского потока; на южном склоне Эльбруса в среднеплейстоценовых дацитах; на о-ве Малл в Шотландии, где находится знаменитая «мостовая гигантов» и т.д. (рис. 15.4.5) Столбчатая отдельность образуется благодаря трещинам, возникающим в остывающем лавовом потоке. Возникает несколько вопросов: какой формы чаще всего бывают столбы; как они образуются в плоскости потока и в его разрезе, мгновенно или постепенно; как они (столбы) ориентированы по отношению к холодному субстрату.

Столбы есть не что иное, как часть вулканической породы, но уже не лавы, ограниченной поверхностями трещин. Столбчатая отдельность лучше всего выражена в однородных базальтовых потоках в т.н. флуд-базальтах, но встречается в андезитах, дацитах и риолитах. Идеальная форма для столба в поперечном разрезе - это шестигранник, однако чаще встречаются четырех- и пятигранники. В разрезе лавового потока столбчатая отдельность занимает все внутреннее пространство от верхней глыбовой корки до лавобрекчии в основании потока, располагаясь по отношению к ним, а, соответственно, и к субстрату - перпендикулярно. Всегда в столбчатой отдельности можно увидеть неровную линию, находящуюся примерно в 1/3 расстояния от кровли до подошвы, но ближе к последней. Вдоль этой линии ( в разрезе) и поверхности ( в плане) происходит как бы смыкание столбов, что обусловлено процессом их роста. На каждом столбе в той или иной степени различимы поперечные трещины, либо выступы, неровности и др. формы, разделяющие столб как бы на ряд шашек из которых он и сложен.

Во многих потоках можно наблюдать наклонные, изогнутые и даже закрученные вокруг своей оси столбы.

Когда лавовый поток останавливается и начинает остывать, то быстрее всего он охлаждается сверху и медленнее снизу. Охлаждение захватывает некоторую внешнюю зону и в ней возникают термонапряжения в силу уменьшения объема пород, образовавшихся из лавы. Но, т.к. они связаны с неподвижным субстратом, то в породе возникают растягивающие напряжения и если они превысят прочность породы, то она растрескается, но не беспорядочно, а по определенным направлениям. Они возникают вследствие «выживания» только определенных центров охлаждения из многих, возникших первоначально в одном слое охлаждения. К этому центру и происходит как бы стягивание материала, а перпендикулярно этим линиям образуются плоскости трещин отрыва. Однако, они проникают только на такую глубину, на которой термонапряжения превысили прочность остывшей породы. Этот интервал глубины и выражен на столбах поперечными структурами - «следами зубила» (chisel marks - англ.). Следовательно,



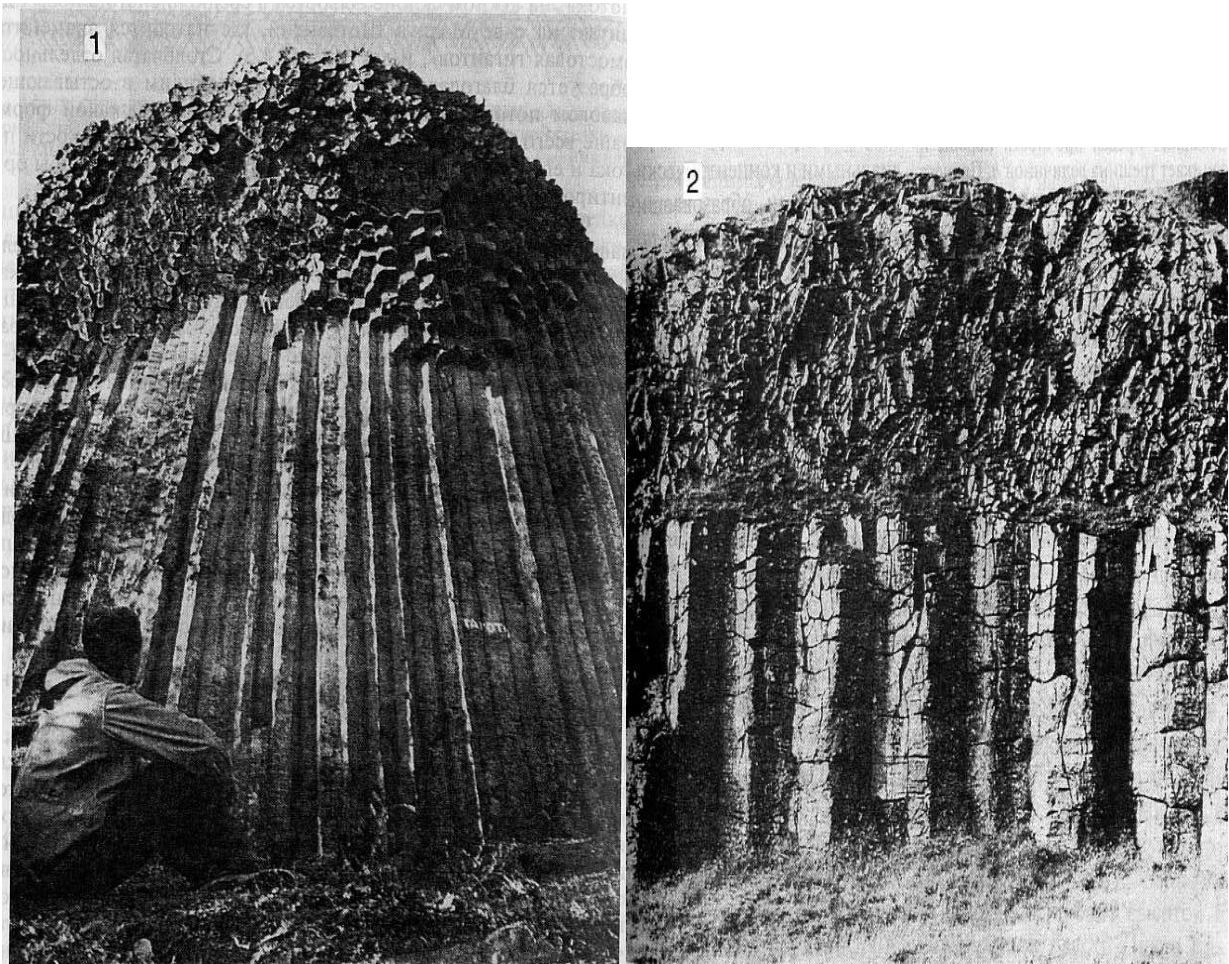


Рис. 15.4.5. Столбчатая отдельность: 1 - в базальтах Исландии (фото Т.М.Гептнер), 2 – в базальтах Словакии

отдельность формируется как прерывистый процесс, причем столбы “растут” как сверху вниз, так и снизу вверх, но т.к. охлаждение сверху сильнее, то и столбы растут быстрее. Где-то столбы, растущие снизу и сверху встретятся и тогда возникнет неровная поверхность их встречи. Плоскость трещины всегда перпендикулярна поверхности охлаждения, т.е. субстрату, что позволяет реконструировать древний рельеф, на который изливались лавы (рис.15.4.6). Точно также возникает и столбчатая отдельность в интрузивных субвулканических телах.

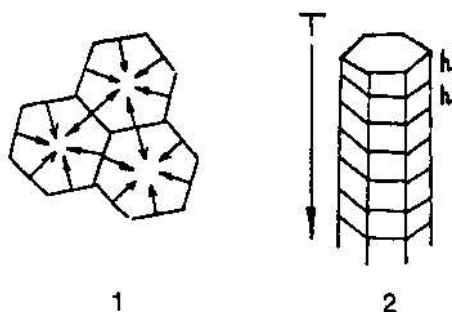


Рис. 15.4.6. Образование столбчатой отдельности: 1 – план. Сначала «выживают» центры охлаждения и к ним направлено сжатие; 2 – разрез. По мере падения температуры  $T$  термонапряжения превышает предел прочности породы и возникает трещина величиной  $h$ . Процесс продолжается непрерывно, но скачками

Если лавовый поток изливается в море, озеро или на льды, его поверхность очень быстро охлаждаясь, превращается в вулканическое стекло, которое растрескиваясь в воде, образует массу пластинчатых осколков стекла. Подобные породы называются *гиалокластитами* и в наше время широко развиты в Исландии, где извержения часто происходят в условиях ледников. Необходимо подчеркнуть, что стекловатые пластинчатые кусочки в гиалокластитах отличаются от пепловых частиц более простой формой.

В глубоководных океанических рифтовых зонах, где гидростатическое давление препятствует эксплозивным извержениям, из трещин происходит выдавливание базальтовой лавы, как зубной пасты из тюбика. Как только порция лавы в виде капли попадает в воду, поверхность лавы мгновенно охлаждается и превращается в стекловатую корочку, в то время как центральная часть образовавшейся лепешки еще расплавлена. Эта капля или, скорее «подушка», уплощается, т.к. она еще пластична, а на нее перемещается новая порция «подушек» и так возникает толща, называемая *пиллоу* или *подушечными лавами* (*pillow* - подушка, англ.) (рис. 15.4.7).



Рис. 15.4.7. Образование пиллоу лав. Из лавовой «кишки» выдавливаются новые порции лавы и тут же покрываются стекловатой корочкой

В разрезе остывших «подушек» хорошо видна раскристаллизованная внутренняя часть и стекловатая корочка, а сама «подушка» нередко нарушена радиальными и концентрическими трещинами, образовавшимися в результате сокращения объема при остывании. Нижняя поверхность у подушек уплощена, а верхняя выпуклая. Это позволяет в древних толщах уверенно определять кровлю и подошву пластов, сложенных пиллоу-лавами (рис. 15.4.8).

Очень часто подушки напоминают толстые сардельки, как бы выходящие одна из другой. Это происходит вследствие того, что выдавившись из трещины и немедленно покрывшись корочкой порция лавы испытывает давление со стороны новой порции

вытекающей лавы, которая прорывает тонкую корку и образует очередную «сардельку», пока ее корку также не прорвет очередная порция лавы (рис.15.4.8 ). Пиллоу-лавы нередко ассоциируются гиалокластитам. Промежутки между лавовыми подушками заполняются кусочками корки стекловатой или осадками

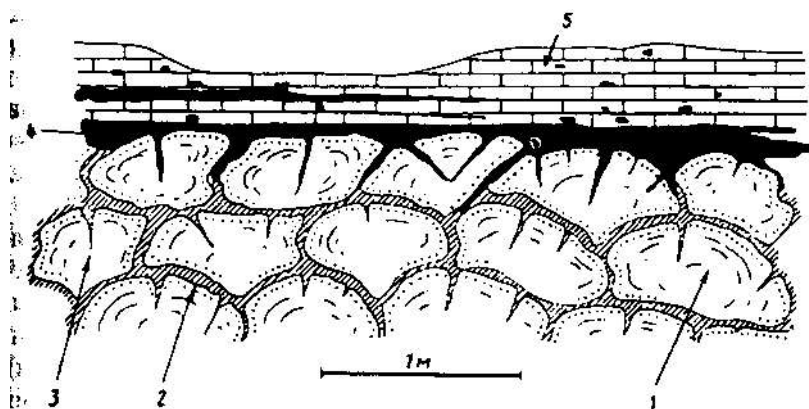


Рис. 15.4.8. Подушечные лавы базальтов и связанные с ними пелагические отложения (по Р.Грацианской): 1 - сфероид подушечной лавы с периферической вариолитовой зоной, 2 – гиалокластит, 3 – трещины в сфероиде, выполненные гиалокластитом, 4 – радиоляриевые кремнистые сланцы, 5 – карбонатно-кремнистые отложения с обломками базальтов, подушечные лавы 2-й слой океанской коры, пелагические отложения – 1-й слой

Т.к. базальтовые пиллоу-лавы образуются в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, впоследствии они входят в состав 2-го слоя океанической коры и в этом смысле крайне важны для геологических реконструкций, как порода-индикатор определенной глубоководной обстановки.

Более кислые и более вязкие, лавы андезитов, дацитов и риолитов, образуют, в отличие от базальтовых, короткие потоки, обладающие всеми признаками, описанными выше - бортами, напорными валами, крутым и высоким фронтом и, как правило, глыбовой поверхностью.

Если лава почти не способна к течению ввиду высокой вязкости, то выдавливаясь из жерла она образует *экструзивные купола* (extrusio - выдавливать, лат.). Иногда они растут за счет поступления новых порций лавы, нагромождающихся одна на другую; в других случаях напор лавы приподнимает уже застывшую первую порцию расплава.

Вулканические экструзивные купола достигают в высоту сотен метров, например, знаменитый купол Лассен-Пик в Калифорнии, в Каскадных горах США имеет высоту в 600 м. Очень характерны риолитовые, в том числе обсидиановые купола в Армении, в Мексике и в других местах. Для кислых лав экструзивных куполов типична тонкая флюидальность, как следствие ламинарного вязкого течения расплава. По периферии

растущих куполов всегда образуются шлейфы мощных осыпей. Если экструзивный купол формируется в воде, то он окружен шлейфом гиалокластитов.

#### Твердые продукты эксплозивных извержений.

Помимо жидких продуктов - лав, при извержении вулканов, особенно экпловзивных, выбрасывается огромное количество твердого обломочного материала - *тефры*, как назвал его когда-то Аристотель. Сюда же включаются выбросы жидкой лавы, в процессе полета быстро остывающей и падающей на склоны вулкана уже твердой.

Классификация тефры может основываться на различных признаках, в частности на размерах обломков. Наиболее крупными из них являются *вулканические бомбы* (более 7 см в диаметре). Выбрасываясь из жерла вулкана фрагменты разорванной газами магмы, обладая пластичностью, изменяют свою форму. Вращаясь в воздухе они приобретают *веретенообразную* форму, причем наветренная сторона бомбы отличается от противоположной (рис.15.4.9). Жидкая лава дает струи, которые превращаются в *ленточные* или *цилиндрические бомбы*. Отдельные куски лавы, разорвавшись в воздухе, образуют *сферические бомбы*. Ряд бомб, сформировавшись, вновь падают в расплав, тогда формируются *бомбы обволакивания*. Если бомба падает, еще не полностью остыв, она сплющивается, называясь бомбой типа *коровьей лепешки*. Ряд бомб, остыв в полете с поверхности еще выделяют газы из внутренних частей, которые разрывают уже почти твердую поверхность и называются *бомбами типа хлебной корки*.

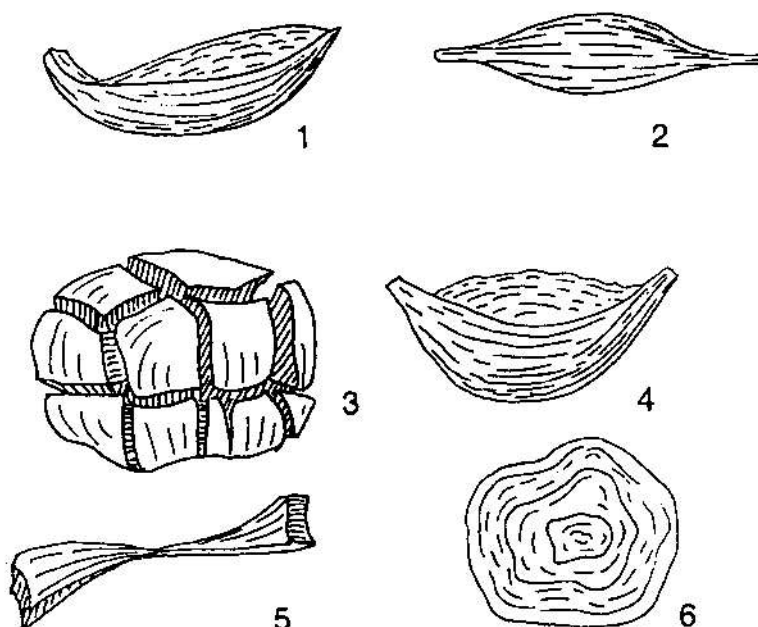


Рис. 15.4.9. Типы вулканических бомб: 1 – веретеновидная, односторонняя, 2 – веретеновидная; 3 – типа хлебной корки, 4 – двухполюсная веретенообразная, 5 – ленточная, 6 – типа «коровьей лепешки»

При взрывах выбрасываются не только фрагменты и хлопья лавы, но и куски и глыбы ранее затвердевших пород, в том числе и субстрата, захватываемых со стенок жерла. Тогда образуются бомбы типа *глыб*, с неправильными гранями и более мелкие обломки, называемые *лапилли* (лапиллус - маленький камень, лат.).

Если лава фонтанирует, особенно во время извержения жидких базальтов, то образуются быстро застывающие капли, называемые *слезы Пеле* (богиня Гавайских вулканов), а если лава разбивается на тонкие стекловатые нити - они получают название *волос Пеле*.

Любое скопление глыб или лапиллей называется *агломератом*. Когда обломки лавы цементируются такой же лавой, получается порода, называемая *лавобрекчийей*.

Самые мелкие обломки тефры, размером меньше 2-1 мм - называются *вулканическим пеплом*. Пепел состоит из мельчайших частиц вулканического стекла, напоминающих по виду колбочки, рогульки, треугольники, полумесяцы. Все они представляют собой остатки перегородок между пузырьками газа, выделившихся со взрывом из магмы при извержении. Частицы могут представлять собой обломки кристаллов и ранее сформировавшихся пород. Основные порции пепла выпадают вблизи вулканов, но иногда, будучи поднятыми высоко в стратосферу, ветром переносятся на огромные расстояния. Например, в 1912 г. при взрывах вулкана Катмай, на Аляске, пепел выпадал в Калифорнии, на расстоянии почти в 4000 км. Извержение вулкана Гекла в 1997 г. в Исландии, дало пепел, выпавший в Шотландии и Финляндии, а граница пеплового облака вулкана Квизапу в Южном Чили, проходила севернее г. Рио-де-Жанейро, т.е. в 3500 км от вулкана. Т.к. пеплы выпадают на обширных площадях, то пепловые слои служат хорошими корреляционными реперами при сопоставлении удаленных друг от друга разрезов. Метод корреляции по пепловым горизонтам называется *тефростратиграфией*.

Эксплозивные извержения, как уже говорилось, сопровождаются выбросами огромного количества пирокластического материала, т.е. горячего обломочного материала, состоящего не только из пепла, но и обломков кристаллов и ранее застывшей лавы. Такой рыхлый материал называется *тефрой*. Когда он литифицируется, т.е. превратится в плотную породу, то получит название вулканического *туфа*. Он может состоять из обломков вулканического стекла (витрокластический туф), осколков минералов – вкрапленников (кристаллокластический) или обломков пород (литокластический). Чаще всего туфы состоят из всех перечисленных выше разновидностей.

Существует очень интересный и необычный тип вулканогенных образований, сочетающий в себе признаки как лав, так и туфов. Они обладают почти исключительно

кислым - риолитовым или дацитовым составом и порой покрывают площади во многие тысячи км<sup>2</sup>. По отношению к подстилающему рельефу они ведут себя как жидкие лавы, затопляя все понижения и нивелируя рельеф, образуя обширные плато. В вертикальных разрезах часто наблюдается грубая столбчатая отдельность. В основании разреза нередко располагается горизонт черных стекловатых пород или рыхлых пемз. В самих породах наиболее характерным структурным признаком являются линзовидные в разрезе и изометричные в плане стекловатые обособления, размером в первые см. Эти породы лишены лавобрекчий как в кровле, так и в подошве.

Под микроскопом они имеют вид туфов и состоят из раздробленных вкрапленников минералов и пепловых стекловатых частиц, нередко тесно соприкасающихся между собой и как бы сваренных или спекшихся. Эти кислые породы получили название *игнимбритов* (игнис - огонь, имбер - ливень, лат.) и сформировались они из *пепловых потоков* (рис. 15.4.10).

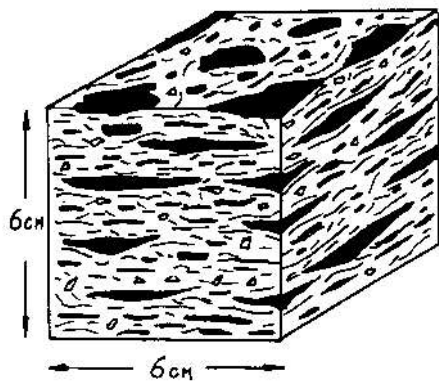


Рис. 15.4.10. Образец игнимбрита. Обращают на себя внимание фьямме черного стекла и туфовая природа основной массы

Последние возникают в случае особого типа извержений, когда газ, насыщающий кислую магму, на некотором уровне от поверхности в жерле подводящего канала начинает быстро отделяться от расплава, резко увеличиваясь в объеме. Наконец, наступает стадия взрыва и газ, вместе с разорванной на мельчайшие частички магмой, являющимися лишь перегородками между стремительно расширяющимися пузырьками, и обломками вкрапленников, вырывается на поверхность. Все частицы, пепловой размерности и капли расплава окружены раскаленной газовой оболочкой и поддерживаются во взвешенном состоянии давлением газа, по силе равным весу частиц или превышающим его. Такая высоконагретая масса, ввиду очень малого трения, ведет себя как жидкость и скатывается при малейшем уклоне рельефа от места извержения. Когда движение пеплового потока прекращается, масса оседает, газ улетучивается и еще высоконагретые пепловые частицы под собственным весом спекаются и свариваются, а в основании потока даже до обсидианоподобных пород. Потоки могут поступать

непрерывно один за другим или через какое-то время и тогда образуются мощные игнимбритовые толщи со столбчатой отдельностью. Дело осложняется тем, что подобные извержения на глазах человека не происходили, хотя примеры совсем молодых потоков известны.

Великолепные риолитовые игнимбриты, с возрастом около 2 млн. лет, залегающие в глубокой кальдере в верховьях р.Чегем на Северном Кавказе имеют мощность более 2 км, а пепловые потоки распространялись к северу почти на 100 км. Огромные поля риолитовых игнимбритов миоценового возраста известны в Провинции хребтов и бассейнов в штате Невада в США, в Новой Зеландии, в Андах Южной Америки и в других местах.

Существуют потоки риолитов и дацитов, выполняющих древние речные долины и стекающие со склонов, но обладающие всеми признаками пепловых потоков. Такие игнимбриты не являются результатом спекания пепловых частиц, а сформировались за счет неравномерной расслоенности или даже в результате ликвации кислых расплавов. Подобные породы позднечетвертичного возраста известны по западному склону Эльбруса на Кавказе, в Армении, в Кении (Восточная Африка), на Камчатке и в др. местах.

Среди вулканогенных образований нужно отметить вулканические грязевые потоки или *лахары* (индонезийский термин), отличающиеся отсутствием сортировки материала, огромными объемами в несколько км<sup>3</sup>. Лахары бывают холодными и горячими.

Во время извержений над вулканом часто идут дожди и вода, смешиваясь с горячей тефрой грязекаменным потоком устремляется вниз по склону. Под таким потоком в 79 г.н.э. был погребен г.Геркуланум, расположенный на берегу Неаполитанского залива у западного подножья Везувия. Гигантское поле древних грязекаменных вулканических потоков известно в Калифорнии в Сьерра-Неваде, где их объем оценивается в 8400 км<sup>3</sup> при площади в 31 тысячу км<sup>2</sup>.

### 15.5. Вулканические постройки

Вулканические постройки подразделяются на простые и сложные.

Простые или моногенные постройки представлены относительно небольшими вулканическими конусами разного генезиса, сформировавшиеся за одно или несколько извержений. Наиболее распространенные из них – это *шлаковые конуса*, на вершине которой находится *кратер* (чашевидное углубление, кратер – чаша, греч.) (рис. 15.5.0). Подобные вулканы образуются при выбросе обломков во время эксплозивных извержений и угол склона таких конусов чаще всего 30°, т.е. близок к углу естественного откоса сыпучих тел. Высота конусов достигает 500 м. Так, шлаковый конус вулкана Парикутин, в

Мексике, возникший в 1944 г., за год достиг высоты в 400 м. Шлаковые конусы могут быть «нанизаны» на одну магмоподводящую трещину, как, например, в 1975 г. на Камчатке при извержениях около вулкана Плоский Толбачик (рис. 15.5.01).



Рис. 15.5.1. Ключевская группа вулканов на Камчатке (В.А.Подтабачный). Хорошо видны побочные шлаковые конусы – результат эксплозивных извержений

Подобных конусов много на острове Гавайи. Иногда возникают *конусы разбрызгивания*, когда хлопья жидкой лавы шлепаются около жерла и постепенно образуют конусовидный небольшой вулкан. Существуют также *пепловые конусы*.

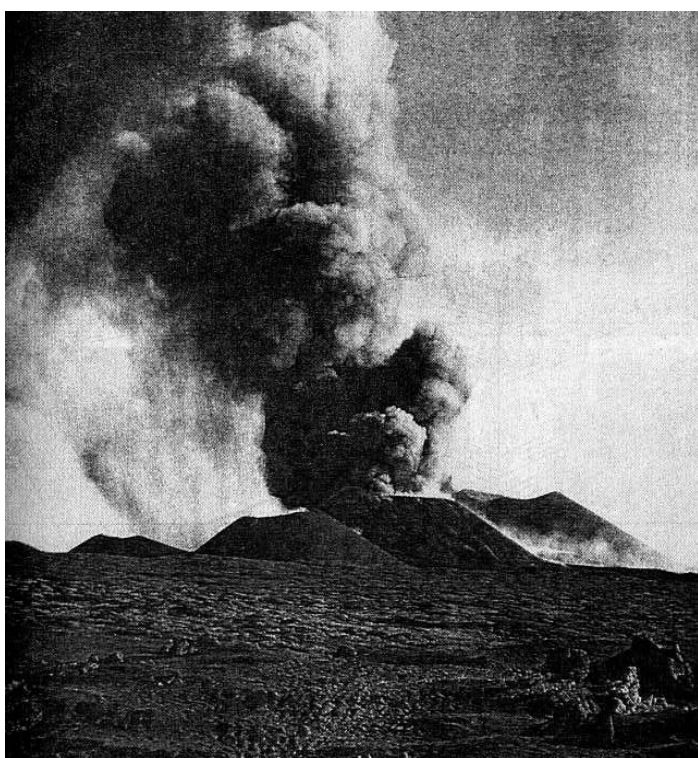


Рис. 15.5.2. Северный прорыв Толбачинского извержения на Камчатке в 19 .. (В.П.Подтабачный). Извержение происходит из второго шлакового конуса



Неоднократные извержения базальтовой жидкой лавы создают вокруг центра излияния пологий, но обширный *лавовый конус*, который может превратиться в *щитовой вулкан*, столь характерный для районов базальтовых излияний: в Исландии, в Каскадных горах США, на Гавайских островах.

Сложные полигенные вулканические постройки состоят из конусов, образованных потоками лавы и толщами тефры и называются *стратовулканами* (стратум – слой, лат.) (рис. 15.5.1). Образуются они при чередовании эффузивных и эксплозивных извержений, при которых лавовые потоки и покровы тефры неравномерно наслаиваются на склоны растущего вулкана, нередко создавая правильные, изящные конусы, такие как у вулкана Фудзияма в Японии, Кроноцкого и Ключевского на Камчатке или Майон на Филиппинах. Высота стратовулканов достигает 3-4 км, считая от основания. На вершине вулкана располагается *кратер*, в донной части которого находится *жерло* – выводное отверстие *подводящего канала* (рис. 15.5.2).

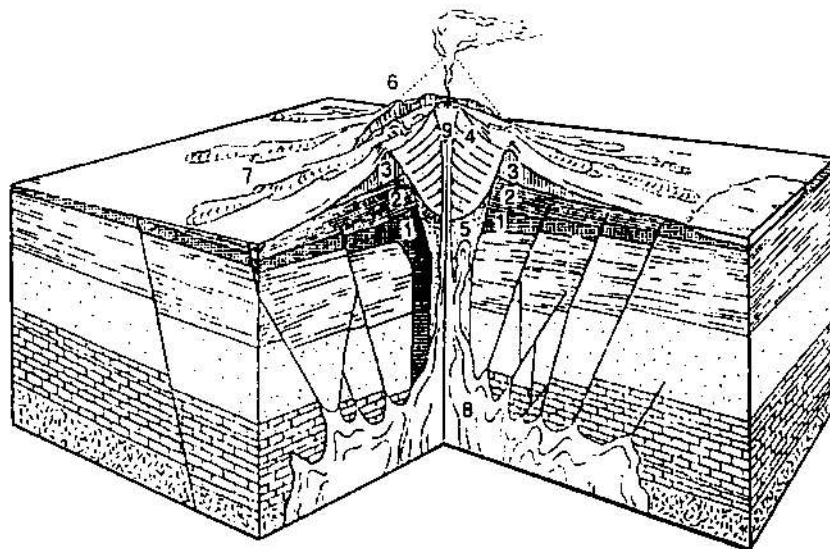


Рис. 15.5.3. Схема строения стратовулкана: 1, 2, 3 – разные вулканические толщи, образующие конус вулкана, 4 – молодой вулканический конус, выросший после взрывного извержения и образования кальдеры, 5 – широкое жерло, образовавшееся во время взрыва, 6 – край кальдеры, 7 – молодые лавовые потоки, 8 – близповерхностный магматический очаг, 9 – молодой вулканический канал, заканчивающийся кратером

Сам вулканический конус состоит из чередующихся толщ лав и различной тефры, в которую на разных уровнях могут внедряться пластовые интрузивы – силлы или появляться боковые подводящие каналы, открывающиеся на склонах, где возникают *побочные кратеры*. Формирование новых подводящих каналов происходит после длительного периода покоя вулкана и магме легче пробить новый путь наверх, нежели

следовать по старому, закупоренному каналу. Так возникают новые жерла и новые кратеры, которые нередко оказываются сложенными друг в друга. При формировании вулкана нередко образуются радиальные и кольцевые трещины, также заполняющиеся магмой и формирующие новые побочные кратеры.

Системы трещин возникают в результате оседания вулкана при перераспределении масс, когда из близповерхностного магматического очага магма выносятся вверх и в очаге создается недостаток массы, в то время, как на поверхности – избыток.

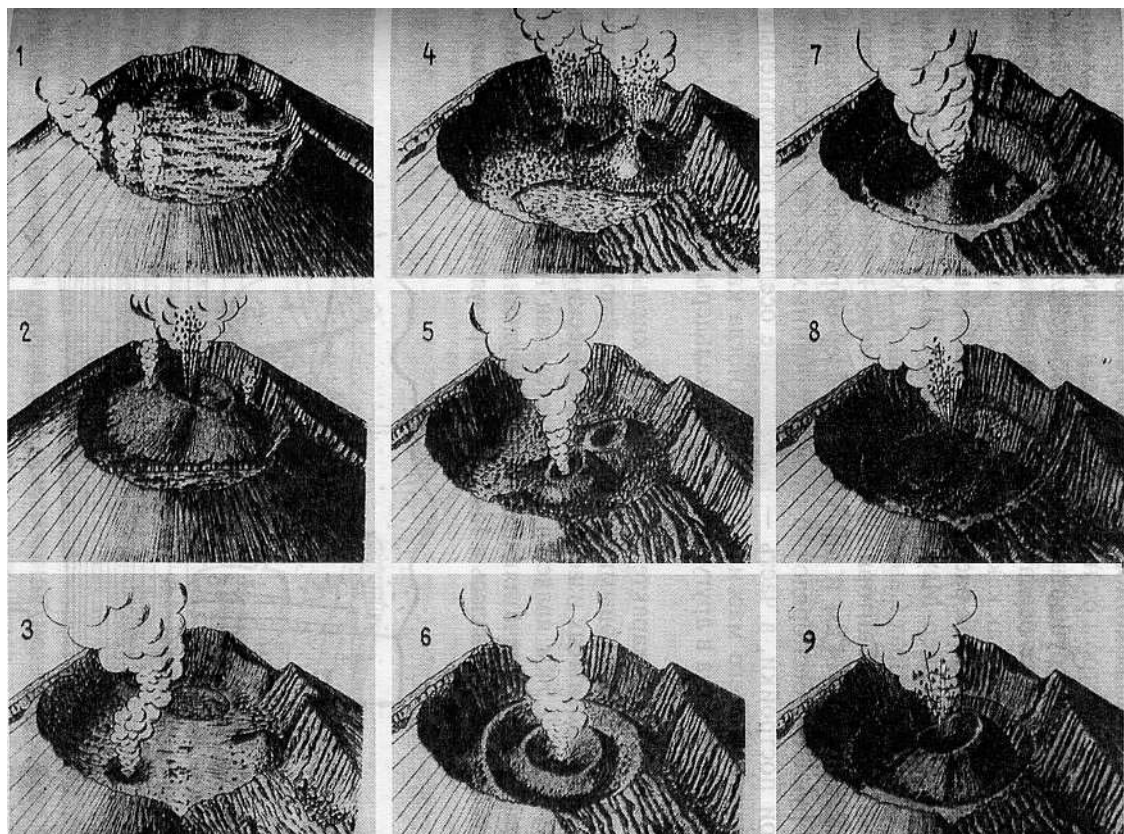


Рис. 15.5.4. Стадии изменения кратера Ключевского вулкана с 1936 по 1966 г. (по Н.Т.Кирсанову и А.М.Рожкову)

В результате мощных эксплозий, вершинная часть стратовулкана может быть уничтожена и тогда образуется обширная и глубокая округлая котловина – *кальдера* (кальдера – котел – исп.), диаметром от нескольких сотен метров до нескольких км. Это, т.н. *кальдеры взрыва*. Но существуют и *кальдеры провала*, которые образуются в результате оседания вершинной части вулкана по кольцевым разломам, т.к. в магматическом очаге под вулканом ощущается недостаток расплава. Известны очень большие кальдеры, например, Тимбер-Маунтин в Неваде, США, с диаметром до 32 км, Ла-Гарита в горах Сан-Хуан, Колорадо – около 50 км, Асо, Япония – 20 км, Санторин, в Эгейском море в Кикландской островной дуге – 14 км и т.д. Часть Кальдер образуется в результате обрушения беспорядочно ориентированных частей вулканической постройки,

а часть в результате оседания по кольцевым разломам всего массива вулкана. Иногда кальдеры бывают вложенными одна в другую, например, кальдеры вулкана Килауэа на Гавайях.

Кальдеры очень характерны для полей кислых игнимбритов, порождаемых пепловыми потоками, возникающими во время мощных эксплозивных извержений. Классическим примером такой кальдеры, глубиной 2,5 км является Верхнечегемская на Северном Кавказе (рис. 15.5.3). Впечатляющая кальдера вулкана Санторин в Эгейском море, образовалась в 1547 г. до н.э. в результате грандиозных, в основном, эксплозивных

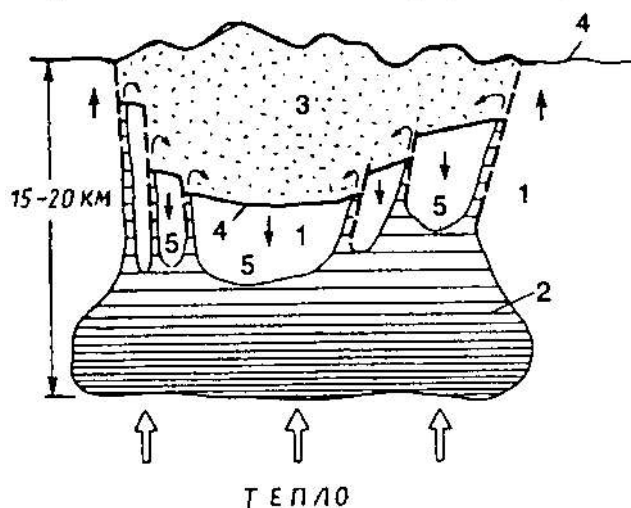


Рис. 15.5.5. Образование вулканотектонической впадины (вне масштаба): 1 – вмещающие породы, 2 – магматический очаг, 3 – игнимбриты, 4 – подошва игнимбритов, 5 – опущенные блоки

пемзовых извержений вулкана, после которых сохранились лишь его части, образующие гирлянду островов вокруг кальдеры диаметром почти в 14 км (рис. 15.5.4). Глубина моря внутри кальдеры составляет несколько сот метров, а в ее центре впоследствии вырос новый вулкан, вернее два, Палео- и Неокамени, последнее извержение которого было в 1957 г. От взрыва на краях кальдеры сохранился пласт пемзы, мощностью до 100 м. Именно под ним греческим археологом С.Маринатосом в 60-е годы XX века был обнаружен древний город – Акротири. Предполагается, что извержение Санторина погубило минойскую цивилизацию, а исчезновение большого острова иногда связывают с легендой об Атлантиде. Нередко в кальдере начинает вновь расти куполовидное поднятие, возникают отдельные вулканические конусы. Такие кальдеры называются *возрожденными*.

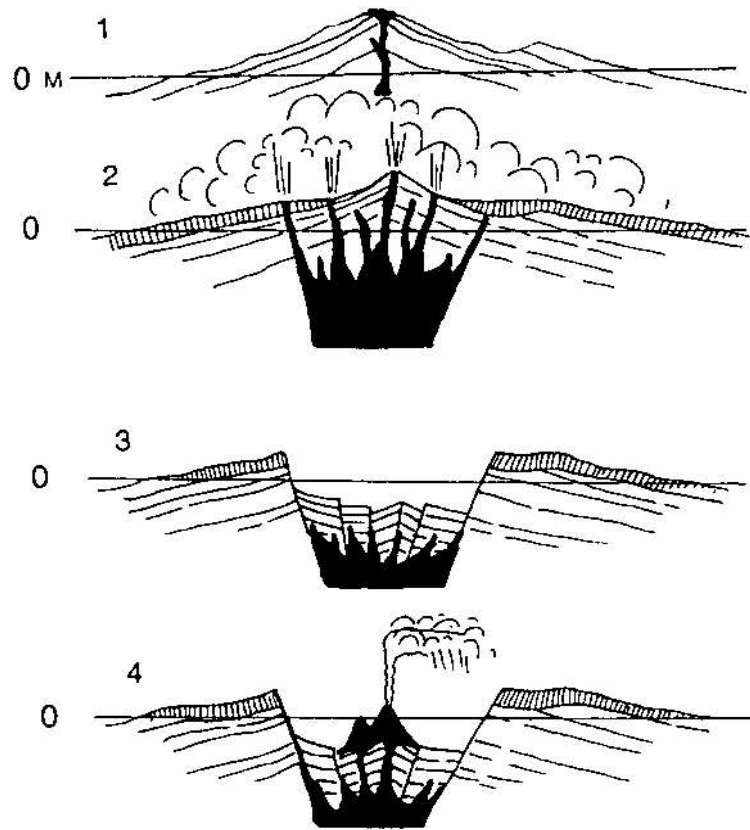


Рис. 15.5.6. Формирование кальдеры Санторина: 1 – вулкан Стронгили до извержения XV в. до н.э., 2 – извержение середины XV в. до н.э. и образование пласта пемзы до 50-100 м мощностью (заштрихован), 3 – проседание части вулкана и образование кальдеры диаметром 16-18 км и глубиной в 0,5 км, 4 – формирование нового вулкана в центре кальдеры, последние извержения которого были в 1956 г.

Следует отметить, что отток магмы из близповерхностного очага может вызвать опускание территории, намного превышающую размер вулканической постройки. Такие впадины называются *вулкано-тектоническими*.

Если магма очень вязкая, например, риолитового состава или дацитового, то при извержении она выдавливается из подводящего канала, как паста из тюбика и не может образовывать лавовых потоков. В этом случае формируется *экструзивный купол*, по краям которого располагается вулканическая брекчия из обломков пород купола (рис. 15.5.5).

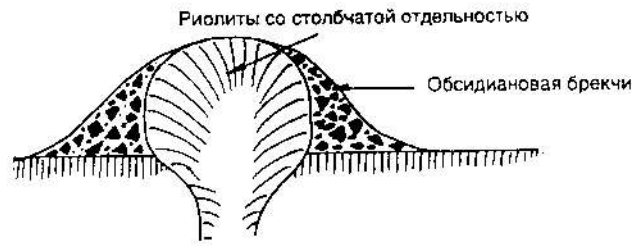


Рис. 15.5.7. Экструзивный купол миоценовых риолитов. Берегово, Закарпатье. В риолитах хорошо выражена столбчатая отдельность, а по краям купола – шлейф из обломков черных обсидианов

### 15.6. Типы вулканических извержений.

Вулканические извержения разнообразны. В одних случаях жидкая магма спокойно переливается через край кратера, в других - с огромной силой вырывается из жерла, в третьих - распыляется газами с образованием туфов и пеплов.

Тип извержений зависит от состава и газонасыщенности магмы. Чем больше в ней оксида кремнезема, тем магма более вязкая, густая и содержит большее количество газов. Именно такая магма и будет взрываться сильнее всего. В зависимости от характера извержений выделяют различные их типы чаще по названиям вулканов, в которых какая-либо из черт его активности выражена ярче всего.

Гавайский тип извержения - это относительно слабые выбросы очень жидкой базальтовой лавы, образующей невысокие фонтаны, большие пузыри и тонкие, обширные покровы лавовых потоков, наслаивающихся один на другой, образуя крупные, но плоские щитовые вулканы. Благодаря тому, что извержения сопровождаются фонтанированием лавы, ее разбрызгиванием, то образуются валы и пологие конусы, образованные хлопьями жидких базальтов. Наиболее характерными типами извержений такого рода обладают вулканы Гавайских островов в Тихом океане - Килауэа, Мауна-Лоа, Мауна-Кеа, Хапемаумау и другие. Извержения обычно происходят из открытых жерл спокойно, изредка сопровождаясь слабыми взрывами.

Извержения покровных базальтов или трещинного типа отличаются очень большими объемами излившихся лав и слабой взрывной деятельностью. Как правило, извержения начинаются из протяженных трещин и объем разлившихся лав может достигать десятков км<sup>3</sup>, а площадь - сотен км<sup>2</sup>. Характер излияния лав спокойный, сопровождающийся слабым фонтанированием жидкой магмы, от чего над трещиной образуется как бы огненная завеса, как, например, часто бывает в Исландии. По мере развития извержений трещина постепенно закупоривается, излияния идут на убыль и

сосредотачиваются в многочисленных, а потом все более редких отдельных жерлах (рис. 15.6.1).

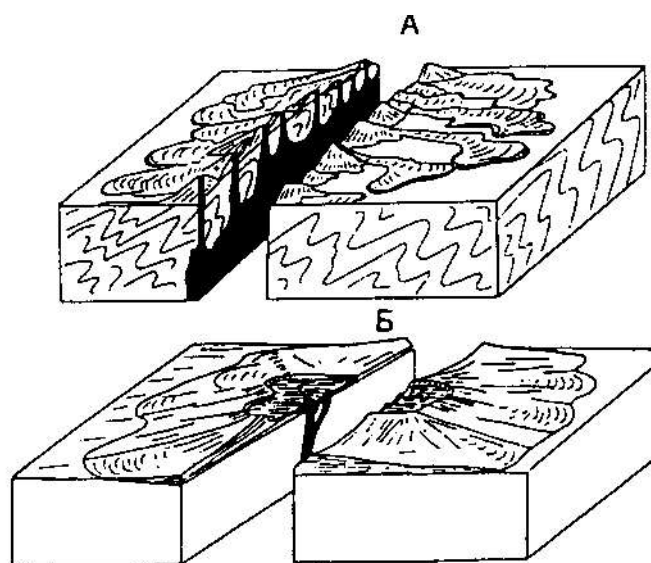


Рис. 15.6.1. Вулканы трещинного (А) и щитового центрального (Б) типов

Самое знаменитое извержение покровных базальтов произошло в Исландии в 1783 г. из трещины Лаки длиной около 25 км. Базальты покрыли площадь почти в  $600 \text{ км}^2$ , а их объем достиг  $12 \text{ км}^3$ . В конце вулканической активности вдоль трещины образовалось более 100 шлаковых конусов, в первые десятки метров высотой. Надо отметить, что при этом извержении выделилось очень много сернистых газов, которые погубили урожай трав и, соответственно, стада крупного рогатого скота. На Исландию обрушился страшный голод.

Стромболианский тип извержения назван по характеру деятельности вулкана Стромболи, расположенного в юго-восточном углу Тирренского моря у побережья Италии. Извержения обладают ритмичностью и в воздух периодически выбрасываются вулканические бомбы и туфы. Высота выбросов редко превышает 100-300 м потому, что газы отделяются от сравнительно жидкой магмы у края жерла. Если магмы много, она изливается в виде лавовых потоков. Извержения стромболианского типа образуют обычно шлаковые конусы.

Извержения Вулканского типа характерны для вязкой магмы, насыщенной газами, что определяет умеренные или мощные взрывы, выбрасывающие высоко вверх обломки лав, иногда еще раскаленных, но быстро остывающих и образующих туфовые, пепловые и глыбовые вулканические конусы. Сам остров Вулькано, где по преданию находится кузница бога огня Гефеста, располагается вблизи побережья юго-западной Италии. Извержения вулканского типа обычно не сопровождаются излияниями лавовых потоков.

Пелейский тип извержений, названный так по вулкану Мон-Пеле на о. Мартиника в Карибском море, сопровождается не только мощными взрывами, наподобие вулканских, но и образованием раскаленных газово-пепловых лавин, с огромной скоростью скатывающихся со склона вулкана. Магма, как правило, вязкая, сравнительно низкой температуры, закупоривающая жерло вулкана. Когда давление газов превышает прочность этой пробки, происходят взрывы вулканского типа и выбросы лавин пелейского типа. Этот тип извержений весьма опасен и хорошо известна катастрофа 1902 г., когда из-за такой лавины погибло свыше 30 000 жителей города Сен-Пьер на Мартинике.

Плинианские извержения названы в честь древнеримского естествоиспытателя Плиния Старшего, погибшего во время извержения Везувия в 79 г.н.э., погубившего Помпеи, Геркуланум и другие города в окрестностях Неаполитанского залива.

Извержение Везувия в 79 г. н.э. началось внезапно и продолжалось 12 часов. Верхняя часть более древнего Везувия, имевшего высоту примерно в 2,5-3 км оказалась разрушенной и от нее сохранилась лишь восточная часть, называемая соммой. Из жерла вулкана половину суток вырывался столб пемзовидных обломков, разносимых ветром к юго-востоку. Наибольшая интенсивность пемзопода прилась как раз на Помпеи. Город, в котором жили 40 000 жителей оказался погребенным под мощной, 5-4 м толщиной вулканических обломков. Многие жители погибли и теперь мы можем видеть гипсовые слепки человеческих тел, получаемые при заполнении пустот в пемзовой толще гипсом, когда полости обнаруживают при археологических раскопках. Плиний старший, который был адмиралом и командовал галерным флотом, стоявшим у мыса Мизено, на севере Неаполитанского залива, отправился на галере к берегу около Помпеи и ночью умер. Описание извержения мы знаем со слов Плиния Младшего, племянника Плиния Старшего, который остался жив, т.к. не поехал на галере дяди, а остался в Мизено.

Плинианские извержения представляют собой, по существу, очень мощный вулканский тип. Внезапные взрывы и следующий за ними длительный пепло- или пемзопад связан с тем, что к кратеру вулкана поднимается вязкая, насыщенная газами магма. Газовые пузырьки расширяясь, разрывают магму, вспенивая ее, образуя кусочки пемзы и стекловатый пепел, разносящийся ветром на большие расстояния. Выброшенные вверх газово-пепловые облака «растекаются» на высоте нескольких км в разные стороны, напоминая крону средиземноморской сосны-пинии. В результате плинианских извержений привершинная часть вулканического конуса обрушивается и образуется чашевидное углубление - кальдера с крутыми стенками. Этот тип извержения так же представляет большую опасность для населения.

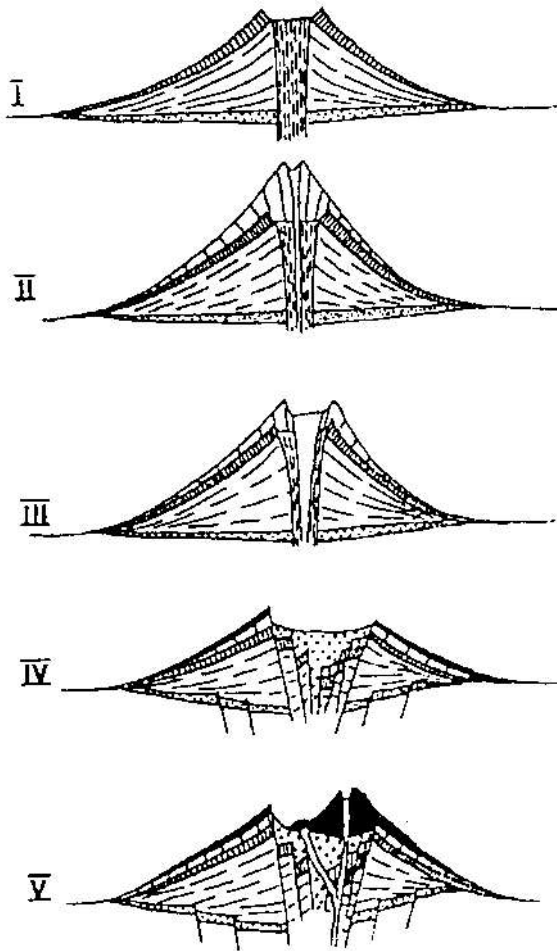


Рис. 15.6.2. Эволюция вулкана Везувий (по Аритману, с изменениями). *I* – формирование конуса до VIII в. до н. э.: сначала в нем образовался обширный кратер, а потом начал расти новый конус. *II* – в начале VIII в. до н.э. конус достиг высоты 3 000 м, вулкан стал одноглавым. *III* – мощные извержения разрушили конус. На вершине вновь образовался широкий кратер с выровненным дном за счет обвалов пород со стенок. *IV* – после извержения 24 - 25 августа 79 г. вершинный конус исчез. На его месте образовалась обширная кальдера с более высоким северным краем (современная Монте-Сомма). *V* - в дальнейшем в южной части кальдеры сформировался новый конус (современный Везувий) с небольшим кратером на вершине

Газовые извержения относятся к особому типу, когда магма практически отсутствует и в обломках, выбрасываемых при взрывах, присутствуют лишь горные породы того фундамента через которое проходит взрывное жерло. Если магма подходит близко к поверхности Земли, в отдельных местах она может соприкаться с водой, которая, превращаясь в пар, вырывается со взрывом наверх. При этом образуются воронки, диаметром в десятки и сотни метров, называемые в Германии *маарами*. После взрыва, они обычно заполняются водой и превращаются в озера (рис. 15.6.2).

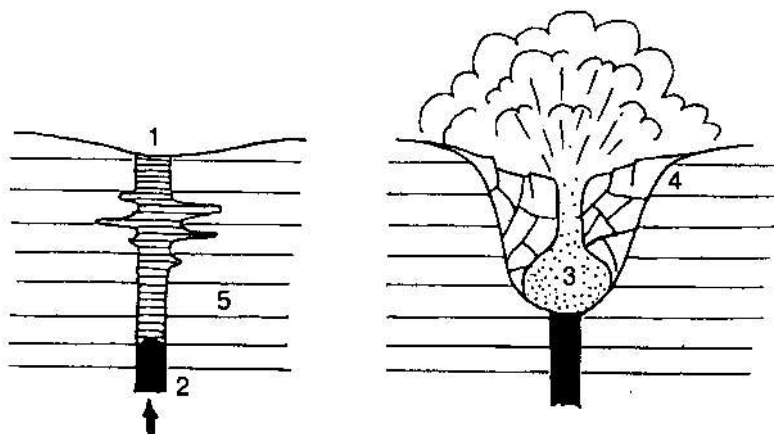


Рис. 15.6.2. Образование маара: *1* – вода, *2* – магма, *3* – взрыв вскипевшей воды, образование воронки и раздробление пород, *4* – воронка, *5* – коренные породы



Иногда трубки взрыва заполнены туфами или туфобрекчий. Тогда они называются *диастремами*. Их сечение изменяется с глубиной, но, как правило, становится уже.

### 15.7. Поствулканические явления.

После извержений, когда активность вулкана либо прекращается навсегда, либо он только «дремлет» в течение тысяч лет, на самом вулкане и в его окрестностях сохраняются процессы, связанные с остыванием магматического очага и называемые *поствулканическими*.

Выходы вулканических газов на поверхность называются *фумаролами* (от лат. «фумо»-дым). Очень часто фумаролы приурочены к радиальным и кольцевым трещинам на вулканах. Фумарольные газы связаны как с первичными эманациями из магматического расплава, так и с нагреванием грунтовых вод и превращением их в пар. Фумаролы подразделяются на сухие высокотемпературные, кислые, щелочно-нашатырные, сернистые, или сероводородные (*сульфатары*, итал. «сульфур» - сера), углекислые (*мофеты*, от итал. «мофетта»- место зловонных испарений). Знаменитые фумаролы вулкана Сольфатара около Неаполя действуют уже тысячи лет без изменения. Мофеты, располагающиеся в котловинах, опасны для жизни, так как, газ  $\text{CO}_2$  будучи тяжелее воздуха, скапливается в их придонной части, что служит причиной гибели людей и животных.

Горячие источники, или *термы*, широко распространены в областях современного и новейшего (плиоцен-четвертичного) вулканизма. Однако не все термы связаны с вулканами, так как с глубиной температура увеличивается и в районах с повышенным геотермическим градиентом циркулирующая атмосферная вода нагревается до высоких температур. Горячие источники вулканических областей, например в Йеллоустонском парке США, в Италии, Новой Зеландии, на Камчатке, на Кавказе, обладают изменчивым составом воды и разной температурой, поскольку грунтовые воды смешиваются в разной пропорции с вулканическими газами и по-разному реагируют с вмещающими породами, через которые они просачиваются на глубину. Воды бывают натриево-хлоридными, кислыми сульфатно - хлоридными, кислыми сульфатными, натриево- и кальциево-бикарбонатными и др. Нередко в термальных водах содержится много радиоактивных веществ, в частности радона. Горячие воды изменяют окружающие породы, откладывая в них окислы и сульфиды железа и изменяя их до глины, превращающейся в кипящую грязь, как, например, в районе Паужетки на Камчатке, где известны многочисленные булькающие «котлы» с красноватой грязью температурой около  $+100^{\circ}\text{C}$  (рис. 15.7.1, 15.7.2, 15.7.3). Часто вокруг источников накапливаются отложения кремниевой накипи - травертина, а если воды содержат карбонат кальция, то откладывается известковый туф.



Рис. 15.7.1. Грязевые котлы  
в кальдере Узон



Рис. 15.7.2. Кальдера Узон  
на Камчатке. Кипящий  
грязевой котел  
(В.Ю.Гипенрейтер)

*Гейзеры* - это горячие источники, вода которых периодически фонтанирует и выбрасывается вверх на десятки метров. Свое название такие источники получили от Великого Гейзера в Исландии, струя которого 200 лет назад била вверх на 60 м каждые полчаса. Ряд гейзеров несомненно связан с вулканическими районами, например, в Исландии, на Камчатке, в Индонезии, Кордильерах Северной Америки, Японии и других местах. Высота фонтана у гейзеров, так же как и температура воды на выходе, сильно различается, но последняя обычно колеблется в пределах от  $+75$  до  $+100^{\circ}\text{C}$ . Характерной чертой гейзеров является их короткая жизнь, часто они “умирают” за счет обвалов стенок канала, понижения уровня грунтовых вод и т.д. Наиболее грандиозным гейзером был

Уаймангу ( что значит «Крылатая вода») в Новой Зеландии, существовавшей всего 5 лет и выбрасывавший мощный фонтан почти на полкилометра вверх. Интервалы между извержениями у гейзеров варьируют от первых минут до многих часов и дней. Большое количество растворенных веществ в горячей воде гейзеров откладывается вокруг их устья, образуя скопления *гейзеритов*.

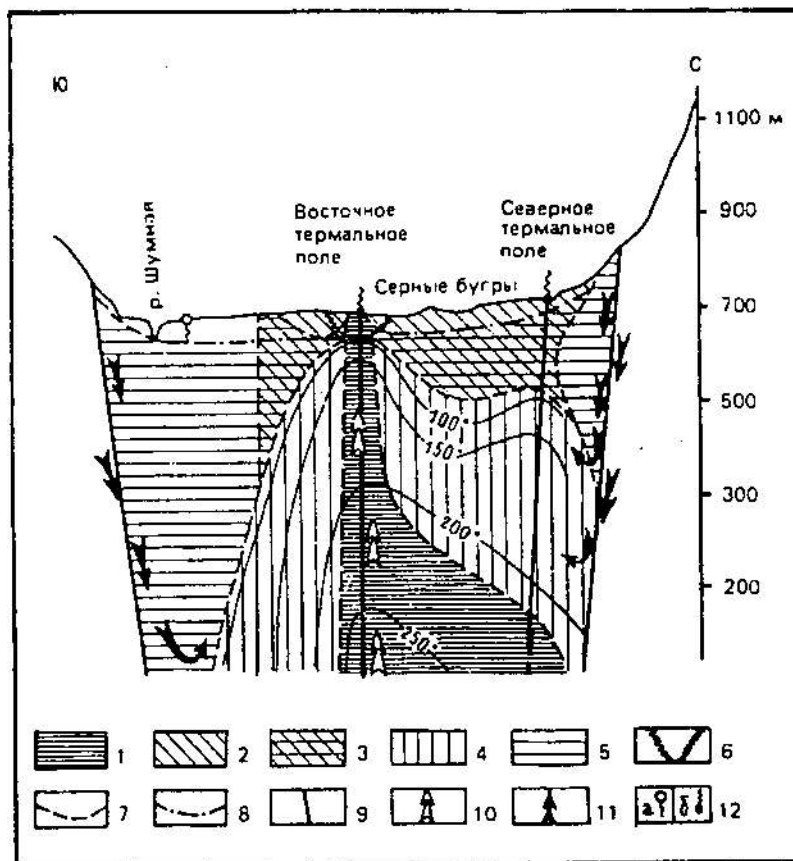


Рис. 15.7.3. Гидрогеологическая и гидрохимическая модель гидротермальной системы кальдеры Узон: зоны: 1 – растворов сульфатно-хлоридно-натриевого состава, 2 - сульфатных вод, 3 – растворов сульфатно- хлоридно-бикарбонатного состава, 4 – хлоридно-сульфатных растворов, 5 – пресных инфильтрационных вод, 6 – ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения; 7 – граница зоны разных гидрохимических типов вод, 8 – уровень грунтовых вод, 9 – разломы, 10 – пути миграции глубинных флюидов, 11 – пути инфильтрации вадозовых вод, 12 – источники: а – газирующие «холодные» углекислые; б – термальные

Каким образом действует гейзер? Наиболее удовлетворительный механизм его функционирования, предложенный еще в прошлом веке, заключается в том, что в трубообразном канале, заполненном водой, нижняя часть ее столба нагревается выше точки кипения (рис. 15.7.4). Однако вес столба воды предотвращает вскипание. Наконец, кипение все же начинается в каком-то месте и ряд расширяющихся пузырей вытолкнет

часть воды из столба, что сразу же вызовет падение давления внизу столба воды и мгновенно начнется бурное кипение. Процесс идет лавинообразно, пока вся вода не превратится в пар и он не вытолкнет вверх всю горячую воду. Затем канал вновь наполнится водой, она нагреется и процесс начнется сначала.

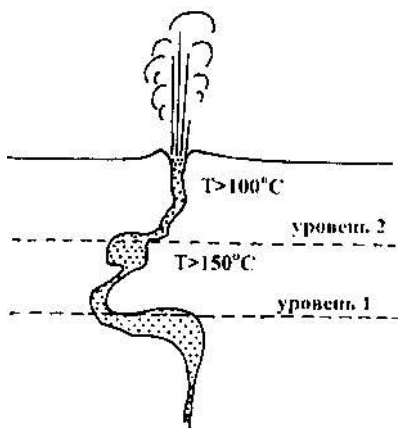


Рис. 15.7.4. Механизм действия гейзера. Нагретая вода превращается в пар на уровне 1. Пар выталкивает вверх воду с уровня 2 и, когда гидростатическое давление на уровне 2 уменьшается хотя бы немного, вода вскипает при меньшей  $T$  и устремляется вверх в виде столба пара и воды

Геотермальная энергия - это важная сторона использования вулканического тепла. Электростанции, работающие на естественном перегретом паре, действуют в Италии (Лардерелло в Тоскане), Исландии (около Рейкьявика), Калифорнии, на Северном острове Новой Зеландии, в районе Паужетки на Южной Камчатке и в ряде других мест. Сочетание благоприятных для выработки электроэнергии условий - высокое давление пара, температура выше точки кипения воды, большой ее приток - встречается не так уж часто. Проблемы возникают и из-за очень быстрой коррозии металлических труб агрессивными горячими водами, которые к тому же откладывают на стенках труб карбонат кальция и кремнезем, закупоривая их. Горячие воды используются для обогрева жилищ, парников и теплиц.

### **15.8. Геологическая позиция действующих вулканов и понятие о магматических очагах**

В настоящее время известно порядка 1000 активных вулканов, размещенных на поверхности Земли в обособленных поясах и реже, располагающихся в виде отдельных групп (рис. 15.8.1). Следует оговориться, что иногда трудно установить, является ли вулкан действующим или окончательно потухшим, т.к. в ряде случаев вулканы не проявляют себя в течение тысяч лет, а потом вдруг становятся активными.

Самое больше количество действующих вулканов, примерно 75 % располагается по периферии Тихого океана в пределах т.н. "огненного" кольца, где они приурочены к активным континентальным окраинам, конвергентным границам литосферных плит, где океаническая кора погружается, субдуцирует под континентальную. В результате взаимодействия холодной и тяжелой пластины океанической коры и более легкой

континентальной под воздействием флюидов и температуры образуются первичные магматические очаги, дающие начало целой серии вторичных очагов. Вулканизм проявляется либо в островных дугах: Алеутской, Филиппинской, Индонезийской и других, либо в пределах окраинно-континентальных вулканических поясов: Андийского, Центрально-Американского, Северо-Американского. Все эти структуры отделены от океана глубоководными желобами - зонами погружения океанических плит, под континентальные. От желобов в сторону континентов прослеживаются наклонные зоны гипоцентров - очагов землетрясений, уходящих на глубину до 600 и даже 700 км. Гипоцентры приурочены к верхней части жесткой и холодной океанической литосферы. Сейсмофокальные зоны впервые были открыты в 30-х годах под Японией К.Вадати, в 1946 г. эти идеи развил А.Н.Заварицкий, а в 50-х годах геофизик из США Х.Беньоф. Действующие вулканы обычно располагаются над глубинами гипоцентров в 100-200 км в сейсмофокальной зоне. Именно этот отрезок в астеносфере над субдуцируемой океанической плитой оказывается магмогенерирующим. Отсюда первые капли образовавшейся магмы поднимаются вверх, сливаясь и образуя первичные магматические очаги, а выше еще ряд этажей приповерхностных очагов, из которых и происходят извержения вулканов. В Тихоокеанском кольце действующих вулканов шире всего распространены средние и кислые породы: андезиты, дациты и риолиты.

Второй тип областей, в которых находятся действующие вулканы - это океанические бассейны всех активных вулканов, в которых следует различать *вулканы, приуроченные к современным рифтовым зонам и внутриплитные вулканы*, часть из которых с *«горячими точками»*.

Несмотря на то, что в срединно-океанических хребтах очень много свежих лавовых куполов и потоков базальтов, активных, современных вулканов довольно мало. Прежде всего, эти вулканы Исландии - острове, возникшем на оси Срединно-Атлантического хребта, южнее - вулканы Азорских островов, Тристан-да-Кунья; В Индийском океане - вулканические острова Реюньон, Кергелен, Коморские. Все эти вулканы приурочены к дивергентным границам океанических литосферных плит, характеризующихся обстановкой тектонического растяжения и излиянием толеитовых базальтов.

Внутриплитных океанических, активных вулканов тоже не очень много. Наиболее известные - это Гавайские вулканы, расположенные в центре Тихого океана. Эти вулканы расположены на юго-восточном окончании Гавайского подводного вулканического хребта и, по-видимому, приурочены к длительно функционирующей «горячей точке» или «плюму». В Атлантическом океане, несколько в стороне от срединного хребта

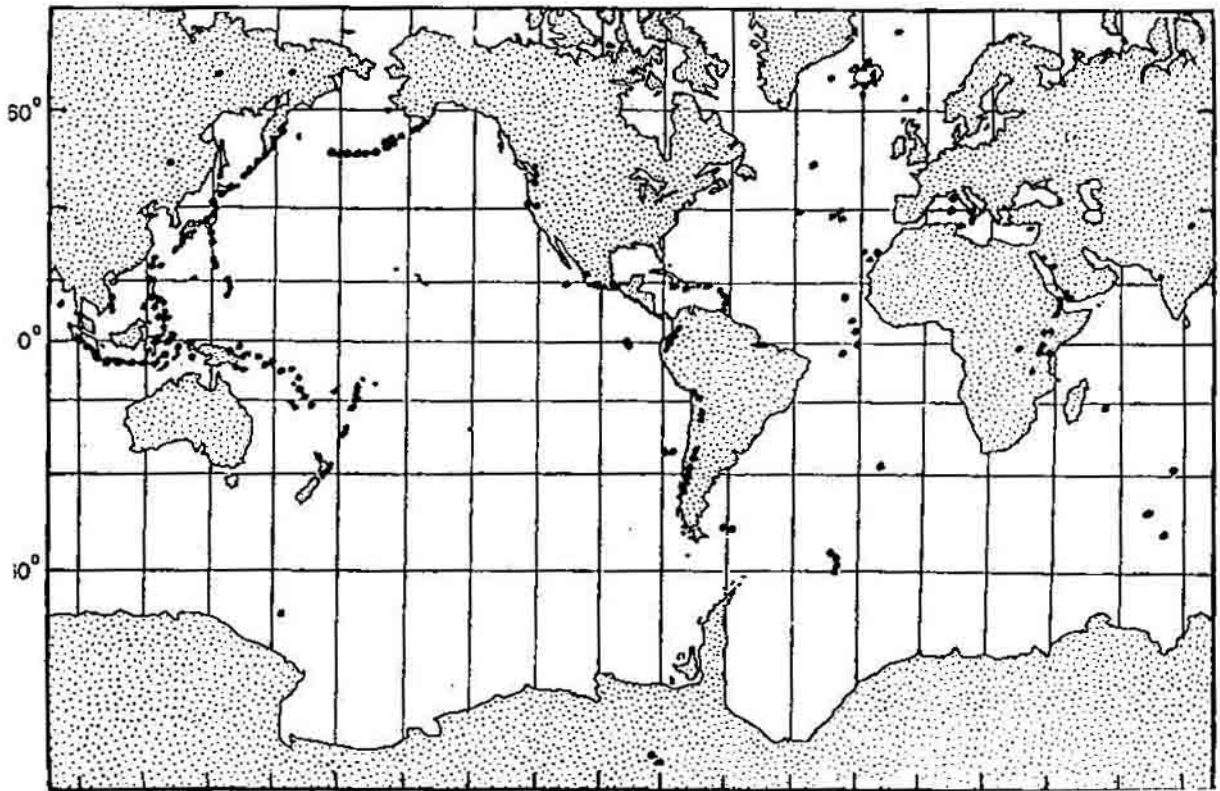


Рис. 15.8.1. Расположение действующих вулканов на земном шаре. Черные кружки – вулканы

располагаются молодые вулканические острова: Зеленого Мыса, Канарские, Мадейра, Св. Елены, Фернанду-ди-Норонья, Мартин-Вас.

Молодых гор вулканического происхождения в океанах очень много и по разным оценкам их число превышает несколько десятков тысяч. Согласно данным Г.Макдоналда (1975) 75% действующих вулканов приурочено к Тихоокеанскому кольцу, около 13% в Атлантическом океане, 1% в Индийском океане, остальные вулканы расположены на континентах.

В Африке активный вулканизм развит в Восточно-Африканской рифтовой зоне, где в Кении и Танзании находятся известные вулканы Ол-Доньо-Ленгаи, Меру, Телени, Кения, Элгон, Килиманджаро, Вирунга, Нирагонго, Ньямлагира и другие. Активные вулканы есть и в Камерунском рифте в Западной Африке.

Действующие вулканы есть и в молодом Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе, в районе, окружающем Тирренское море, сформировавшимся в плиоцене за счет рассеянного спрединга. Это знаменитые вулканы Липарских островов: Стромболи, Липари, Вулькано; Этна в Сицилии и, конечно, Везувий около Неаполя. В складчатом поясе очень много вулканов, которые извергались совсем недавно, несколько

тысяч или сотен лет назад: Эльбрус, Казбек; Арарат, Немруд, Хасандаг в Турции; Демавенд в Иране и в других местах.

В пределах России находится 51 действующий вулкан и все они расположены на активной континентальной окраине в пределах Камчатки и Курильской островной дуги. В наши дни извергается Ключевский и Карымский вулканы, а в 1975 г. камчатские вулканологи очень точно предсказали начало базальтовых извержений в районе вулкана Плоский Толбачек, где возникло четыре новых шлаковых конуса, а объем вулканических продуктов превысил  $2 \text{ км}^3$ .

Таким образом, современное расположение действующих вулканов контролируется конвергентными и дивергентными границами литосферных плит, а также «горячими точками» или «плюмами».

Где и почему возникают те магмы, которые, достигая поверхности Земли, извергаются на нее из разнообразных вулканических аппаратов? Расплавленного сплошного слоя в земной коре или верхней мантии не существует. Для начала плавления твердой горной породы в глубинах Земли необходимо повышение температуры, понижение всестороннего давления и влияние флюидов. Эти факторы могут действовать, как все вместе, так и по отдельности. Плавление начинается обычно в местах сочленения минеральных зерен в узлах концентрации напряжений. Это место называется *первичным магматическим очагом*. Образовавшиеся капли расплава стремятся двигаться в сторону уменьшения градиента давления и перемещаясь вверх сливаются между собой, формируя уже вторичные или промежуточные очаги. Если магма движется медленно, она успевает ассимилировать вмещающие породы или подвергнуться гравитационной дифференциации, при которой в низах очага образуется более основной расплав, чем в верхах. О наличии многоярусных очагов свидетельствуют геофизические исследования, например, Камчатских вулканов, под которыми выявляется несколько «этажей» магматических очагов (рис. 15.8.2).

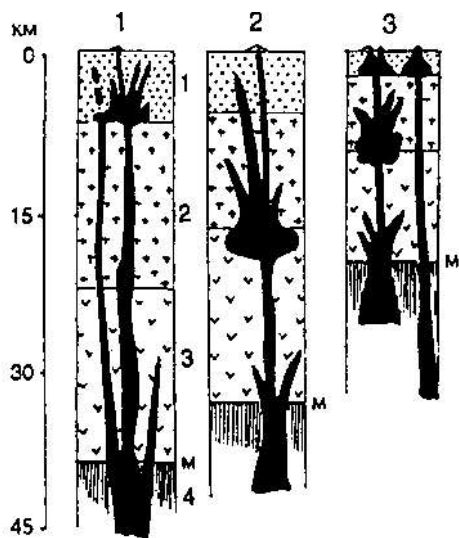


Рис. 15.8.2. Магматические очаги Камчатки по сейсмическим данным (по В.А.Ермакову, С.Т.Балесте, М.И.Зубину и др.): 1 – вулкан Ключевской, 2 – вулкан Безымянный, 3 – вулканы Южной Камчатки. Слои земной коры: 1 – осадочный, 2 – гранито-метаморфический, 3 – гранулитобазитовый. М – поверхность Мохо. Черным показана магма

Очень часто наиболее высоко расположенный магматический очаг находится почти в основании вулканической постройки (15.8.3). Подобные близповерхностные очаги известны под Эльбрусом, Этной в Сицилии, вулканом Святой Елены в Каскадных горах США, под Гавайскими вулканами и другими.

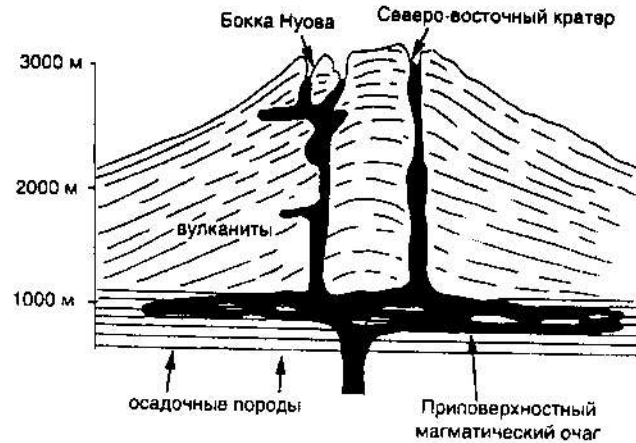


Рис. 15.8.3. Структурная модель вулкана Этна (Сицилия) по сейсмическим данным. Близповерхностный магматический очаг располагается непосредственно под вулканом на контакте с субстратом

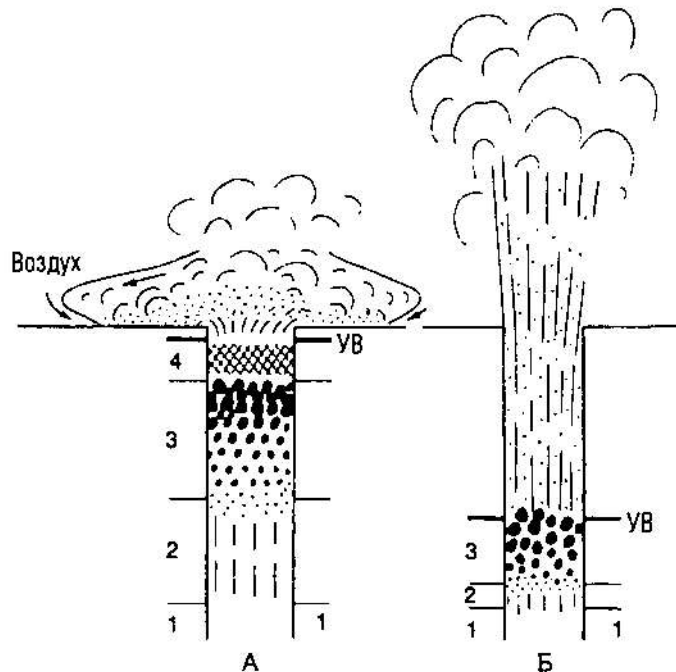


Рис. 15.8.4. Схема, показывающая различия при извержении пеплового потока (А) и обычного эксплозивного (пеплового) извержения (Б) ( по А.Риттману): магма, насыщенная или ненасыщенная газом, 2 – при понижении давления магма становится насыщенной газом, 3 – зона образования пузырьков, 4 – зона с обильным газом, образующим самостоятельную фазу, УВ – уровень взрыва



Очевидно, что базальтовая магма в больших объемах поступает непосредственно из верхней мантии, например, в рифтовых зонах океанов или в траптовых провинциях континентов. А кислая магма может образоваться как в результате процессов магматической дифференциации, так и путем плавления участков гранитно-метаморфического слоя или *анатексиса*. В целом можно отметить, что магматические очаги возникают либо в самых верхах мантии, либо в земной коре.

## Глава 16.0. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ.

Метаморфизм (греч. «метаморфозис» – превращение) - это процесс преобразования первично магматических или осадочных пород под воздействием *температуры* (Т), *давления* (Р) и *флюидов* (F) преимущественно водно-углекислых жидких или газовой-жидких, содержащих ионы К, Na, Ca, F, B, S и других, часто существующих в надкритических растворах.

Метаморфические изменения в горных породах начинаются при повышении температуры до +200°C и увеличении всестороннего, т.е. *литостатического* давления, вызванного весом вышележащих пород. Однако не только это давление играет важную роль. Не меньшее значение имеет стресс, боковое давление, обеспечивающее различное напряженное состояние горных пород, в результате которого открываются пути для миграции глубинных мантийных флюидов, являющихся главными переносчиками тепла, т.к. кондуктивный теплообмен в горных породах крайне незначителен. Без флюидного потока вероятность метаморфизма невелика, хотя необходимо принимать во внимание и геотермический градиент, который сильно изменяется в разных районах (от 5° до 180° и даже более на 1 км глубины).

Перечисленные выше главные факторы метаморфизма – *температура, флюиды, давление* оказывают влияние на любые горные породы, находящиеся на различной глубине, при этом время не особенно важно при метаморфизме. Например, лавы раннего протерозоя (2,2 млрд. лет) в Прибайкалье, почти не отличаются от голоценовых лав (6-4 тыс. лет) Эльбруса; глины кембрийского возраста (550 млн. лет) под Санкт-Петербургом выглядят почти также, как и современные глинистые отложения; многочисленными нефтяными скважинами вскрыты неизменные осадочные отложения на глубинах свыше 8 км. Известны случаи, например, на о. Исландия, где начальные стадии метаморфизма установлены на глубинах всего в 0,5 км по данным бурения. В тоже время толщи пород на глубинах в 20 км, если судить по данным сейсмических исследований, совсем не испытали метаморфических изменений. Поэтому флюиды являются одним из важнейших факторов метаморфизма.

Все метаморфические породы можно разделить на 2 группы, исходя из того, какие осадочные или магматические породы подвергаются метаморфизму.

1-ая группа – *парапороды*, образовалась из первично осадочных пород. Например, из карбонатных пород получают мраморы, из песчаников – кварциты, из глин – филлиты и др.

2-ая группа – *ортопороды*, сформировалась из первично магматических пород, например, metabазиты – из базальтов.

### 16.1. Фации метаморфизма.

Метаморфические породы весьма разнообразны. Из одних и тех же исходных, первичных пород, в зависимости от действия факторов метаморфизма, могут образоваться различные метаморфические породы. Меняющаяся температура, давление, химический состав флюидов приводит к изменению минерального состава первичной породы, который стремится стать равновесным изменившимся условиям. Этот комплекс новых минералов или *парагенезис* (сонахождение) называется *метаморфической фацией* (рис. 16.1.1). Т.к. исходные породы, подвергающиеся метаморфическим изменениям, чрезвычайно разнообразны, то в пределах одной метаморфической фации могут существовать разные парагенезисы минералов, а одна исходная порода давать разные метаморфические породы в различных фациях (рис. 16.1.2). Например, *глина* метаморфизуясь превращается в глинистые сланцы, а они, в фации зеленых сланцев превращаются в филлиты; в амфиболитовой фации – в двуслюдяные сланцы; в гранулитовой фации – в биотит-гиперстен – кордиеритовые гнейсы.

Указанные выше фации – *зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая* отвечают *ступеням метаморфизма*: низкой, средней и высокой, отвечающим степени усиления метаморфических преобразований первичной породы (рис. 16.1.2). Гранулитовая фация и соответствующий ей парагенезис минералов свидетельствует о температурах +700°C - 1000°C, давлении от 2 до 12 Кбар и глубинах порядка 10-40 км. При меньших температурах и давлениях другие минеральные парагенезисы будут характеризовать другие метаморфические фации – амфиболитовую, эпидот-амфиболитовую, зеленосланцевую, цеолитовую.

Переход от пород низших ступеней метаморфизма к высшим называется *прогрессивным метаморфизмом*. Если уже метаморфизованная порода подвергается воздействию более низких температур и давлений, то говорят о *регрессивном (ретроградном) метаморфизме* или *диафторезе*.

Существуют породы, наиболее характерные для разных ступеней метаморфизма. Так для низшей ступени типичны *зеленые сланцы*, образовавшиеся за счет базальтовых туфов и лав. Их зеленоватая окраска обусловлена развитием хлорита и эпидота.

Для фации зеленых сланцев также типичны *филлиты*, сложенные очень мелкими, меньше 1 мм, зернами кварца и чешуйками серицита и хлорита. Два последних минерала придают филлитам шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. *Хлорит-*

*серицитовые сланцы* образуются при метаморфизме глинистых пород и для них типичны хлорит и слюда – серицит (мелкие чешуйки мусковита), а также кварц. (звита), а также кварц.

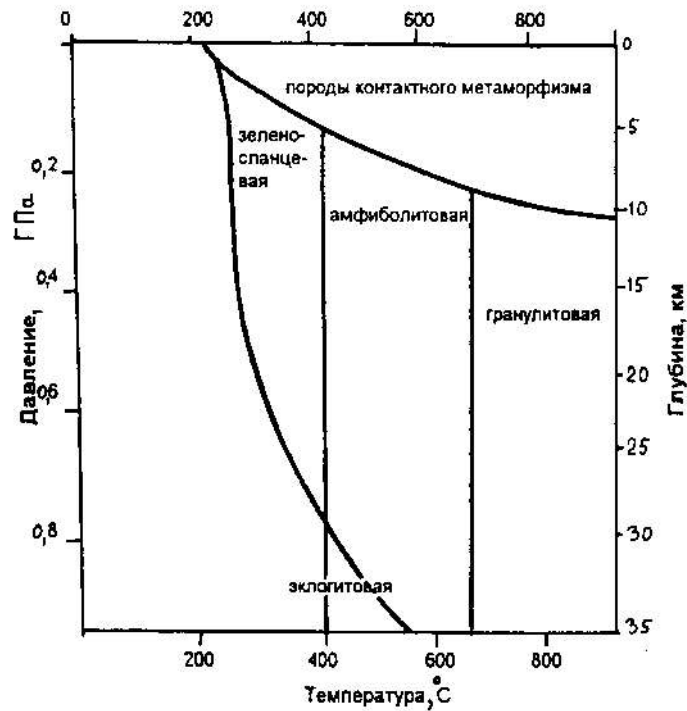


Рис. 16.1.1. Основные фации метаморфизма

К низким ступеням метаморфизма относятся весьма необычные породы – *глаукофановые* или *голубые сланцы* с голубой роговой обманкой, типичным для них минералами. Особенностью формирования этих пород является обстановка низких температур +200° — +400°C и очень высоких давлений – до 12 Кбар,

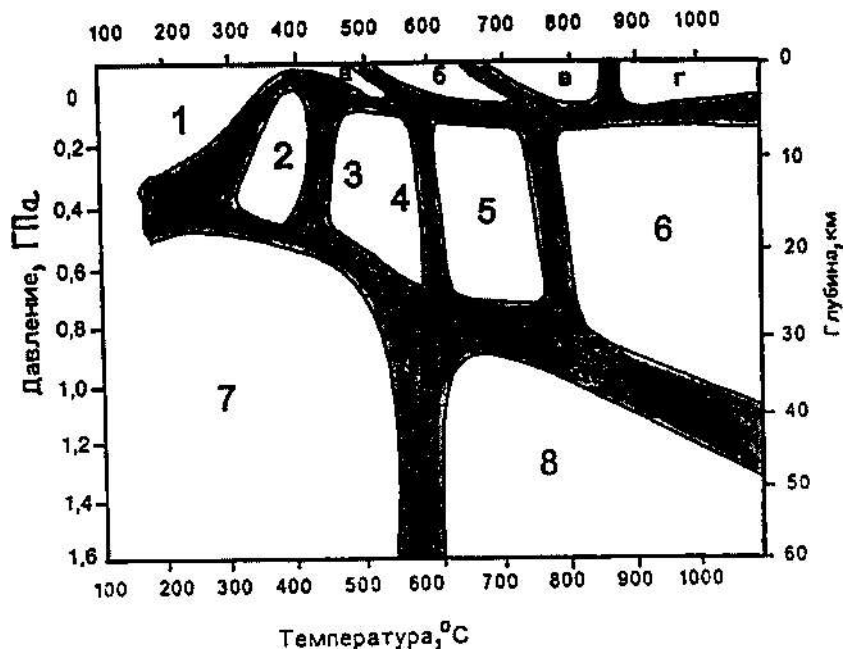


Рис. 16.1.2. Метаморфические фации горных пород (по Л.Л.Перчуку и В.И.Фельдману). Фации регионального метаморфизма: 1 – цеолитовая, 2 – пренит-пумпелиитовая, 3 – зеленых сланцев, 4 – эпидот-амфиболитовая, 5 – амфиболитовая, 6 – гранулитовая, 7 – голубых сланцев, 8 – эклогитовая. Фации контактового метаморфизма: а – эпидот-альбитовых роговиков, б – роговообманковых роговиков, в – пироксеновых роговиков, г – санидинитовая

а это отвечает глубине в 40 км, если брать литостатическое давление. Но на такой глубине должна быть высокая температура. Однако в сильно метаморфизованных, древних докембрийских породах голубые сланцы отсутствуют, хотя, судя по огромному давлению, они должны были бы там быть. Эти голубые сланцы являются результатом очень сильного стресса, т.е. одностороннего, а не литостатического давления, возникшего в условиях формирования крупных надвигов и покровов. Поэтому голубые сланцы образуют вытянутые полосы, согласно с простиранием крупных разломов и характерны для зон субдукции.

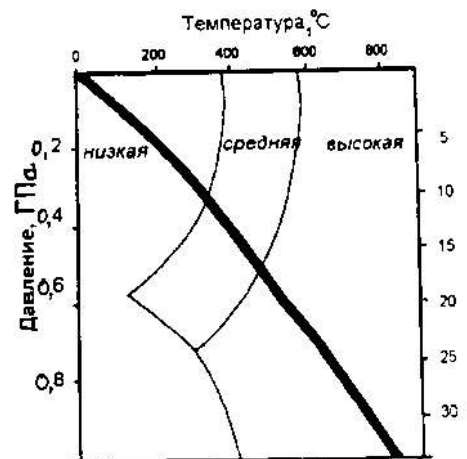


Рис. 16.1.3. Степени метаморфизма. Черная жирная линия – рост температуры с глубиной

К средним ступеням метаморфизма относятся разнообразные *кристаллические сланцы* и *амфиболиты*. Кристаллические сланцы – полосчатые породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюд, образующихся как по осадочным породам – песчаникам и глинам (парагнейсы), так и по магматическим – лавам, гранитам и др. (ортогнейсы). Амфиболиты состоят из роговой обманки и плагиоклазов, иногда с биотитом и эпидотом и формируются за счет метаморфизма базальтов и габбро – основных изверженных пород (ортоамфиболиты) и карбонато-глинистых пород (параамфиболиты). Кристаллические сланцы – результат преобразования, в основном, глинистых пород и состоят из слюд, хлорита и амфибола, образующих характерную сланцеватость.

Амфиболитовая фация метаморфических пород образуется при температурах +500° -700°С и давлениях 2-8 Кбар. При таких высоких температурах породы начинают испытывать частичное плавление в отдельных тонких слоях с образованием *мигмы* (греч. «мигма» – смесь), а вся порода превращается в *мигматит* – полосчатые метаморфиты, в которых чередуются полосы гранитного состава (мигма) с полосками темноцветных минералов, еще не вовлеченных в плавление.

К высшей ступени метаморфизма относится *гранулитовая фация* (температура +700° - 1000°С, давление 4-12 Кбар, глубины 10-40 км). Характерными породами этой фации являются гнейсы, двупироксеновые и *кристаллические сланцы* и *эклогиты*. Гнейсы состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, граната, кордиерита, пироксена, замещающего роговые обманки и слюды. Гранулиты образуются за счет как первично магматических, так и осадочных пород. Эклогиты сложены пироксеном – омфицитом и пироповым гранатом и представлены плотными тяжелыми породами, типичными для глубоких частей земной коры.

Таким образом, повышение температуры, давления и привнос флюидов приводит к изменению первично осадочных и магматических пород и превращение их в метаморфические, различных фаций и ступеней. Усиление действия этих факторов, в конце концов, приводит к избирательному плавлению наиболее легкоплавких компонентов породы, а потом и полному плавлению. Этот процесс *ультраметаморфизма* в результате которого путем различных пород могут образоваться граниты, называется *анатексисом* (греч. «тексис» –плавление, «ана» – высшая ступень).

#### Изменения в первичных породах при метаморфизме.

Процессы и факторы метаморфизма приводят к изменению минерального состава материнской породы. Например, при реакциях дегидратации происходят следующие превращения минералов

Мусковит + кварц → силлиманит + калиевый полевой шпат + вода

Коалинит → андалузит + кварц + вода

Новые минералы возникают в результате химических реакций, а также перекристаллизации минералов первичной породы, которые приобретают новую форму и размеры (рис. 16.1.4). В связи с увеличением температуры начинается миграция, диффузия ионов сначала вдоль границ зерен минералов, а затем и внутри них, где небольшие ионы прокладывают себе путь между более крупными. И происходит этот процесс в твердом состоянии. В породах средней и высокой степеней метаморфизма можно встретить крупные, кристаллографически хорошо выраженные новые минералы, не типичные для первичной породы. Такие минералы или их скопления, размером до нескольких см в диаметре, называются *порфиробластами*. Особенно хорошо они бывают выражены в кристаллических сланцах.

Если при метаморфизме химический состав породы не меняется, то говорят об *изохимическом* метаморфизме, а если изменяется,

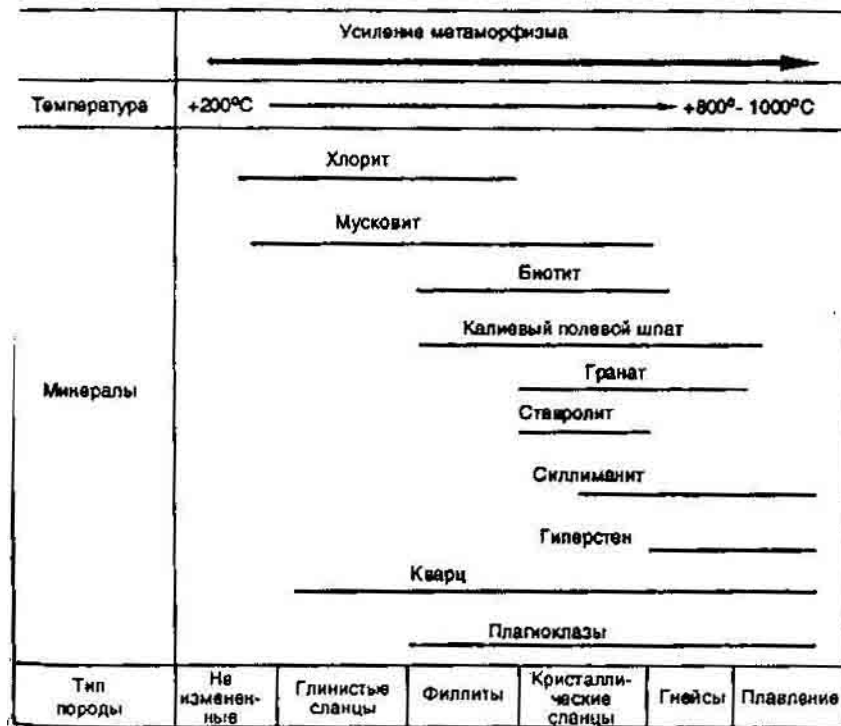


Рис. 16.1.4. Новообразование минералов при прогрессивном метаморфизме

то – *аллохимическом*. Но не только одни минералы замещаются другими. Происходит изменение структуры, текстуры и наступает полная перекристаллизация первичной породы. Чешуйки слюды – биотита, мусковита, серицита, приобретают ориентировку в пределах плоскостей, а если минералы, например, амфиболы, имеют игольчатую форму, то длинной осью они ориентируются в одном направлении, образуя линейную текстуру. В результате метаморфическая порода приобретает *сланцеватую текстуру* – тонкие

пластинки, на которые порода разбивается при ударе молотком. Пластинки слюды в филлитах обеспечивают шелковистый характер породы. На образование сланцеватой текстуры особенное влияние оказывает *стресс* – одностороннее, а не литостатическое давление.

## 16.2. Параметры и типы метаморфизма.

При каких P-T (давление-температура) условиях происходил метаморфизм тех или иных пород? Ответить на этот вопрос помогает исследование двухфазных, газовой-жидких включений, находящихся в минералах и попавших туда в момент роста кристалла. Метод гомогенизации заключается в нагревании кристалла до тех пор, пока включение не гомогенизируется, т.е. не станет однородным. Температура, при которой происходит гомогенизация и есть минеральное значение температуры образования минерала.

Чтобы установить давление используют *метод геологической термобарометрии*, позволяющий рассчитывать P и T по составам минералов, находящихся в метаморфической породе, что дает возможность судить о термодинамической обстановке в момент формирования метаморфической породы.

Типы метаморфизма. Метаморфизм может проявиться на огромных площадях, и поэтому называется *региональным*. В других случаях метаморфические изменения захватывают ограниченные участки и тогда метаморфизм называется *локальным*.

Региональный метаморфизм является наиболее распространенным, проявляясь на площадях в сотни тысяч км<sup>2</sup>, что обусловлено погружением региона на глубины, достаточные для воздействия на первичные толщи пород высоких температур, всестороннего (литостатического) давления и флюидов. Такие метаморфические толщи развиты на древних щитах платформ, например, на Балтийском и Украинском в пределах Восточно-Европейской платформы, на Алданском – Сибирской платформы и др. Архейские породы с возрастом свыше 2,5 млрд. лет метаморфизованы во всех регионах Земли; протерозойские, с возрастом 2,5 – 0,57 млрд. лет - избирательно, а фанерозойские, моложе 0,57 млрд. лет - только в складчатых областях и то местами, в тех структурах, которые подверглись наибольшему давлению и температурному воздействию. Поэтому в складчатых структурах можно наблюдать, как разновозрастные толщи аргиллитов переходят в глинистые сланцы, затем в филлиты, кристаллические сланцы и, наконец, в гнейсы.

Локальный метаморфизм проявляется на ограниченных площадях и подразделяется на *контактный* и *динамометаморфизм (дислокационный)*.



Контактный метаморфизм развивается в интрузивных массивах, внедряющихся в любые толщи пород, воздействие на которые осуществляется температурой и флюидным потоком (рис. 16.2.1).

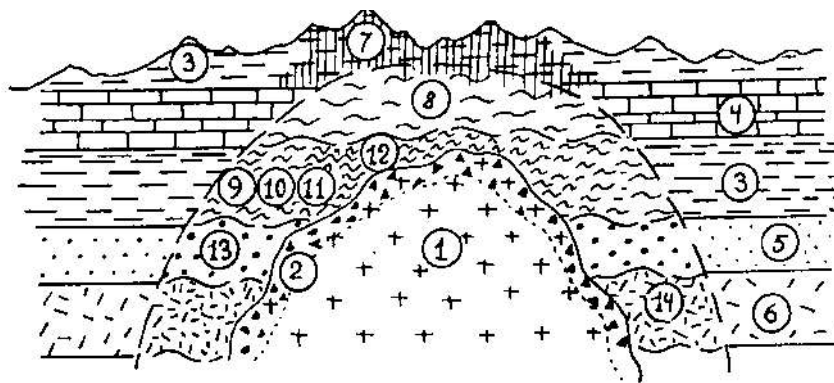


Рис. 16.2.1. Контактный (локальный) метаморфизм вмещающих пород гранитного интрузива: 1 – граниты, 2 – эндоконтакт. Вмещающие породы (рама): 3 – глины, 4 – известняки, 5 – песчаники, 6 – кислые лавы. Породы контактового метаморфизма (чем ближе к интрузивному массиву, тем выше степень метаморфизма): 7 – дегидратированные породы, 8 – мраморы, 9 – глинистые сланцы, 10 – филлиты, 11 – хлоритовые сланцы, 12 – силлиманитовые сланцы, 13 – кварциты, 14 – вторичные кварциты

Ширина и площадь контактового (экзоконтактового) ореола зависит от типа, состава интрузивного тела и его температуры. Интрузивы типа небольших даек и силлов обладают экзоконтактами от первых см до первых м и ввиду низкой температуры наблюдается лишь узкая зона дегидратации пород. Крупные гранитные массивы, хотя и обладают невысокой температурой, но благодаря энергичному флюидному воздействию на вмещающие породы, имеют обширные, до нескольких километров контактовые ареалы, в которых наблюдается закономерная смена парагенезов минералов от высокотемпературных, вблизи интрузивного массива, до низкотемпературных – вдали от него. Чем выше температура интрузивного массива, тем в контактовых ореолах развиты более высокотемпературные метаморфические породы.

Среди пород контактового метаморфизма наиболее распространены *роговики*, массивные темные породы, содержащие кордиерит, андалузит, хлорит и мусковит. Если воздействию гранитов подвергаются карбонатные породы, то возникают скарны, метаморфические породы, которые образовались за счет *метасоматоза* (замещения) с привнесением  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{B}_2\text{O}_3$ . Скарны могут возникнуть только под влиянием горячих щелочных флюидов, отделяющихся от остывающего гранитного расплава. Характерным для скарнов являются различные гранаты, турмалин и волластонит ( $\text{CaSiO}_3$ ); типично образование железных магнетитовых руд, а также

сульфидов меди, свинца и цинка, формирующих большие промышленные месторождения. Гора Магнитная прославилась месторождением магнетитовых руд и в тридцатые годы около нее возник г.Магнитогорск.

Динамометаморфизм связан с крупными разломами, в основном, надвигами, покровами и сдвигами, при образовании которых всегда возникает стресс – напряжение сжатия, ориентированное в одном направлении. На глубинах, где литостатическое давление велико, под влиянием стресса, породы приобретают пластическое течение, напоминающее раздавливание пластилина в ладонях рук. При этом раздавливаемый материал стремится выдавиться в сторону уменьшения градиента давления, а новообразованные минералы, такие как слюды, располагаются чешуйками параллельно поверхности смещения, создавая сланцеватость метаморфической породы. Конгломераты в таких зонах сплющиваются, длинные оси сжатых галек ориентированы по направлению перемещения, а уплощенные гальки – перпендикулярно сжатию. Поэтому следует различать *сжатие*, когда усилие направлено по нормали к объекту и *стресс* со сдвигом, когда объект зажат между двумя пластинами, смещающимися в разных направлениях.

Динамометаморфизм проявляется в сравнительно узких зонах разрывных нарушений и сразу же исчезает за их пределами.

Метаморфические фации и тектоника литосферных плит. Активная континентальная окраина, где океаническая литосфера погружается под континентальную, представляет собой хороший пример для демонстрации распределения метаморфических фаций и их связь с геодинамическими обстановками (рис. 16.2.2). Следует обратить внимание на положение фации голубых сланцев, требующих для своего формирования высоких давлений и сравнительно низких температур. Они как раз и располагаются в основании аккреционного клина, где создается большое давление. Амфиболитовая и гранулитовая фации находятся в нижней части континентальной коры и в самых верхах верхней мантии, ниже поверхности Мохо. Фации средних и низких ступеней метаморфизма располагаются в верхней коре.

### **16.3. Ударный метаморфизм.**

На поверхность Земли всегда падали, падают и будут падать метеориты – эти космические «гости» из нашей Солнечной системы. При падении на Землю метеорита образуется кратер или *астроблема* (греч. астра – звезда, блема (?) – рана), которая всегда больше, чем упавший метеорит. Соударение метеорита и поверхности Земли зависит от массы тела и его скорости при движении в атмосфере, т.к. последняя играет роль тормоза. Знаменитый железный метеорит Хоба из Намибии в Африке весом в 60 т просто лежит на

поверхности, не сделав даже малейшего углубления. Следовательно, его скорость при сближении с поверхностью Земли равнялась нулю.

Большинство кратеров соответствует скорости сближения с поверхностью Земли в 3-4 км/с. При такой скорости удара образуется ударная волна, со скоростью 3-5 км/с, сжимающая горные породы с силой до 100 ГПа, причем возрастание давления, как полагает В.И.Фельдман, происходит в миллиардные доли секунды ( $10^{-9}$  с). Естественно, что это колоссальное мгновенное сжатие вызывает такой же быстрый нагрев пород до  $+10000^{\circ}\text{C}$  и выше, причем нагрев происходит в момент разряжения сжатия, когда ударная волна исчезает. Все это сопровождается дроблением, плавлением и испарением вещества

мишени (рис. 16.3.1).

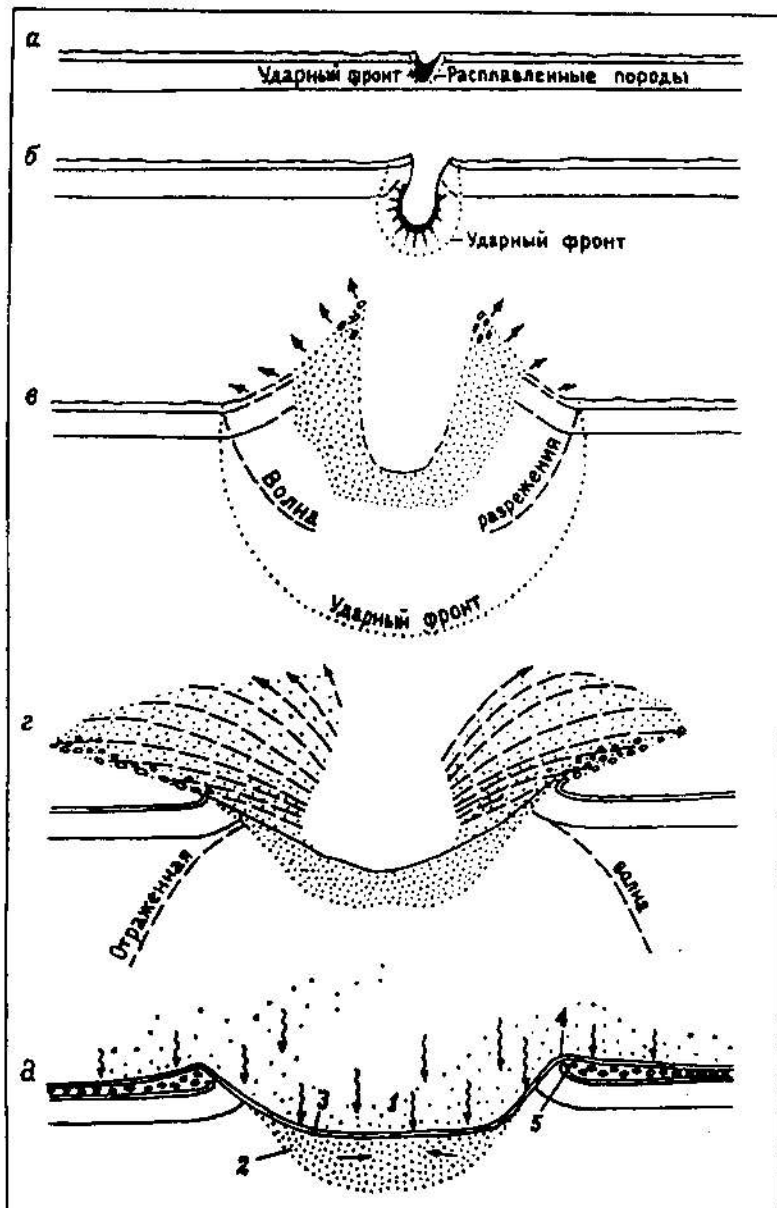


Рис. 16.3.1. Стадии образования взрывного (метеоритного) кратера (по Л.Н. Хряниной, 1987): а-в - I стадия - ударное сжатие, растекание метеорита в грунте; г - II стадия - экскавация и выброс грунта отраженной волной; д - III стадия - деформация или заполнение (1 - воронка, 2 - истинное дно, 3 - видимое дно, 4 - вал брекчии, 5 - лежащая синклиналь цокольного вала)

Горные породы, образующиеся при таком мгновенном ударном событии называются *импактитами* (англ. «импэкт» - удар) и подразделяются на 3 группы: 1) импактированные породы, т.е. подвергнутые воздействию ударной волны; 2)

расплавленные породы; 3) импактные брекчии. Ударный метаморфизм проявляется в образовании различных пород и новых минералов, в изменении структуры минералов. Все зависит от давления и температуры. При давлениях  $P=10-35$  ГПа и  $T=+100-300^{\circ}\text{C}$ , в породах и минералах образуются трещины и *диаплектовые* (греч. «диа» – пере, «плектос» – витой, крученный) структуры в кварце и полевых шпатах, выражающиеся в скольжении блоков кристаллической решетки относительно друг друга (планарные элементы) и в конечном итоге превращении минерала в изотропное вещество. При  $P=45-60$  ГПа и  $T=+900^{\circ}-1500^{\circ}\text{C}$  минералы становятся аморфными и начинается их плавление.

При  $P=90$  ГПа и  $T=+3000^{\circ}\text{C}$  наступает плавление горных пород, а затем их испарение. Некоторые минералы, например, кварц ( $2,2 - 2,5$  г/см<sup>3</sup>) переходит в более плотную ( $2,85-3,0$  г/см<sup>3</sup>) модификацию, но состав при этом не меняется. Углерод может переходить в алмаз или лонсдейлит; оливин и пироксен, сменяются более плотными

модификациями. Ударный метаморфизм имеет локальное распространение и не выходит за пределы метеоритного кратера (рис. 16.3.2).



Рис. 16.3.2. Попигайская астроблема на севере Анабарского массива (Восточная Сибирь). Диаметр около 90 км, время образования – 35 млн лет назад, ранний олигоцен

## Глава 17.0. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

### 17.1. Вертикальные и горизонтальные движения

Земная кора постоянно испытывает движения, чаще всего очень медленные, но при землетрясениях очень быстрые, почти мгновенные. Это явление было подмечено еще в далекой древности Пифагором. Известно много мест на земном шаре, где целые города оказались сейчас на дне моря, а некоторые портовые сооружения – на суше. Примерами служат поселения древнегреческих колоний на Черноморском побережье: Созополь в Болгарии, Диоскурия в районе современного Сухуми и др. На Коринфском перешейке, соединяющим материковую Грецию с полуостровом Пелопонесс, храм, выстроенный в I в. н.э. на суше, ныне покрыт водами моря. На новой Земле причалы, построенные поморами еще в XVIII в., сейчас находятся выше уровня моря и довольно далеко от берега. Скандинавия медленно поднимается, а горное сооружение Большого Кавказа каждый год «вырастает» почти на 1 см. Очень медленные поднятия и опускания испытывают и равнинные участки Русской плиты, Западно-Сибирской низменности, Восточной Сибири и многих других районов. Земная кора испытывает не только вертикальные, но и горизонтальные перемещения, причем их скорость составляет десятков см в год. Иными словами, земная кора как бы «дышит», постоянно находясь в медленном движении.

В чем причины таких перемещений земной коры? Необходимо различать кажущиеся движения, связанные с колебаниями уровня моря и реальные, обусловленные собственно перемещениями земной коры. На побережьях океанов и морей уже давно устанавливались специальные приборы мореографы и рейки – футштоки, для измерения уровня моря. Впервые такие наблюдения стали проводиться в Швеции, а с 1731 г. в Финляндии. Уровень моря может испытывать собственные колебания – эвстатические, обусловленные разными причинами, как уже отмечалось в главе о деятельности океанов.

Таяние ледников, образование поднятий в океанах, увеличение средней температуры воды, уменьшение ее плотности и т.д. все это вызывает повышение уровня океана, но это не означает, что то место на побережье, где происходят измерения, опускается. Необходима обработка длинного ряда наблюдений за десятки лет, чтобы выявить действительные вертикальные колебания земной коры.

Резко усиливают колебания земной коры гляциоизостатические движения, связанные с таянием ледников и «всплыванием» после снятия нагрузки. Так поднимаются Балтийский и Канадский щиты.

Для изучения деформаций, обусловленных тектоническими или вулканическими процессами, используют *наклонометры* и *деформографы*, с погрешностями измерений до

0,001". Перед извержением вулканов поднимающаяся магма вызывает деформацию – подъем вулканической постройки, что улавливается приборами. Вообще, в вулканических областях земная кора испытывает быстрые и значительные колебания. В Италии, недалеко от Неаполя, есть городок Поццуоли. В нем, на древней рыночной площади сохранились колонны, т.н. «храма Сераписа», которые, правда к храму не имеют отношения. На некоторой высоте от своего основания колонны изъедены сверлящими моллюсками, а ниже них поверхность колонн ими не повреждена. Поццуоли находится вблизи еще недавно действующих вулканов, например, Сольфатары, где происходит выделение сернистых газов. Сооружение, выстроенное на суше в начале нашей эры, частично оказалось засыпанным вулканическим пеплом на высоту 2-3 м. Затем она опустилась ниже уровня моря и моллюски-камнеточцы «обработали» поверхность мраморных колонн. После этого опять наступило поднятие. И так происходило несколько раз. Все это свидетельствует об активности тектоно-магматических движений в районе действующих вулканов (рис. 17.1.1)

Для выявления вертикальных движений используют *повторное высокоточное нивелирование* вдоль определенных профилей, например, через Большой Кавказ. Такие профили, измерения на которых проводились несколько раз с интервалом в 10-15 лет, дают весьма любопытные материалы о скорости и направленности современных тектонических движений (рис. 17.1.2).

Измерение горизонтальных движений на небольших площадях производится геодезическим способом повторной триангуляции, а перемещение литосферных плит сейчас надежно установлено с помощью методов космической геодезии, точность которых весьма велика и составляет первые мм на тысячи километров. Также широко используется геодезическая спутниковая система GPS.

Для многих регионов Мира составлены карты современных вертикальных движений. Неоднократно такие карты составлялись для русской плиты и ее обрамления. Карты, учитывающие деформацию земной коры за последние несколько миллионов лет, т.н. неотектонические карты, составлены для территории СНГ под руководством Н.И.Николаева, а, кроме того, есть много региональных неотектонических карт для Кавказа, Карпат, Урала и других.

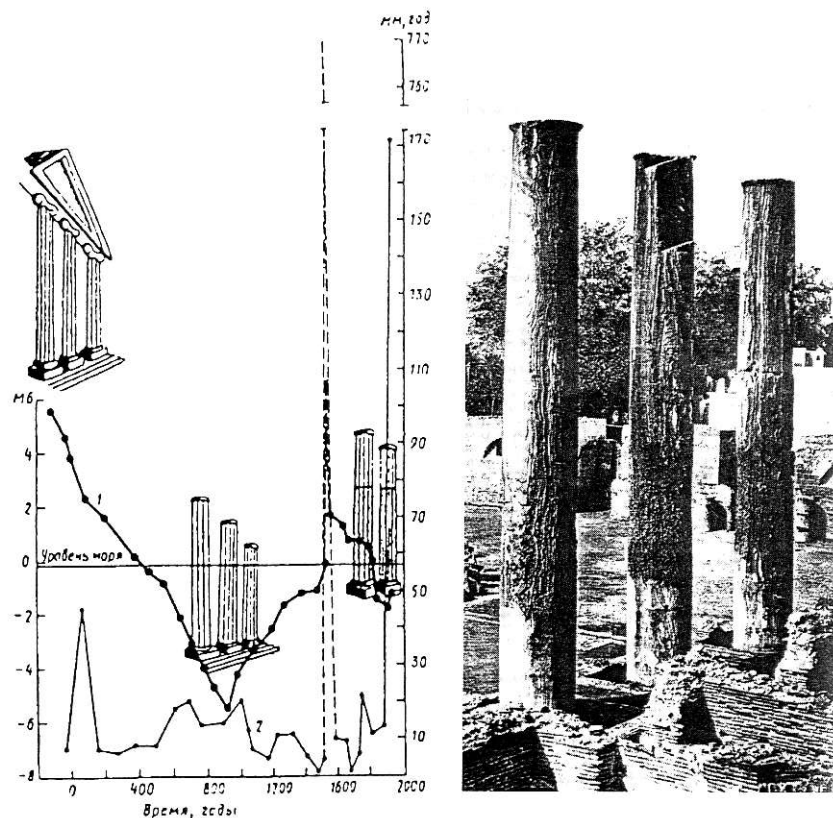


Рис. 17.1.1. Изменение высоты поверхности и основания храма Сераписа в Поццуоли (Италия, Неаполитанский залив) с 79 г. н.э. и до настоящего времени (по А.А.Никонову): 1 – вертикальные движения поверхности, 2 – изменение скорости движения. Фотография колонн храма Сераписа

## 17.2. Понятие о деформациях горных пород

Всех, побывавших в горах, всегда поражают пласты горных пород, смятые, как листы бумаги, в причудливые складчатые узоры. Нередко слои как будто «разрезаны» гигантским ножом, причем одна часть слоев смещается относительно другой. Каким же образом и под влиянием каких сил горные породы могут принимать столь причудливый облик? Можно ли наблюдать этот процесс и как быстро он происходит?

В подавляющем большинстве случаев осадочные породы, образующиеся в океанах, морях, озерах, обладают первично горизонтальным или почти горизонтальным залеганием. Если мы видим, что слои залегают наклонно, или вертикально, смяты в складки и т.д., т.е. их первичное горизонтальное залегание изменено, обычно говорят, что слои подверглись действию сил, причина возникновения которых может быть разнообразна. Чаще всего имеют в виду силы, приложенные к пластам горных пород либо *вертикально*, либо *горизонтально*. Надавите на тетрадку снизу, она изогнется вверх: а если вы ее будете сдавливать с краев, положив на стол, она сомнется и тем сильнее, чем больше будет сила сжатия, и чем дольше она будет действовать. Такие силы называются

поверхностными, т.к. они приложены к какой-то поверхности пласта горных пород – нижней, боковой.

График скоростей и превышений по линии Зеленчук - Сухуми  
(сопоставлены результаты измерений 1931 г. и 1959 г.)

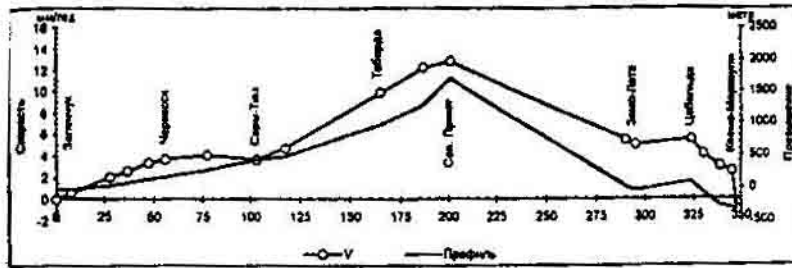


График скоростей и превышений по линии Зеленчук - Сухуми  
(сопоставлены результаты измерений 1959 г. и 1975 г.)

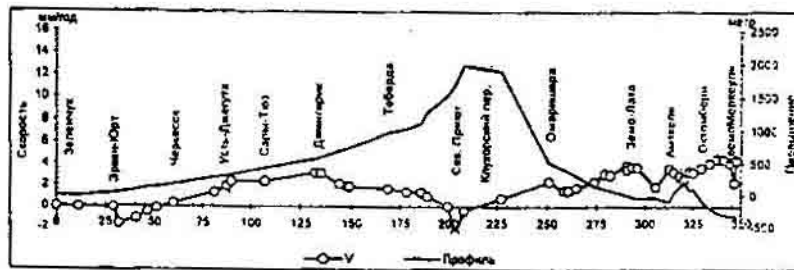


График скоростей и превышений по линии Зеленчук - Сухуми  
(сопоставлены результаты измерений 1975 г. и 1990 г.)

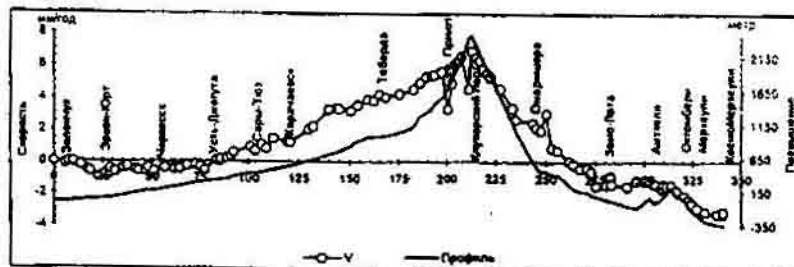


Рис. 17.1.2. Результаты повторного нивелирования через Большой Кавказ (по Д.А.Лилиенбергу)

Однако в природе, кроме поверхностных, важную роль играют и *объемные силы*. Горная порода, например, каменная соль, будучи легче окружающих пород, всплывает очень медленно (1-2 см в год), но в течение миллионов лет.

Понятие о деформациях. Из физики известно, что изменение объема и формы тела, вследствие приложенной к нему силы, называется *деформацией*. Когда мы сжимаем в руке резиновый мяч, изгибаем палку, ударяем молотком по кирпичу, во всех случаях мы имеем дело с деформацией тела вплоть до его разрушения. Причины деформаций могут



быть очень разными. Это и сила тяжести, самая универсальная из всех сил; это и влияние температуры, при возрастании которой увеличивается объем; это и разбухание, например, увеличение объема пород за счет пропитывания водой; это и просто механические усилия, приложенные по определенному направлению к толще пород, и многие другие.

Важно помнить, что любая деформация происходит во времени, которое в геологических процессах может составлять десятки миллионов лет, т.е. деформирование происходит очень медленно. Огромная длительность геологических процессов делает очень трудным их моделирование в лабораторных условиях, т.к. невозможно воспроизвести такие огромные временные интервалы.

Деформации бывают *упругими* и *пластическими* (рис. 17.2.0).



Рис. 17.2.1. Виды деформаций.  $\sigma$  - напряжение,  $\epsilon$  - деформация,  $t$  - время

В первом случае после снятия нагрузки тело возвращается в исходную форму (резинový мяч), а во втором нет (кусок пластилина) и сохраняет некоторую остаточную деформацию. Если прилагаемая к любому телу, в частности к горным породам, нагрузка возрастает, то тело сначала деформируется как упругое, переходит критическую величину, называемую *пределом упругости*, и начинает деформироваться пластически, т.е. его уже невозможно вернуть в исходное состояние. Если же нагрузку увеличивать и дальше, то может быть превзойден *предел прочности*, и тогда горная порода должна разрушиться.

Слои горных пород, первоначально залегающие горизонтально, впоследствии оказываются деформированными, причем степень деформации может колебаться от очень слабой, до исключительно сильной, когда мощные слоистые толщи оказываются перемятыми, подобно клочку бумаги, сжатому в кулаке (рис. 17.2.1).

Когда понятия «твердый», «мягкий», «хрупкий», «пластичный» используют в обыденной жизни, то всем ясно, что камни твердые, пластилин – вязкий и пластичный, кирпич – твердый и хрупкий одновременно. Но как эти привычные нам понятия перенести на горные породы, такие как известняк, мрамор, гранит, песчаник, базальт и другие? Известно, что воск – твердое вещество. Уроните свечку, и она расколется. Но если воск

нагревать, он становится пластичным. Вывороченные при ремонте тротуара плитки асфальта, сложенные грудой и оставленные в таком виде под лучами Солнца на длительное время, в конце концов, расплывутся и деформируются.

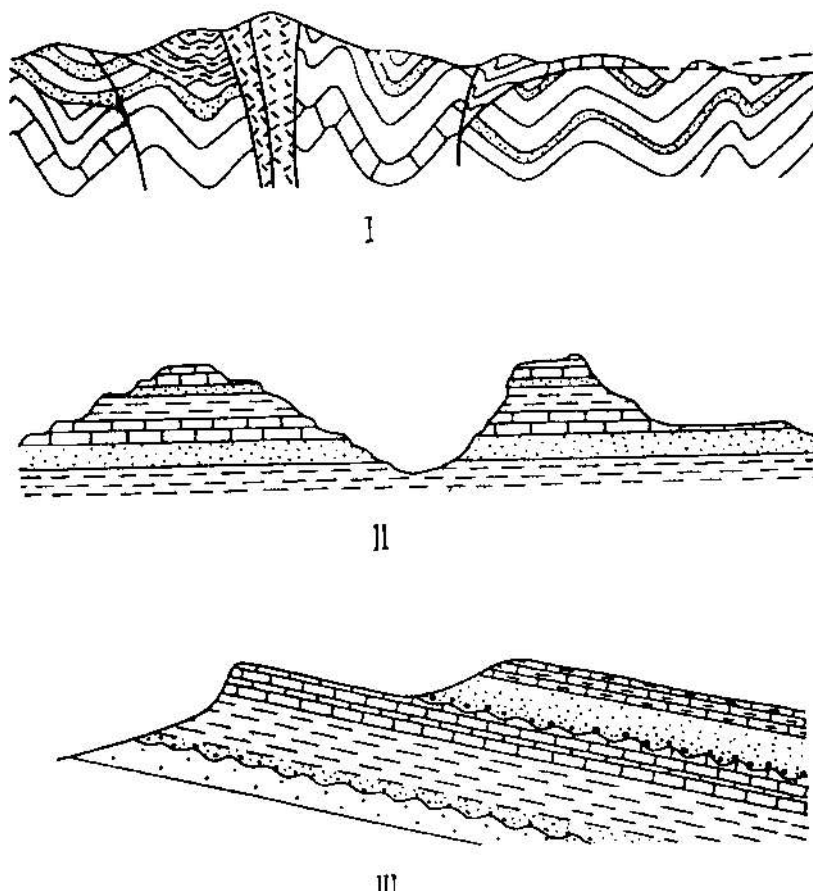


Рис. 17.2.2. Типы залегания горных пород: I – складчатое, II – горизонтальное, III – наклонное (моноклинальное)

Смотря на смятые слои мрамора или известняка, мы понимаем, что они испытали пластическую деформацию, и нам кажется, что силы сжатия, приложенные к ним, были очень велики, т.к. породы твердые. На самом деле, прилагать большие усилия совсем не обязательно. Все зависит от времени, и если очень долго (сотни тысяч и миллионы лет) создавать небольшое усилие, то твердые на первый взгляд слои горных пород, будут изгибаться подобно слоям из пластилина.

### 17.3. Складчатые нарушения.

Наблюдая толщи горных пород, смятые в складки, кажется, что формы складок бесконечно разнообразны. На самом деле их можно свести к нескольким основным типам и легко различать в кажущемся хаосе складок различных по форме и по размерам.

Два типа складок являются главными: *антиклинальная* и *синклиальная*. Первая складка характеризуется тем, что в ее центральной части, или в ядре, залегают более

древние породы; во второй – более молодые. Эти определения не меняются, даже если складки наклонить, положить на бок или перевернуть.

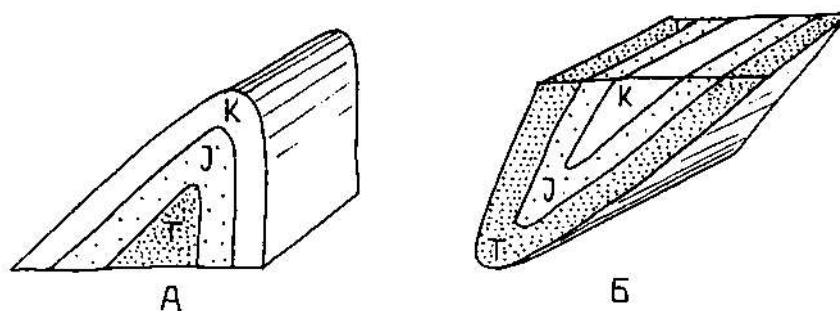


Рис. 17.3.1. Антиклинальная (А) и синклиальная (Б) складки. В ядре антиклинали располагаются более древние породы, чем на крыльях. В синклинали – наоборот

У каждой складки существуют определенные элементы, описываемые всеми геологами одинаково: крыло складки, угол при вершине складки, ядро, свод, осевая поверхность, ось и шарнир складки (рис.17.3.2 ).

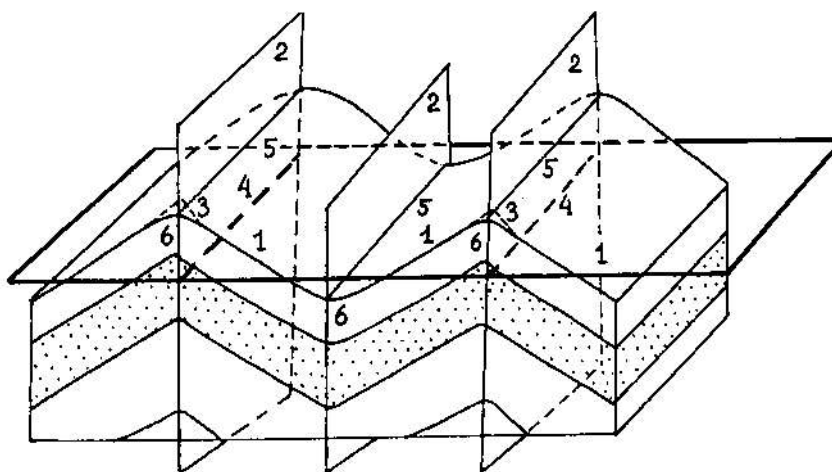


Рис. 17.3.2. Основные элементы складки: 1 – крыло складки, 2 – осевая поверхность складки, 3 - угол при вершине складки, 4 – ось складки (линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью), 5 - шарнирная линия складки, 6 – замок складки

С помощью этих понятий, обозначающих разные части (элементы) складок, их легко классифицировать. Например, характер наклона осевой поверхности складки позволяет выделять следующие виды складок: 1) прямые, 2) наклонные, 3) опрокинутые, 4) лежащие, 5) ныряющие (рис. 17.3.3).

Особенно интересны складки с разными по форме сводами. Нередко можно наблюдать складки «острые», напоминающие зубья пилы, или, наоборот, с очень плавными, округлыми сводами (рис.17.3.4). В Горном Дагестане широко распространены

крупные складки, называемые «сундучными» и «корытообразными». Они сложены толщами плотных известняков, изогнутых вверх наподобие сундуков и вниз – корыт. На обрывистом краю одной такой сундучной складки располагается знаменитый аул Гуниб, последний оплот восставшего Шамиля.

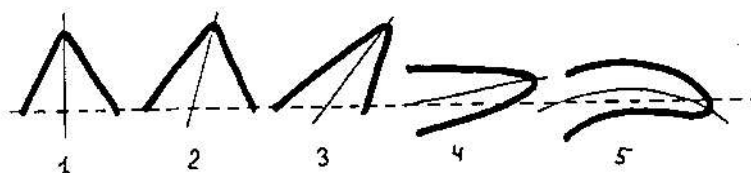


Рис. 17.3.3. Классификация складок по наклону осевой поверхности и крыльев (складки изображены в поперечном разрезе). Складки: 1 – прямая, 2 – наклонная, 3 – опрокинутая, 4 – лежачая, 5 – ныряющая

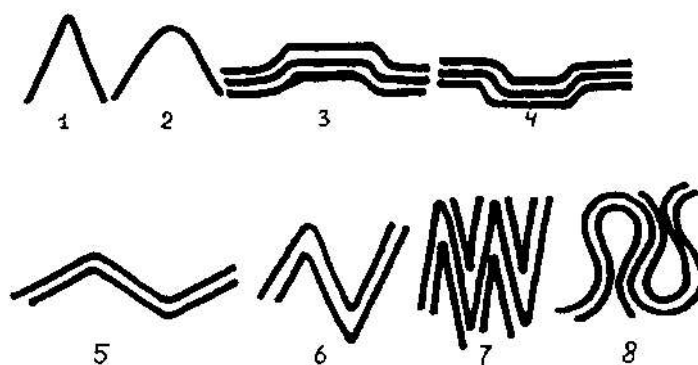


Рис. 17.3.4. Типы складок по форме замка: 1 – острые, 2 – округлые, 3 – сундучные, 4 – корытообразные; по углу при вершине складки: 5 – открытые, 6 – закрытые, 7 – изоклиналильные, 8 - веерообразные

Проведем простой опыт: возьмем любой журнал и начнем его сгибать в складку. Мы увидим, что страницы скользят и смещаются друг относительно друга и без такого скольжения изгиб журнала вообще невозможен. Точно так же ведут себя и слои горных пород, сминаемые в складку. Они скользят друг по другу и при этом, в своде складки мощность слоев увеличивается, т.к. материал слоев, раздавливаясь на крыльях, нагнетается и перемещается в своды складок. Такие складки называются *подобными*, потому что углы наклона всех слоев в крыле складки одинаковы и не меняются с глубиной. Но есть другой тип изгиба, когда, наоборот, мощность слоев остается везде неизменной, но при этом форма свода складки должна изменяться (рис.17.3.5). Такие складки называются *концентрическими*.

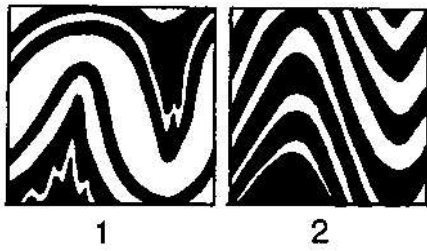


Рис. 17.3.5. Складки: 1 – концентрические, 2 – подобные

Существует еще один очень интересный тип складок – *диапировый*. Образуется он в том случае, когда в толщах горных пород присутствуют пластичные и относительно легкие породы, например, такие как соль, гипс, ангидрит, реже глины. Плотность соли ( $2,2 \text{ г/см}^3$ ) меньше, чем плотность осадочных пород (в среднем  $2,5-2,6 \text{ г/см}^3$ ). В далекие времена ранней перми на месте Прикаспийской впадины существовала морская лагуна, залив. Климат был сухой, жаркий, и морская вода, попав в залив, периодически испарялась, а на дне откладывался тонкий слой соли. Так продолжалось сотни тысяч лет и постепенно накапливавшаяся соль, образовала пласт мощностью в десятки и сотни метров. Это очень большая мощность, и чтобы ее наглядно представить, посмотрите на главное здание Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова. От асфальта до 24 этажа будет ровно 125 метров.

Со временем климат и условия изменились и пласт соли, медленно погружаясь, был перекрыт уже другими осадочными породами – песками, глинами, известняками. Но соль легче перекрывающих ее пород, она менее плотная. Возникла инверсия плотности, т.е. легкая масса внизу, а более тяжелая – наверху. Это состояние неустойчиво и достаточно небольших движений, например, поднятия какого-то блока земной коры под соленосным пластом, как соль начинает перетекать, двигаться и при этом вести себя как очень вязкая жидкость. Как только на пласте соли образуются вздутия, сразу же начинает действовать Архимедова сила и соль, благодаря своей относительной легкости, движется вверх и всплывает в виде гигантской капли или гриба.

Всплывая, соль приподнимает слои, залегающие выше, деформирует их и прорывает, появляясь иногда на поверхности в виде соляного купола (рис. 17.3.6). Такие диапировые складки и купола широко распространены в Прикаспийской впадине, в которой имеются соляные толщи кунгурского яруса перми, образовавшиеся примерно 265-260 млн. лет тому назад. За это время выше соли накопилась толща осадочных пород мощностью в несколько километров. Соль, приведенная в неустойчивое состояние тектоническими движениями, постепенно всплывала, образуя соляные купола и диапировые складки. Поскольку соль в ядре складки обладает куполовидной формой, то на поверхности мы наблюдаем структуру, напоминающую разбитую тарелку, т.к. в стороны от купола отходят радиальные разломы, а между ними наблюдаются

концентрические трещины. Соляные купола растут очень медленно, примерно 1-3 см в год. Но за многие миллионы лет они «проходят» путь в несколько километров.

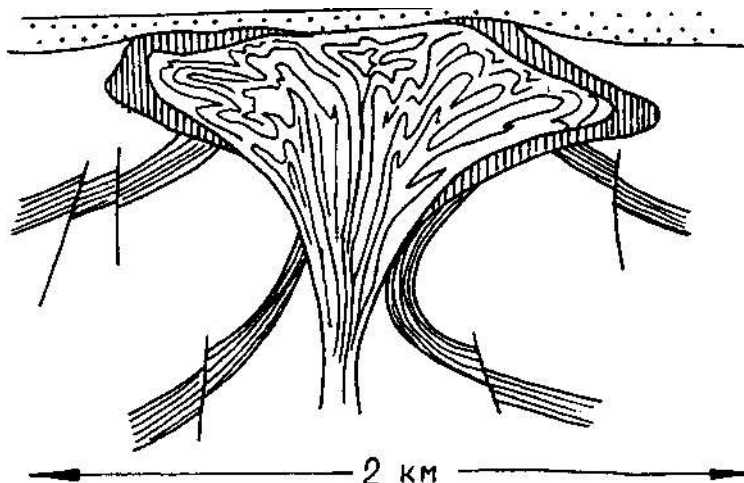


Рис. 17.3.6. Строение соляного купола, ядро которого очень сильно дислоцировано, а по краям – оторочка гипса (вертикальная штриховка)

Геологами хорошо изучена форма соляных куполов во многих районах Белоруссии в Припятском прогибе, в Северной Германии, в Мексиканском заливе и других местах. Часто купола похожи на перевернутые капли, причем нередко они оторваны от основного слоя соли и уже «всплывают» сами по себе. Иногда верхняя часть такой гигантской капли расплывается в стороны и тогда соляной купол приобретает форму гриба на тонкой ножке.

Образование диапировых складок и соляных куполов хорошо поддается моделированию в лабораторных условиях, в котором роль соли и осадочных пород играют специально подобранные жидкости с различной плотностью, при этом размер и время формирования модели соляных куполов сокращаются в тысячи раз, но благодаря пропорциональному уменьшению вязкости эквивалентного материала сохраняются условия подобия реальным структурам.

Изучение районов с соляными пластами и куполами важно потому, что соль является хорошим экраном или крышкой для нефти и газа, не пропуская их вверх. Поэтому под солью могут находиться нефтегазовые месторождения.

Чаще всего мы видим смятые в складки слои горных пород в поперечном разрезе, в котором они выглядят наиболее эффектно. Но если разрезать складку в горизонтальной плоскости, то мы получим форму складки в плане. И можно убедиться, что складки в этом сечении также разнообразны: они могут быть вытянутыми, очень длинными, но узкими – *линейными* или, наоборот, овальными, почти круглыми - *брахискладками*; иногда они приобретают квадратную форму (в разрезе - корыта или сундуки., о которых говорилось

выше). Замыкание антиклинальной складки в плане называется *периклиналью*, а синклиальной – *центриклиналью* (рис. 17.3.7). Разнообразие формы складок зависит от свойств горных пород и от направления действия силы, приложенной к пластам.

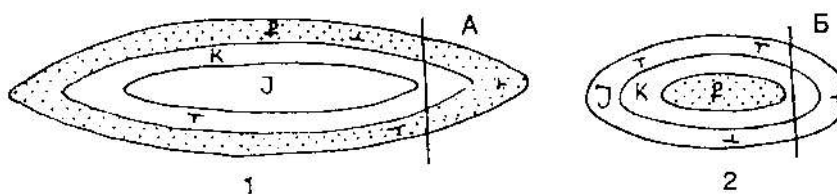


Рис. 17.3.7. Складки в плане: 1 – линейная антиклинальная складка, 2 – брахискладка синклиальная. А – периклираль – замыкание антиклинальной складки. Б – центриклираль – замыкание синклиальной складки

Как правило, в горных областях наблюдается сложное сочетание складок в большом объеме пород, т.е. все пространство занято складками, переходящими друг в друга. Обычно такое сочетание складок называют *полной складчатостью*, в противоположность *прерывистой складчатости*, характеризующейся тем, что отдельные складки разделены обширным пространством с горизонтальным залеганием пород, как, например, на Русской плите, где мы наблюдаем пологие отдельные складки, иногда называемые валами. Сочетание складок в областях с полной складчатостью приводит к образованию *антиклинорий* (с преобладанием антиклинальных складок) и *синклинорий* (с преобладанием синклиальных) (рис. 17.3.9).

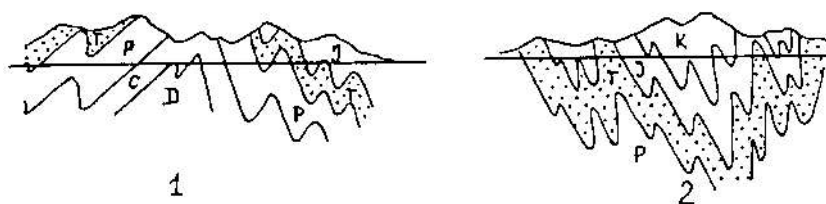


Рис. 17.3.8. Антиклинорий (1) и синклинорий (2)

Каким же образом возникают различные типы складок? Какие силы и сколько времени должны действовать на пласты горных пород, чтобы их перекрутить как веревку? Был ли этот процесс относительно быстрым или растягивался на десятки миллионов лет? Были ли силы, приложенные к пластам горных пород, исключительно большими, или наоборот, очень слабыми, но действовали длительное время? Всеми этими вопросами занимается та ветвь геологической науки, которая называется *тектоникой* («тектос» – строитель, греч.). Именно тектоника рассматривает различные виды структур и условия

их образования. Механизмы формирования практически всех известных типов складок можно свести к трем главным типам.

Первый тип – это *складки поперечного изгиба*. Они образуются в том случае, когда сила, сминающая горизонтально залегающий пласт, направлена перпендикулярно к нему (рис.17.3.10,А ).

Второй тип складок – это *складки продольного изгиба*. В данном случае силы направлены вдоль пластов по горизонтали (рис.17.3.10,Б ). Такой тип складок можно получить, сжимая на столе толстую пачку листов бумаги. При этом отчетливо будет видно, как листы бумаги, сминаясь в складки, скользят друг по другу, иначе, как уже говорилось, смять их невозможно. Представим себе, что продольное сжатие испытывают слои разной вязкости: твердые песчаники и мягкие глины. При общем смятии более податливые глины будут сильнее раздавливаться и выжиматься с крыльев складок в их своды, которые будут увеличиваться в объеме. В них как бы накачивается, нагнетается пластичная глина.

Третий тип складок – это *складки течения или нагнетания* ( рис. 17.3.9,В).

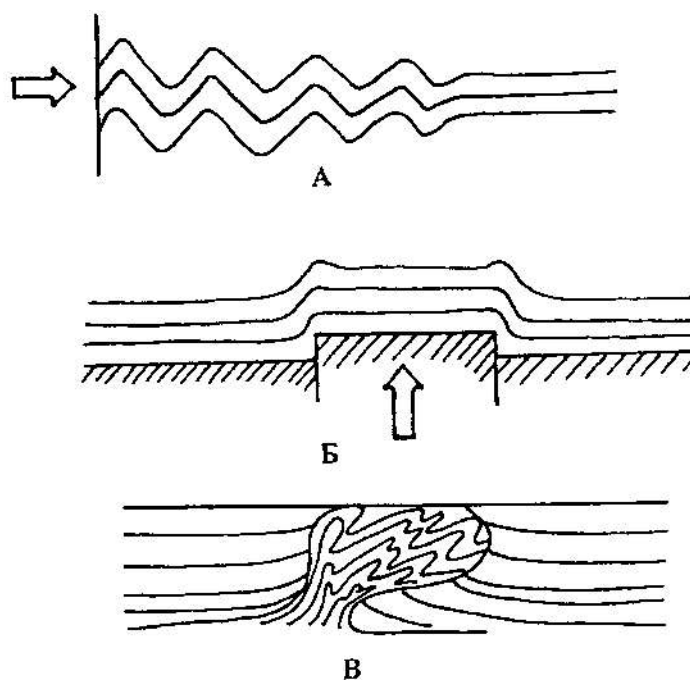


Рис. 17.3.9. Складчатость: А – продольного изгиба, Б – поперечного изгиба, В – нагнетания. Стрелками показано направление движения масс

Они свойственны таким пластичным породам, как глины, гипс, каменная соль, ангидрит, каменный уголь. Складки из таких пород отличаются очень прихотливой формой. Надо отметить, что при высоких температурах, которые существуют на глубинах в несколько



километров, пластичными становятся даже такие прочные породы как кварциты, мраморы, известняки и песчаники.

Таким образом, формирование складок – это сложный и, самое главное, очень длительный процесс. Стоит обратить внимание на время, которое в геологии играет важную роль. Не следует думать, что складка может образоваться в течение нескольких лет. Этот процесс занимает миллионы, реже сотни тысяч, лет. Тогда и силы, приложенные к пластам горных пород, могут быть не столь значительны, но зато устойчиво действовать длительное время, а горные породы ведут себя при этом как очень вязкая жидкость. Вместе с тем эти же породы обладают твердостью и хрупкостью. Если к ним быстро приложить какую-нибудь силу, например, резко ударить молотком, они расколются, но при медленном сдавливании «потекут» и начнут деформироваться.

Где мы наблюдаем наиболее сложно построенные складчатые пояса, в которых нагромождение складок занимает огромные пространства? Это, прежде всего, участки столкновения – коллизии - крупных континентальных литосферных плит, например, между Евразийской и Африканской, между Азией и Индостанской плитой, где возник грандиозный складчатый пояс Гималаев. Или это участки земной коры, в которых океанская плита погружается – субдуцирует в силу своей большей плотности, под континентальную (северо-восточная окраина Азии, Южно-Американские Кордильеры и др.). Именно в этих зонах, хотя и медленно, в течение сотен миллионов лет со скоростью 2- 8 см в год, происходит сближение и взаимодействие колоссальных масс земной коры, которое и вызывает смятие, коробление и перемещение осадочных и вулканогенных пород.

#### **17.4. Разрывные нарушения**

До сих пор речь шла о таких деформациях пластов горных пород, которые не нарушали сплошности пласта, хотя пласт при этом мог сильно изгибаться. Иными словами, даже в самых сложных складках можно проследить какой-либо пласт, выбранный нами наугад, по всей складке, как в поперечном, так и в продольном разрезах.

Однако, если тектонические напряжения растут, то в какое-то время может быть превышен предел прочности горных пород и тогда они должны будут разрушиться или разорваться вдоль некоторой плоскости – образуется *разрывное нарушение*, *разрыв* или *разлом*, а вдоль этой плоскости происходит смещение одного массива относительно другого.

Тектонические разрывы, как и складки, чрезвычайно разнообразны по своей форме, размерам, величине смещения и т.д. Для того, чтобы разобраться в разрывных нарушениях, надо определить некоторые его элементы, как и в случае со складками.

Так, в любом разрыве всегда присутствует *поверхность разрыва*, или *сместитель*, и *крылья разрыва* или два блока горных пород, расположенных по обе стороны от поверхности разрыва, которые и подвергаются смещению (рис. 17.4.1). Т.к. в большинстве случаев поверхность разрыва наклонена, то блок пород или крыло, располагающееся выше сместителя, называют *висячим* – оно как бы «висит» над ним, а блок, располагающийся ниже – *лежащим*. Перемещение крыльев друг относительно друга по сместителю является очень важным показателем, его величина называется *амплитудой смещения*.

По амплитуде смещения мы судим о том, маленькое или большое было смещение по разрыву. Но это смещение можно отсчитывать как по сместителю, так и по вертикали и горизонтали.

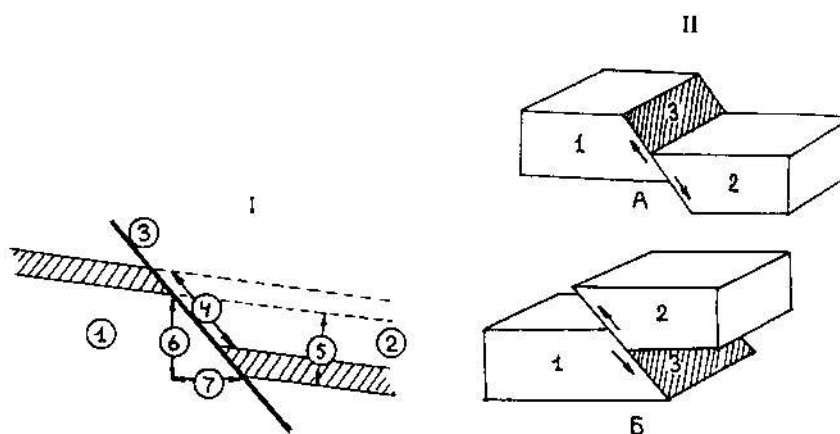


Рис. 17.4.1. Элементы сброса. Блоки (крылья): I – поперечный разрез: 1 – поднятый (лежащий), 2 – опущенный (висячий), 3 – сместитель; амплитуда: 4 – по сместителю, 5 – стратиграфическая, 6 – вертикальная, 7 – горизонтальная. II – А – сброс и Б – взброс.. Обозначения одинаковы..

Существует несколько главных типов разрывов – это *сброс*, *взброс (надвиг)*, *покров (шарьяж)* и *сдвиг*. Понять, что они собой представляют, позволяет рис.17.4.2. Хорошо видно, что при сбросе поверхность разрыва наклонена в сторону опущенного блока, при взбросе – наоборот, как и при надвиге, только в последнем случае поверхность разрыва более пологая. У покрова поверхность разрыва близка к горизонтальной. Во всех этих случаях смещение имеет вертикальную и горизонтальную компоненты, а при сдвиге смещение происходит вдоль поверхности разрыва (любого наклона) и имеет только горизонтальную компоненту.

Можно легко убедиться в том, что совершенно безразлично, двигался ли один блок, а другой был неподвижен, или они оба перемещались на одно и то же, либо на разные

расстояния, Важен конечный результат, и всегда сбросом будет называться разрыв, поверхность которого наклонена в сторону относительно опущенного блока или крыла.

В случае покрова (шарьяжа) выделяют *автохтон* – породы, по которым перемещается тело покрова и *аллохтон*, собственно покров. Передняя часть покрова называется *фронтом покрова*, а обнажающийся автохтон из-под аллохтона в результате эрозии – *тектоническим окном*. Расчлененные участки фронтальной части аллохтона называются *тектоническими останцами* (рис.17.4.2,5).

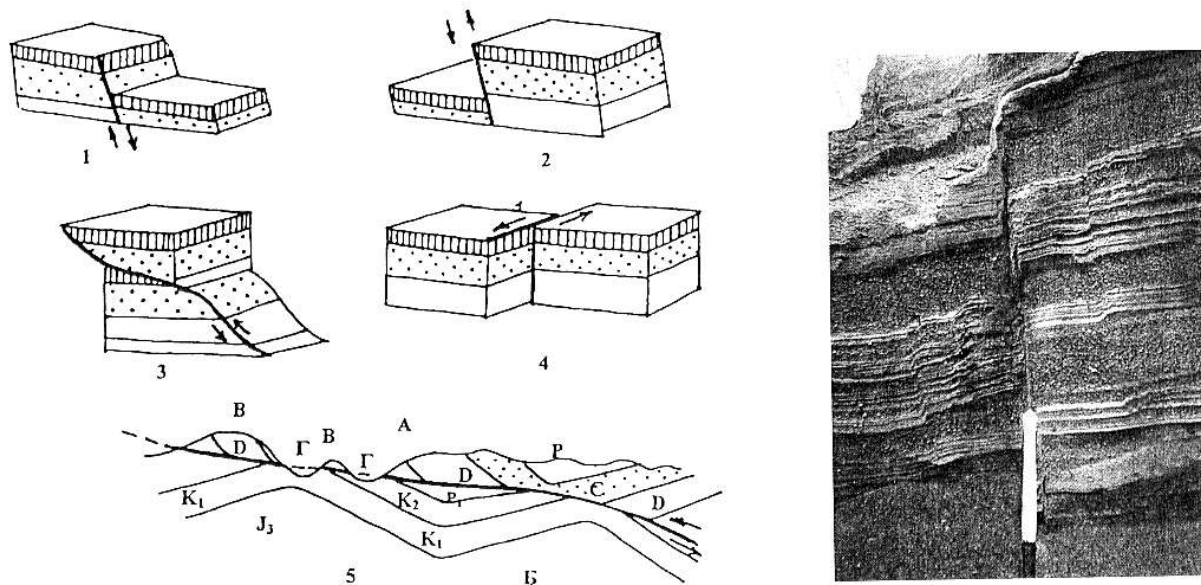


Рис. 17.4.2. Различные типы тектонических разрывов: 1 – сброс, 2 – взброс, 3 – надвиг, 4 – сдвиг, 5 – покров: А – аллохтон, Б – автохтон, В – тектонический останец, Г – тектоническое окно, Д – корень покрова; б – вертикальный сброс, Горный Алтай (фото Б.М. Богачкина)

Разрывные нарушения могут встречаться поодиночке, а могут образовывать сложные системы, например, многоступенчатые грабены и горсты.

Грабен – это структура, ограниченная с двух сторон сбросами, по которым ее центральная часть опущена (рис. 17.4.3). Если сбросов с двух сторон много и они параллельны друг другу, то образуется сложный *многоступенчатый грабен*. Прослеживаясь на тысячи километров и образуя сложные, кулисообразные цепочки, системы крупных, многоступенчатых грабенов называются рифтами или рифтовыми зонами. Хорошо известна Великая Африкано-Аравийская система рифтов, прослеживаемая от южной Турции через Левант, в Красное море и далее от района Эфиопии на юг Африки до реки Замбези. Длина такой континентальной рифтовой

системы составляет более 6500 км, и образовалась она по геологическим понятиям совсем недавно, всего лишь 15-10 млн. лет тому назад (рис. 17.4.4).

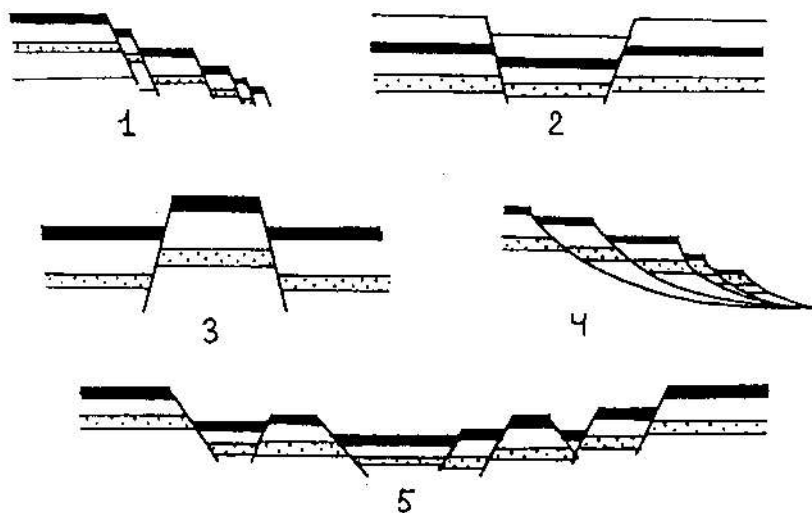


Рис. 17.4.3. Сочетание разрывных нарушений: 1 – ступенчатые сбросы, 2 – грабен, 3 – горст, 4 – листрические сбросы, 5 – грабены и горсты в сложном рифте

Горстом – называется структура, обладающая формой, противоположной грабелу, т.е. центральная ее часть поднята. (рис...). Это связано с тем, что грабен – провал, связанный с растягивающими усилиями, тогда как образование горста обусловлено сжатием.

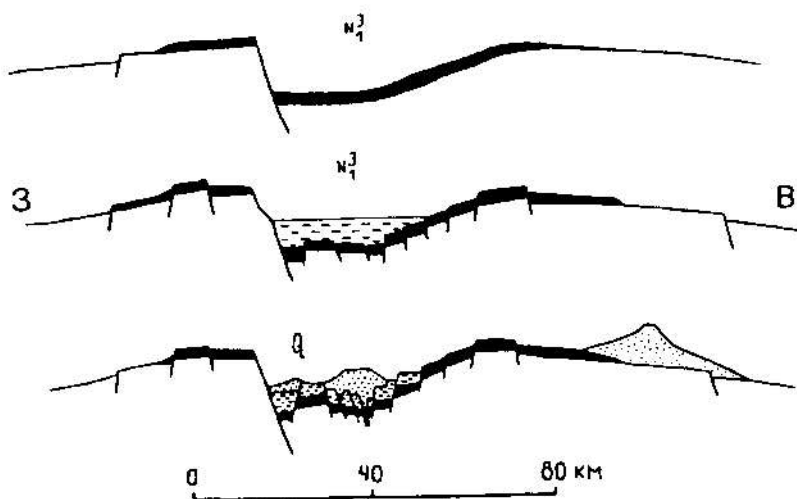


Рис. 17.4.4. Схематические профили, показывающие развитие Кенийского сложного грабена (Восточная Африка) с позднего миоцена до современности. Черные точки и штрихи – вулканические покровы разного возраста

Знаменитое озеро Байкал, крупнейшее в мире хранилище пресной воды, как раз и приурочено к асимметричному грабелу, в котором наибольшая глубина озера достигает

1620 м, а глубина дна грабена по осадкам плиоценового возраста ( 4 млн. лет) составляет – 5 км (рис. 17.4.5).

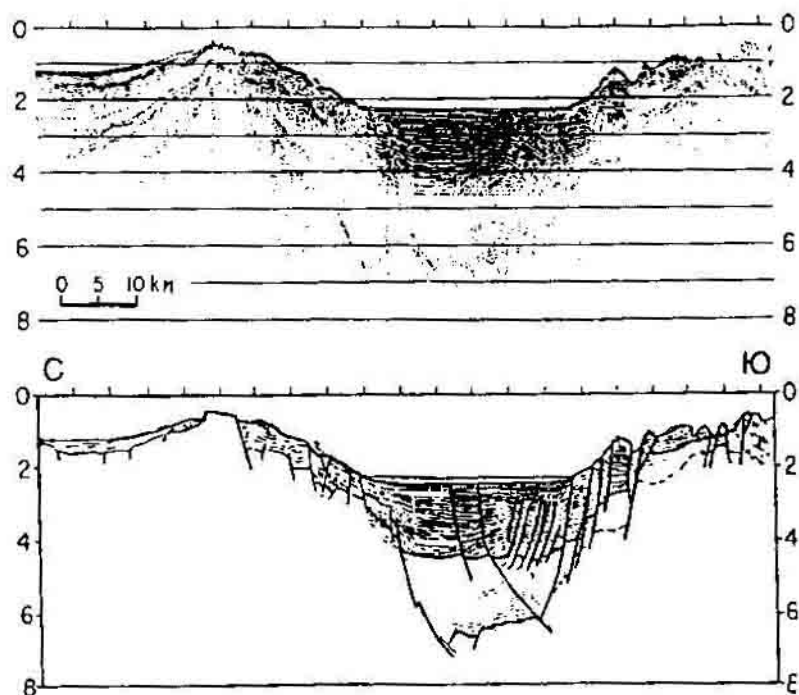


Рис. 17.4.5. Поперечный профиль через грабен оз. Байкал

Байкальский грабен многоступенчатый и является частью сложной рифтовой системы молодых грабенов, протягивающейся на 2500 км. Такие же рифтовые системы, состоящие из грабенов, известны в Европе – Рейнский грабен, древние грабены Осло, Викинг в Северном море; в Северной Америке – Рио-Гранде.

Самые грандиозные рифтовые системы Земли, состоящие из узких грабенов, приурочены к сводам срединно-океанских хребтов. Их общая длина превышает 80 тыс. км. И там их формирование связано с постоянным растяжением океанской коры ввиду того, что из мантии Земли все время поступают базальты, которые наращивают океаническую кору. Этот процесс называется спредингом.

Пожалуй, никакие другие типы разрывов не вызывали таких ожесточенных споров, порой драматических, среди геологов, как покровы. «Родиной» покровов считаются Альпы, где их впервые описали в конце прошлого века.

Покровы и надвиги составляют характерную черту горно-складчатых сооружений, испытавших сильное сжатие, например, Альпы, Пиренеи, Большой Кавказ, Канадские Скалистые горы, Урал и т.д.

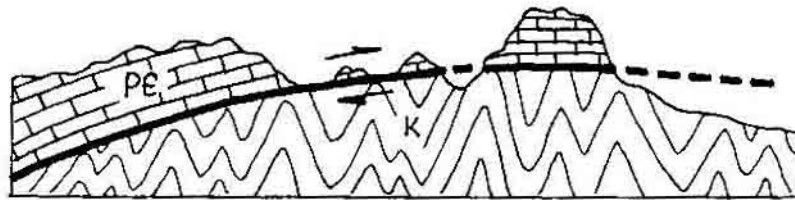


Рис. 17.4.6. Тектонический покров в Национальном парке в штате Монтана (СШША). Докембрийские породы надвинуты на меловые отложения

В настоящее время установлены покровы в Аппалачских горах востока Северной Америки, переместившиеся на запад по очень пологой поверхности более чем на 200 км с востока.

Еще более яркий пример – это Скандинавские горы, которые, протягиваясь с юга на север на 1500 км, представляют собой гигантский покров, надвинутый по горизонтальной поверхности с запада, со стороны Атлантики, на древние кристаллические толщи Балтийского щита на расстояние более 250 км. Из-под разрушенного и размытого покрова (аллохтона) местами в тектонических окнах проглядывают породы автохтона, т.е. тех толщ, по которым покров двигался.

Покровы и надвиги интересны тем, что под ними могут залежать важные полезные ископаемые, особенно нефть и газ. Но на поверхности никаких признаков нефти нет, и чтобы добраться до нее, надо пробурить 3-4 км совсем других пород – аллохтона, что было сделано в Аппалачах и в Предкарпатье, да и во многих других местах.

Запад Северной Америки – Калифорния, это район частых и сильных землетрясений, причем последнее и очень мощное произошло в конце 1993 г., когда разрушения охватили крупный город Лос-Анжелес. Виновником этих землетрясений является знаменитый тектонический разрыв-сдвиг – Сан-Андреас, т.е. сдвиг Святого Андрея.

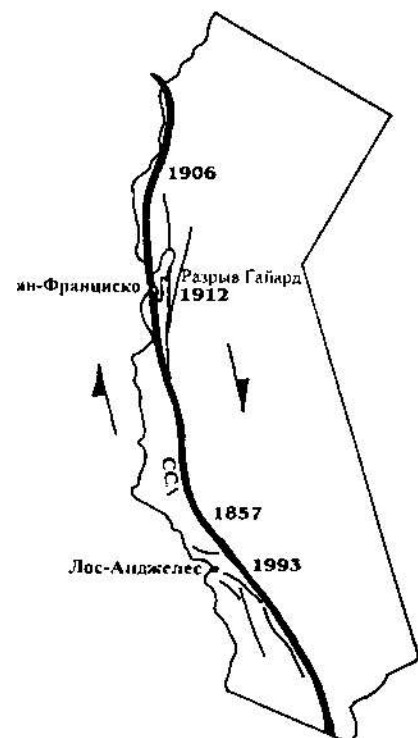


Рис. 17.4.7. Сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии (США). Города Сан-Франциско и Лос-Анжелес находятся в опасной сейсмической зоне

При сдвиге два блока горных пород перемещаются вдоль плоскости разрыва. Именно такая картина и наблюдается в сдвиге Сан-Андреас, причем величина среднего смещения оценивается примерно в 1 м за 100 лет. Непрерывными движениями по этому сдвигу смещаются русла рек, разрушаются и смещаются бетонные желоба для воды, изгороди. Наряду с медленными смещениями случаются и мгновенные подвижки, которые вызывают землетрясения.

Большие массы горных пород, смещаемые вдоль какой-либо поверхности разрыва, благодаря своему огромному весу оказывают друг на друга мощное давление, под воздействием которого образуется гладкая, отполированная поверхность в горных породах, называемая *зеркалом скольжения*.

Если между перемещающимися блоками горных пород попадают твердые обломки, то на зеркалах скольжения появляются штрихи и борозды, выдавленные этими обломками. Нередко в зоне разрыва наблюдается скопление остроугольных обломков разного размера за счет дробления блоков при смещении, иногда сцементированных глиной, образовавшейся из тонко перетертых обломков. Такие породы называются *тектонической брекчией* или *милонитом* («милос» – мельница, греч.). В крупных разрывных нарушениях мощность милонитов может достигать десятков метров.

## Глава 18.0. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясения – это одни из самых страшных природных катастроф, вызывающих не только опустошительные разрушения, но и уносящие десятки и сотни тысяч человеческих жизней. Землетрясения всегда вызывали ужас своей силой, непредсказуемостью, последствиями. Человек в таких случаях чувствует себя отданным во власть «гнева божья». Земная твердь, самое незыблемое в представлении человека, вдруг оказывается подвижной, она вздымается волнами и раскалывается глубокими ущельями.

Известно большое число катастрофических землетрясений, во время которых число жертв составило многие тысячи (рис. 18.0). В 1556 г. в Китае, в провинции Шэньси, страшное землетрясение привело к гибели 830 тыс. человек, а многие сотни тысяч получили ранения. Лиссабонское землетрясение в Португалии в 1755 г. унесло более 60 тыс. человеческих жизней. Мессинское землетрясение в 1923 г. – 150 тысяч; Таншаньское в Китае в 1976 г. – 650 тысяч. Этот скорбный список можно продолжать и продолжать. В Армении 7 декабря 1888 г. в результате Спитакского землетрясения погибло более 25 тыс. человек и 250 тыс. было ранено. 28 мая 1995 г. на Севере Сахалина мощным землетрясением был стерт с лица Земли городок Нефтегорск, где погибло более 2000 человек.

Землетрясения разной силы и в разных точках земного шара происходят постоянно, приводя к огромному материальному ущербу и жертвам среди населения. Поэтому ученые разных стран не оставляют попыток определить природу землетрясения, выявить его причины и, самое главное, научиться его предсказывать, что, к сожалению, за исключением единичных случаев пока не удается.

### 18.1. Механизм возникновения землетрясения и его параметры.

Землетрясение тектонического типа, т.е. связанное с внутренними эндогенными силами Земли, представляет собой процесс растрескивания, идущий с некоторой конечной скоростью, а не мгновенно. Он предполагает образование и обновление множества разномасштабных разрывов, со вспарыванием каждого из них не только с высвобождением, но и перераспределением энергии в некотором объеме. Когда мы говорим о том, что сила внешнего воздействия на горные породы превысила их прочность, то следует иметь в виду, что в геомеханике четко различают прочность горных пород как *материала*, которая относительно высока и прочность *породного массива*, включающего помимо материала горных пород еще и структурные ослабленные



зоны. Благодаря последним, прочность породного массива существенно ниже, чем прочность собственно пород.

Скорость распространения разрывов составляет несколько км/сек и этот процесс разрушения охватывает некоторый объем пород, носящий название *очага землетрясения*. *Гипоцентром* называется центр очага, условно точечный источник коротко периодных колебаний (рис. 18.1.1).

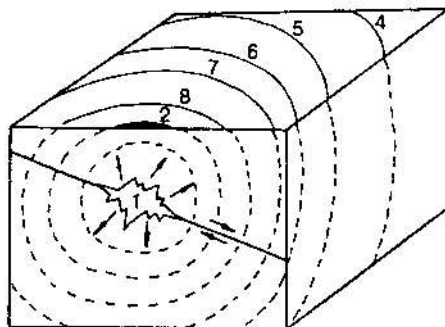


Рис. 18.1.1. Очаг землетрясения и распространения сотрясений в объеме породы: 1 – область очага или гипоцентр, 2 – проекция гипоцентра на поверхность Земли – эпицентр. Линии изосейст на поверхности – линии равных сотрясений в баллах

В большинстве случаев, хотя и не всегда, разрывы имеют сдвиговую природу и очаг землетрясения охватывает определенный объем вокруг него. Сейсмология изучает упругие волны распространяющиеся динамически в частотном диапазоне  $10^{-3}$  –  $10^2$  Гц со скоростями в 2-5 км/сек. Проекция гипоцентра на земную поверхность называется *эпицентром* землетрясения. Интенсивность землетрясения эпицентра изображается линиями равной интенсивности землетрясений - *изосейстами*. Область максимальных баллов вокруг эпицентра носит название *плейстосейстовой области*.

Основному подземному сейсмическому удару – землетрясению, обычно предшествуют землетрясения или *форшоки*, свидетельствующие о критическом нарастании напряжений в горных породах. После главного сейсмического удара обычно наблюдаются еще сейсмические толчки, но более слабые, чем главный удар. Они называются *афтершоками* и свидетельствуют о процессе разрядки напряжений при образовании новых разрывов в толще пород.

По глубине гипоцентров (фокусов) землетрясения подразделяются на 3 группы: 1) мелкофокусные 0-60 км; 2) среднефокусные – 60-150 км; 3) глубокофокусные 150-700 км. Но чаще всего гипоцентры землетрясений сосредоточены в верхней части земной коры на глубинах в 10-30 км, где кора характеризуется наибольшей жесткостью и хрупкостью.

Быстрые, хотя и неравномерные смещения масс горных пород вдоль плоскости разрыва вызывают деформационные волны – упругие колебания в толще пород, которые,

распространяясь во все стороны и, достигая поверхности Земли, производят на ней основную разрушающую работу. В главе II уже говорилось о главных типах объемных и поверхностных сейсмических волн. К первым относятся продольные – P (более скоростные) и поперечные – S (менее скоростные) волны (см. рис.2.2.2 ). Ко вторым – волны Лява - L и Рэлея – R. Волны P представляют собой чередование сжатия и растяжения и способны проходить через твердые, жидкие и газообразные вещества, в то время как волны S при своем распространении сдвигают частицы вещества под прямым углом к направлению своего пути.

Скорость продольных волн:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Где  $\mu$  - модуль сдвига;  $\rho$  - плотность среды, в которой распространяется волна;  $\lambda$  - коэффициент, связанный с модулем всестороннего сжатия K соотношением

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$$

Скорость поперечных волн:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

т.к. модуль сдвига  $\mu$  в жидкости и газе равен 0, то поперечные волны не проходят через жидкости и газы.

Поверхностные волны подобны водной ряби на озере. Волны Лява заставляют колебаться частицы пород в горизонтальной плоскости параллельно земной поверхности, под прямым углом к направлению своего распространения. А волны Рэлея, скорость которых меньше, чем волн Лява, возникают на границе раздела двух сред и, воздействуя на частицы, заставляют их двигаться по вертикали и горизонтали в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению распространения волн.

Поверхностные волны распространяются медленнее, чем объемные, и довольно быстро затухают как на поверхности, так и с глубиной. Волны P, достигая поверхности Земли, могут передаваться в атмосферу в виде звуковых волн на частотах более 15 Гц. Этим объясняются «страшный гул», иногда слышимый людьми во время землетрясений.

Сейсмические волны, вызываемые землетрясениями, можно зарегистрировать, используя т.н. *сейсмографы* – приборы, в основе которых лежат маятники, сохраняющие свое положение при колебаниях подставки, на которой они расположены. Первые сейсмографы появились сто лет назад. На рис. 18.1.2 изображены принципиальные схемы

вертикальных и горизонтальных сейсмографов, а также пример *сейсмограммы* – записи сейсмических колебаний, на которых хорошо наблюдаются первые вступления волн V и S. Отмечая время первого вступления волн, т.е. появления волны на сейсмограмме и зная скорости их распространения, определяют расстояние до эпицентра землетрясения (рис. 18.1.4). В наши дни на земном шаре установлены многие сотни сейсмографов, которые немедленно регистрируют любое, даже очень слабое землетрясение и его координаты. Начиная с первых сейсмических станций, оснащенных высокочувствительными сейсмографами, созданными академиком Б.Б.Голицыным в начале XX в., сеть таких станций в России непрерывно расширялась, хотя станции располагались неравномерно, учитывая различную сейсмичность регионов. Сейчас этих станций в России более 140, что в 25 раз ниже, чем в Германии, причем только 15% этих станций оснащено современными цифровыми сейсмографами. Существуют также 9 центров сбора и обработки данных, работающих в режимах текущей и срочной обработки. Сведения о текущей сейсмической обстановке регулярно публикуются в сейсмологических бюллетенях и каталогах. Сейчас происходит развитие и переоснащение сейсмических сетей России современной аппаратурой. Определение глубины очага землетрясения представляет собой более сложную задачу, а существующие методы не отличаются точностью.

#### Интенсивность землетрясений.

Интенсивность или сила землетрясений характеризуется как в баллах (мера разрушений), так и понятием *магнитуда* (высвобожденная энергия). В России используется 12-балльная шкала интенсивности землетрясений MSK – 64, составленная С.В.Медведевым, В. Шпонхойером и В. Карником (см. аббревиатуру).

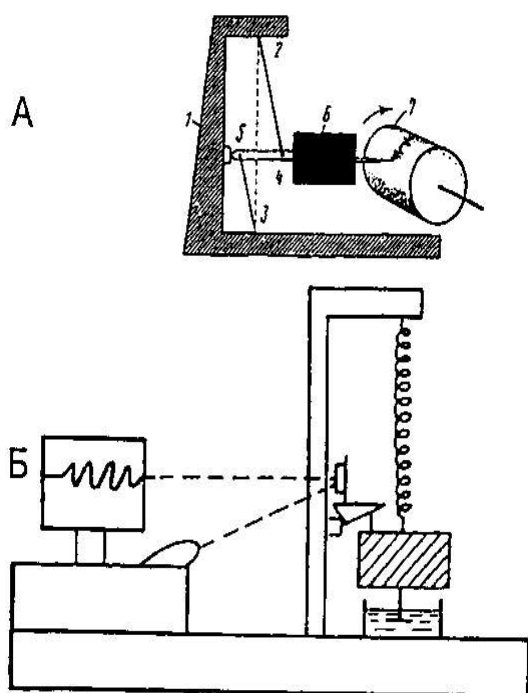


Рис. 18.1.2. Схема горизонтального сейсмографа с механической записью сейсмограммы острием на закопченном барабане регистратора (А): 1 – станина прибора, 2, 3 – точки крепления стальных нитей к станине, 4, 5 – точки крепления нитей к стержню груза сейсмографа, 6 – груз сейсмографа, 7 – закопченный барабан. Действие вертикального сейсмографа (Б). На горизонтальные толчки прибор реагирует очень слабо

Согласно этой шкале, принята следующая градация интенсивности или силы землетрясений:

1 – 3 балла – слабые

4 – 5 баллов – ощутимые

6 – 7 баллов - сильные (разрушаются ветхие постройки)

8 – разрушительное (частично разрушаются прочные здания, заводские трубы)

9 – опустошительное (разрушаются большинство зданий)

10 – уничтожающее (разрушаются почти все здания, мосты, возникают обвалы и оползни)

11 – катастрофические (разрушаются все постройки, происходит изменение ландшафта)

12 – губительные катастрофы (полное разрушение, изменение рельефа местности на обширной площади).

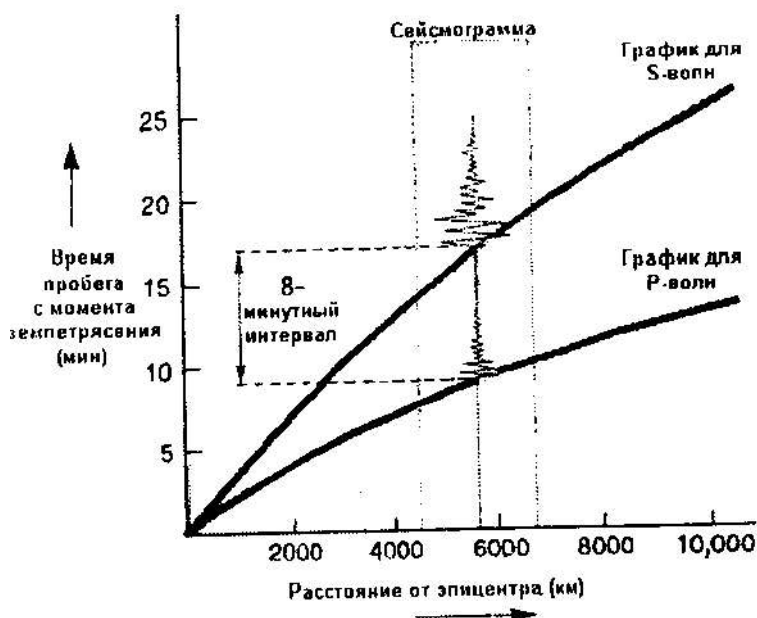


Рис. 18.1.4. Время пробега сейсмических волн от эпицентра землетрясения, используемое для определения расстояния от эпицентра до точки регистрации землетрясения

Степень сотрясения на поверхности Земли, как и площадь, охваченная им, зависит от многих причин, в том числе от характера очага, глубины его залегания, типов горных пород, рыхлых отложений или скальных выступов, обводненности и др.

В целях количественной оценки меры полной энергии сейсмических волн выделившихся при землетрясении широко используется шкала *магнитуд* ( $M$ ) по Ч.Ф.Рихтеру, профессору Калифорнийского технологического института.

$$M = \lg(A/T) + B \lg \Delta + \varepsilon$$

Где  $A$  и  $T$  – амплитуда и период колебаний в волне,  $\Delta$  - расстояние от станции наблюдения до эпицентра землетрясения,  $B$  и  $\epsilon$  - константы, зависящие от условий расположения станции наблюдения.

Это магнитуда, вычисленная по поверхностным волнам, хотя используются магнитуды по продольным и поперечным волнам.

Магнитуда 0 означает землетрясение с максимальной амплитудой смещения в 1 мкм на эпицентральной расстоянии в 100 км. При магнитуде 5 отмечаются небольшие разрушения зданий, а магнитуда 7 знаменует собой опустошительное землетрясение. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9-9,0. Следует подчеркнуть, что глубокофокусные землетрясения обычно не порождают поверхностных сейсмических волн, поэтому существуют и другие магнитудные шкалы, например, телесеismicкая для удаленных (более 2000 км от эпицентра) землетрясений или унифицированная магнитуда Б.Гутенберга, определяемая по амплитуде продольных объемных волн. Существует много модификаций шкал, позволяющих оценивать энергию всех землетрясений, происходящих на земном шаре и, в том числе, всех ядерных подземных и промышленных взрывов. В частности, оценка *сейсмического момента* –

$$M_0 = \mu S \pi d \phi$$

Где  $\mu$  - сдвиговая прочность пород в зоне разлома,  $S$  – площадь поверхности разлома,  $\langle d \rangle$  - среднее смещение по разлому, позволяет довольно объективно оценить величину землетрясения. Магнитуда, вычисленная по сейсмическому моменту:

$$M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 10,7$$

Наибольший из известных, сейсмический момент был установлен для землетрясения в Чили в 1960 г. –  $M_w = 9,6$ ;  $M_0 = 2,5 \cdot 10^{30}$  дин·см.

Существует определенная зависимость между магнитудой ( $M$ ) и силой землетрясения, выраженной в баллах ( $J_0$ ).

$$J_0 = 1,7M - 2,2; M = 0,6J_0 + 1,2$$

Связь между магнитудой ( $M$ ), интенсивностью землетрясений в баллах ( $J_0$ ) и глубиной очага. ( $H$ ) выражается формулой:

$$J_0 = aM - b \lg H + C$$

где  $a, b$  и  $c$  – коэффициенты, определяемые эмпирически для каждого конкретного района, где произошло землетрясений.

*Энергия*, выделяемая при землетрясениях достигает огромных величин и выражается формулой:

$$E = \pi^2 \rho V (A/T)^2$$

Где  $\rho$  - плотность верхних слоев Земли,,  $V$  – скорость сейсмических волн,  $A$  – амплитуда смещения,  $T$  – период колебаний. Рассчитывать энергию позволяют данные, считываемые с сейсмограмм.

Известные геофизики, Б.Гутенберг, работавший, как и Ч.Ф.Рихтер, в Калифорнийском технологическом институте, предложил уравнение связи между энергией землетрясения и его магнитудой по шкале Рихтера

$$\lg E = 9,9 + 1,9M - 0,024M^2$$

Эта формула демонстрирует колоссальное возрастание энергии при увеличении магнитуды землетрясения. Так, увеличение магнитуды землетрясения на одну единицу вызывает возрастание энергии в 32 раза, в то время как амплитуда колебания земной поверхности увеличивается лишь в 10 раз.

Если взрыв стандартной атомной бомбы в 100 кт выделяет около  $1000 \cdot 10^{18}$  эрг, то у всех сильных землетрясений выделение энергии было намного большим, а сильнейшее из когда-либо зарегистрированных землетрясений, выделило энергию, сравнимую с энергией взрыва водородной бомбы (рис.18.1.3). Увеличение  $M$  на две единицы соответствует увеличению энергии в 1000 раз.

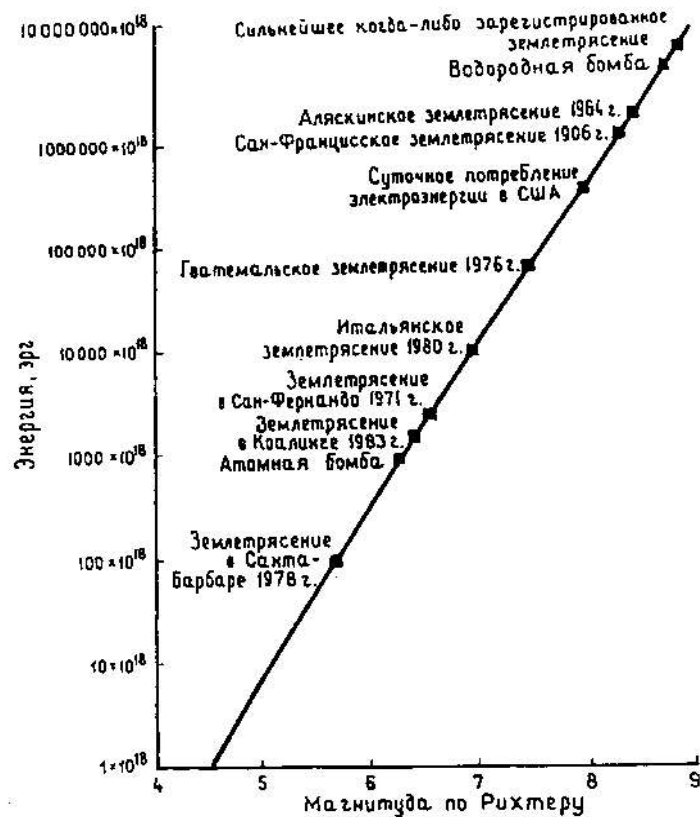


Рис. 18.1.3. Соотношение магнитуды землетрясений и выделившейся энергии

$$\text{Lg}E_{(\text{эрг})} = aM + b$$

Где  $a = 1,5$ ,  $b = -11,8$

Количество энергии, выделившееся в единице объема горной породы, например, в  $1 \text{ м}^3$  на 1 сек называется *удельной сейсмической мощностью*.

В Российской сейсмологии используется также энергетический класс  $K$  для того, чтобы оценить величину землетрясения.  $K$  равняется десятичному логарифму сейсмической энергии, выраженной в джоулях. Так при  $K=15$   $E=10^{15}$  Дж или  $10^{22}$  эрг. Между величинами  $M$  и  $K$  существует связь  $K=1,8 M + 4,6$ , установленная для южных районов России или для Дальнего Востока  $K=1,5 M + 4,6$ .

Интенсивность землетрясения в эпицентре землетрясения и в плейстосейстовой области тем выше, чем ближе к поверхности находится очаг. Однако, с расстоянием от эпицентра в этом случае колебания быстро затухают. При землетрясениях на больших глубинах, например, около 100 км в зоне Вранча в Румынских Карпатах, несмотря на  $M=5$ , колебания ощущались даже в Москве в декабре 1978 г.. При очень сильных землетрясениях с  $M=8$ , сейсмоколебания охватывают огромную площадь радиусом около 1000 км. Площадь, охваченная разрушением, растет в зависимости от магнитуды. Так при  $M=5$  и глубине очага в 40 км, площадь разрушений составит около  $100 \text{ км}^2$ , а при  $M=8$  – около  $20000 \text{ км}^2$ .

Очаги землетрясений. Уже говорилось о том, что подавляющая часть землетрясений возникает в верхней относительно более хрупкой части земной коры на глубинах 7-30 км. Механизм этих землетрясений показывает, что все они образовались в результате смещения по разломам с почти обязательной сдвиговой компонентой. Т.к. очаг землетрясения расположен на глубине в земной коре, то в нем невозможно проводить прямые наблюдения и следить, например, за его активизацией. Поэтому любое описание очага землетрясения базируется на дистанционных наблюдениях, на использовании законов механики разрушения, моделирования и т.д. Теоретическими расчетами определяют возможные плоскости разрыва в очаге, его динамические параметры. Последние, в первом приближении, дают возможность понять, каков был *механизм разрушения*. Было ли это растяжение или сжатие, какова была сдвиговая компонента и ее ориентировка (рис. 18.1.5).

Размеры очагов землетрясений в целом увеличиваются с возрастанием магнитуды. Если очаг располагается неглубоко, то сейсмогенный разрыв может выйти на поверхность, как это случилось, например, во время Спитакского землетрясения. Очаг представляет собой не плоскость, а некоторый объемный блок литосферы, в пределах

которого осуществляются подвижки по целому ряду отдельных разломов, сливающихся в один крупный сейсмогенный разрыв.

27 мая 1995 г. на севере о.Сахалин произошло мощное землетрясение с  $M=7,7$ . В эпицентр землетрясения попал поселок Нефтегорск, полностью разрушенный.

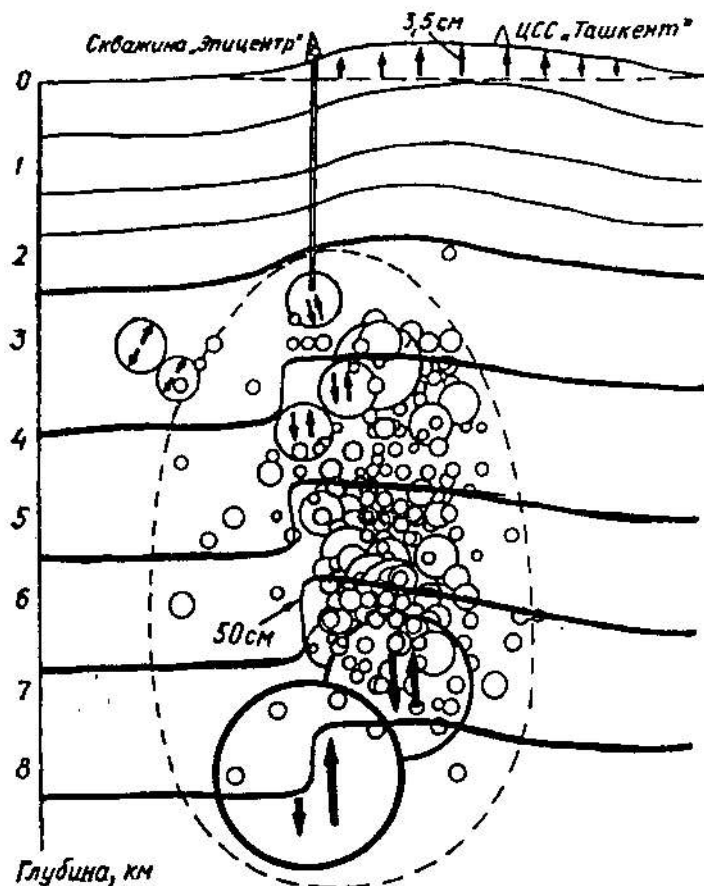


Рис. 18.1.5. Очаговая область Ташкентского землетрясения 1966 г. под городом. Большие круги – место главного толчка, более мелкие – афтершоки. Стрелки – направление подвижек. У поверхности стрелки – величина вспучивания по данным повторного нивелирования

При этом погибло более 2000 жителей. По шкале MSK интенсивность землетрясения составила 9 баллов. Очаг землетрясения располагался вблизи поверхности и вышел на нее в виде системы разрывов, общей протяженностью в 40 км. Главный разрыв представляет собой правый взбросо-сдвиг, с горизонтальным смещением до 8 м и вертикальным – до 2 м. Генеральный разрыв оперяется целым рядом более мелких, образуя сложную динамическую систему, прослеживающуюся до глубины в 15 км. Этот главный сейсмический разрыв оказался унаследованным от геологически хорошо известного Верхнепильтунского правостороннего взбросо-сдвига, круто падающего к СЗ. Когда детально изучили приповерхностное строение этого разрыва, выявились горизонты



палеопочв, нарушенные, по данным Е.А.Рогожина, сейсмогенными разрывами 1800, 1400 и 1000 лет тому назад, во время еще более сильных землетрясений, чем Нефтегорское.

Очаги землетрясений в Курило-Камчатской активной зоне с  $M=7,9-8,3$  имеют размеры уже в первые сотни км, сейсмогенные подвижки в них превышают 10 м и в целом очаги охватывают большой объем литосферы в пределах верхней части погружающейся океанской плиты.

Механизм землетрясений. Палеосейсмодислокации. Следы землетрясений, происходивших в недавнем геологическом прошлом - в голоценовое время, т.е. за последние 10 000 лет, можно обнаружить в рельефе, благодаря специальным методам, разработанным у нас в России. Сильные землетрясения всегда оставляют следы, «раны» на поверхности Земли. Когда детально изучили районы последних крупных землетрясений, произошедших в 1988 г. в Спитаке и в 1995 г. в Нефтегорске, то выявились следы прошлых, таких же сильных землетрясений в виде тектонических уступов; смещений горизонтов палеопочв; трещин, пересекающих различные современные элементы рельефа – долины, овраги, склоны гор и холмов, водоразделы. Такие сейсмогенные нарушения обычно накладываются на рельеф, совершенно не согласуясь с его элементами. В результате землетрясений возникают крупные оползни, осыпи, оплывины, обвалы, прекрасно дешифрируемые на аэрофотоснимках, а крупные разломы и трещины – на космических снимках. Например, на горных склонах центральной части Большого Кавказа прекрасно видны неглубокие рвы, уступы, секущие эти склоны и располагающиеся, невзирая на особенности геологического строения местности. Их относительная свежесть свидетельствует, по-видимому, о недавних сильных землетрясениях. Поэтому изучение палеосейсмодислокаций имеет большой практический смысл, т.к. их наличие однозначно свидетельствует об активной сейсмичности района в недалеком геологическом прошлом и, следовательно, район может вновь подвергнуться сильному землетрясению.

## **18.2. Распространение землетрясений и их геологическая позиция.**

Распространение на земном шаре землетрясений носит крайне неравномерный характер (рис. 18.2.1). Одни места характеризуются высокой сейсмичностью, а другие – практически асейсмичны. Зоны концентрации эпицентров представляют собой протяженные пояса вокруг Тихого океана и в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, простирающегося в широтном направлении от Гибралтара, через Альпы, Динариды, Кавказ, Иранское нагорье в Гималаи. Гораздо более узкие и слабее выраженные пояса сейсмичности совпадают с осевыми зонами срединно-океанских хребтов. Короткие зоны сейсмичности известны и в пределах Восточной Африки и в

южной части Северо-Американской платформы. Все остальные древние платформы и абиссальные котловины океанов – асейсмичны.

Закономерное распространение землетрясений хорошо объясняется в рамках современной *теории тектоники литосферных плит*. Наибольшее количество землетрясений связано с *конвергентными* и *дивергентными* границами литосферных плит и поясами их коллизии. Высокосейсмичный пояс вокруг Тихого океана связан с погружением, субдукцией холодных и тяжелых океанских плит под более легкие, континентальные. Места перегиба океанических плит, маркируются глубоководными желобами, за которыми располагаются островные дуги типа Алеутской, Курильской, Японской и др. с активным современным вулканизмом и окраинные моря или только вулканические пояса, как, например, в Южной и Центральной Америках. Возникновение сколов в верхней части погружающейся плиты свидетельствует о напряжениях, действующих в направлении пододвигания. Об этом говорит решение фокальных механизмов многочисленных землетрясений. По мере углубления океанической плиты, там, где она пересекает маловязкую астеносферу, гипоцентров становится меньше и они располагаются внутри плиты. Т.о., погружающаяся плита, испытывая сопротивление, подвергается воздействию напряжений, разрядка которых приводит к образованию землетрясений многочисленные гипоцентры которых сливаются в единую наклонную зону, достигающую в редких случаях глубин в 700 км, т.е. границы верхней и нижней мантии. Впервые эту зону в 1935 г. описал японский сейсмолог Кию Вадати, а американский геофизик Хьюго Беньофф из Калифорнийского технологического института, создавший сводку по этим зонам в 1955 г., вошел в историю, т.к. с тех пор наклонные, уходящие под континенты самые мощные в мире скопления очагов землетрясений, называются *«зонами Беньофа»*.

Глубина зон Беньофа сильно различается в разных местах. Под островами Тонга она заканчивается на глубинах почти в 700 км, в то время как под Западной Мексикой ее глубина не превышает 120-140 км. Внутреннее строение зон Беньофа достаточно сложное. Следует подчеркнуть, что например, под Японской островной дугой прослеживается как бы двойная сейсмофокальная зона, подразделенная участком слабой сейсмичности. Под западной окраиной Южной Америки зона Беньофа имеет извилистые очертания в разрезе, то выполаживаясь, то погружаясь более круто (рис.18.2.2).

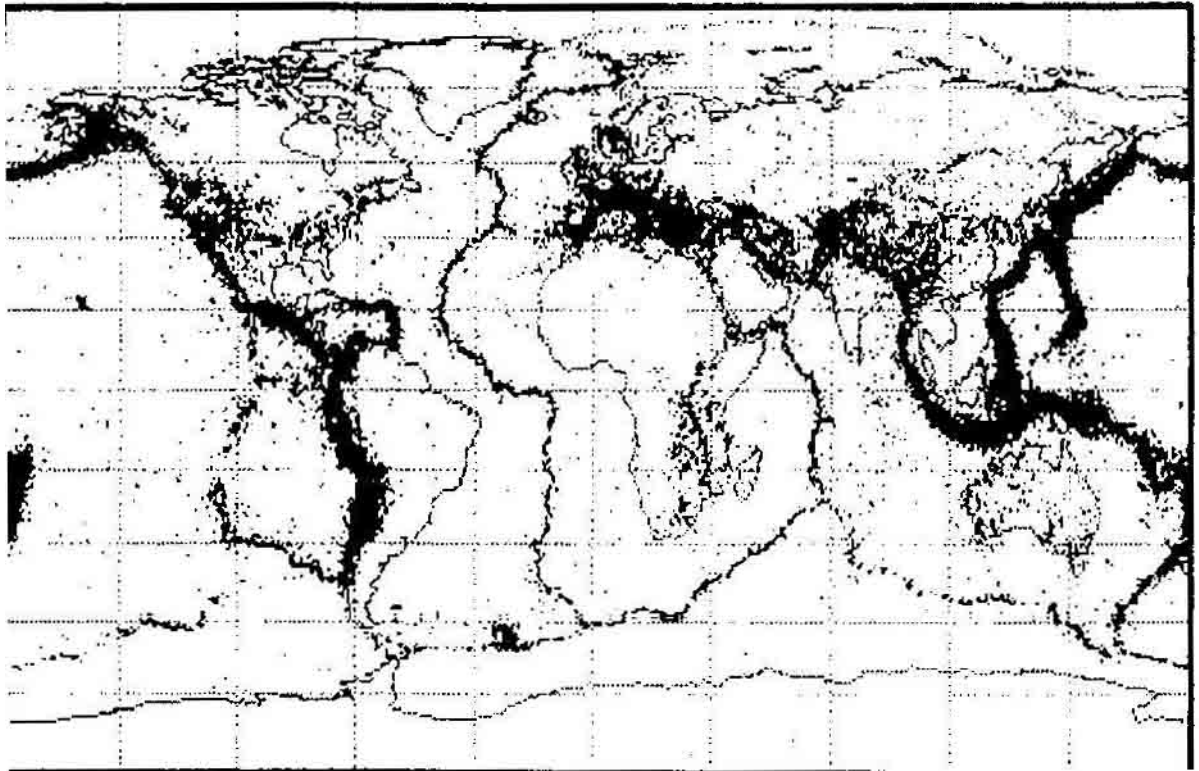


Рис. 18.2.1. Распределение эпицентров землетрясений на земном шаре

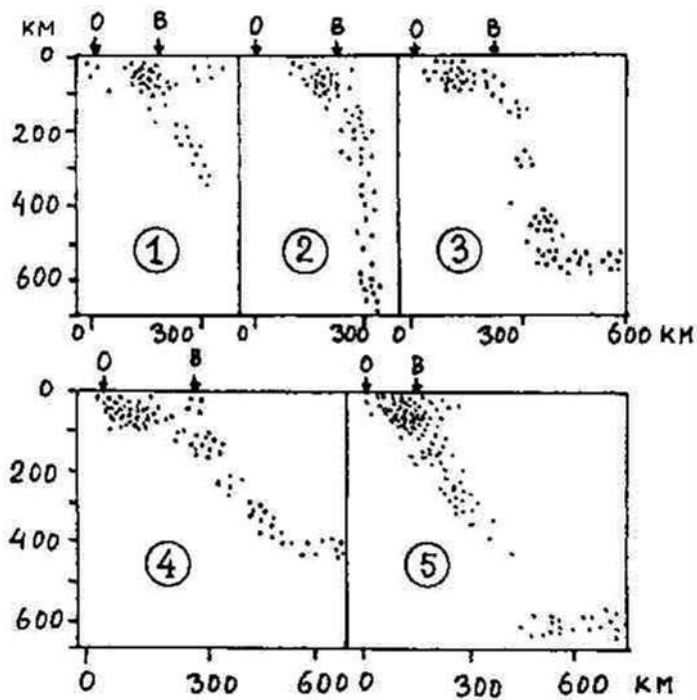


Рис. 18.2.2. Зоны Беньофа. Гипоцентры с 1954 по 1969 гг.: 1 – Алеутская дуга, 2 – Северо-Марианская дуга, 3 – Южная Идзу-Бонинская дуга, 4 – Северная Идзу-Бонинская дуга, 5 – Ново-Гебридская дуга, О – ось желоба, В - вулканы

В последнее время сейсмическая активность на восточной окраине северной Евразии, т.е. в пределах Камчатки, Курильской и Японской островных дуг значительно возросла. В 1991-93 гг. было 5-6 сильных землетрясений с  $M=6,5$ , в 1994- - 14, в 1995 – 20, в 1996 – 12, причем многие землетрясения были очень сильными. Все они связаны с процессами неравномерной субдукции океанической плиты.

В субширотном коллизионном поясе, простирающемся от Гибралтара до Гималаев и далее распределение гипоцентров носит неравномерный и сложный характер, подчиняясь молодому, неоген-четвертичному структурному рисунку Альпийского складчатого пояса и прилегающих территорий. Гипоцентры землетрясений в основном верхнекоровые, мелкофокусные, а более глубокие, в 100-200 км встречаются лишь спорадически. Отдельные наклонные сейсмофокальные зоны, скорее «лучи», с глубинами гипоцентров до 150 км известны на юге Апеннинского полуострова, в районе зоны Вранча в Румынских Карпатах. Плохо выраженные сейсмофокальные зоны небольшой протяженности располагаются в горах Загрос, к северу от Мессопотамского залива, наклоненные к северу; в районе хребтов Западный Гиндукуш и в Гималаях. На Памире наблюдаются почти вертикальные сейсмофокальные «гвозди», уходящие на глубину в десятки км (рис. 18.2.3).

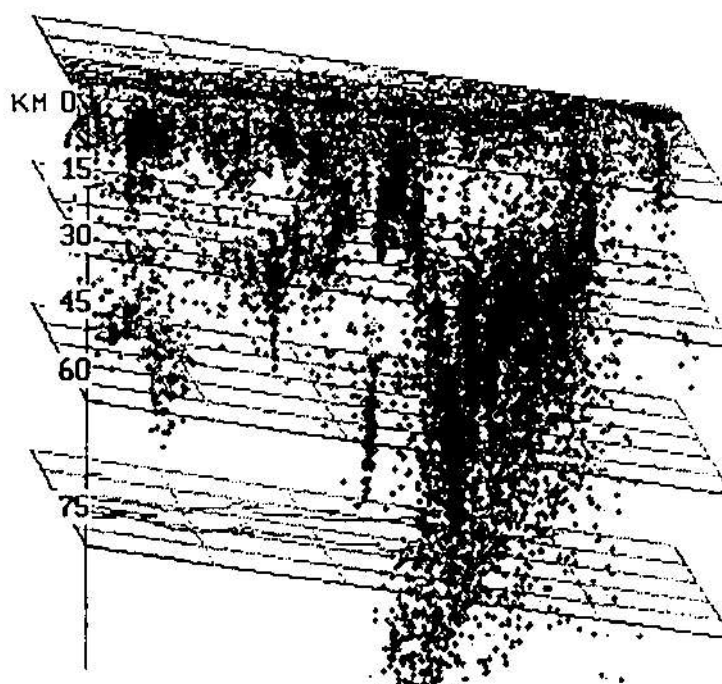


Рис. 18.2.3. Распределение гипоцентров землетрясений в сейсмофокальной зоне под Японией

В целом же, сейсмичность коллизионного пояса хорошо отражает обстановку общего субмеридионального сжатия, в поле которого попадает мозаика из разнородных

структурных элементов – складчатых систем и жестких, более хрупких микроконтинентов. Например, в Кавказском пересечении этого пояса, на распределение мелкофокусных землетрясений большое влияние оказывает перемещение к северу древней Аравийской плиты. Этот жесткий клин, вдавливаясь в складчатые системы Альпийского пояса, вызывает образование сдвиговых зон, контролирующей сейсмичность и отжимание масс к западу (рис. 18.2.4). Именно в результате этого процесса сформировался Северо-Анатолийский правый сдвиг, с которым связаны неоднократные разрушительные землетрясения, в том числе последнее в районе г. Измит в Западной Турции, повлекшее за собой многочисленные жертвы. Аравийский клин медленно, но постоянно, со скоростью 2.5 см/год давит на Альпийский пояс и он как бы «потрескивает», реагируя на возрастающие напряжения их разрядкой в виде землетрясений.

Очень протяженный узкий сейсмический пояс слабых и крайне мелкофокусных, до 10 км глубиной, землетрясений совпадает с осевой, рифтовой зоной срединно-океанических хребтов, общей протяженностью более 60 тыс. км. Частые. Но слабые землетрясения происходят в обстановке непрерывного растяжения, что характерно для дивергентных границ литосферных плит, т.к. в зоне рифтов океанических хребтов происходит спрединг и наращивание океанической коры.

Такие же обстановки тектонического растяжения характеризуют и континентальные рифты в Восточной Африке, в Европе – Рейнский грабен, в Азии – Байкальский рифт, Восточно-Китайские рифты. Следует отметить, что некоторое количество катастрофических землетрясений произошло в, казалось бы, совсем неподходящих для землетрясений местах. Например, Агадирское (Марокко), 1960 г.; Лиссабонское (Португалия), 1975 г.; Именское (юг Аравийского п-ва), 1982 г. и ряд других. Эти землетрясения связаны с активизацией разломных зон.

Наведенная сейсмичность. Техногенное воздействие человека на геологическую среду достигло такой силы, что стали возможными землетрясения, спровоцированные инженерной деятельностью человека. Понятие «наведенная сейсмичность» включает в себя как *возбужденные*, так и *инициированные* сейсмические явления.

Под возбужденной сейсмичностью понимается определенное воздействие на ограниченные участки земной коры, которое способно вызывать землетрясения. Инициированная сейсмичность подразумевает существование уже как бы «созревшего» сейсмического очага, воздействие на который играет роль «спускового крючка», ускоряя событие.

Если землетрясения возникают в результате наведенной сейсмичности, это означает, что верхняя часть земной коры находится в неустойчивом состоянии или, как говорят, в метастабильном, и достаточно некоторого воздействия на нее, чтобы вызвать разрядку накопившихся напряжений, т.е. землетрясение.

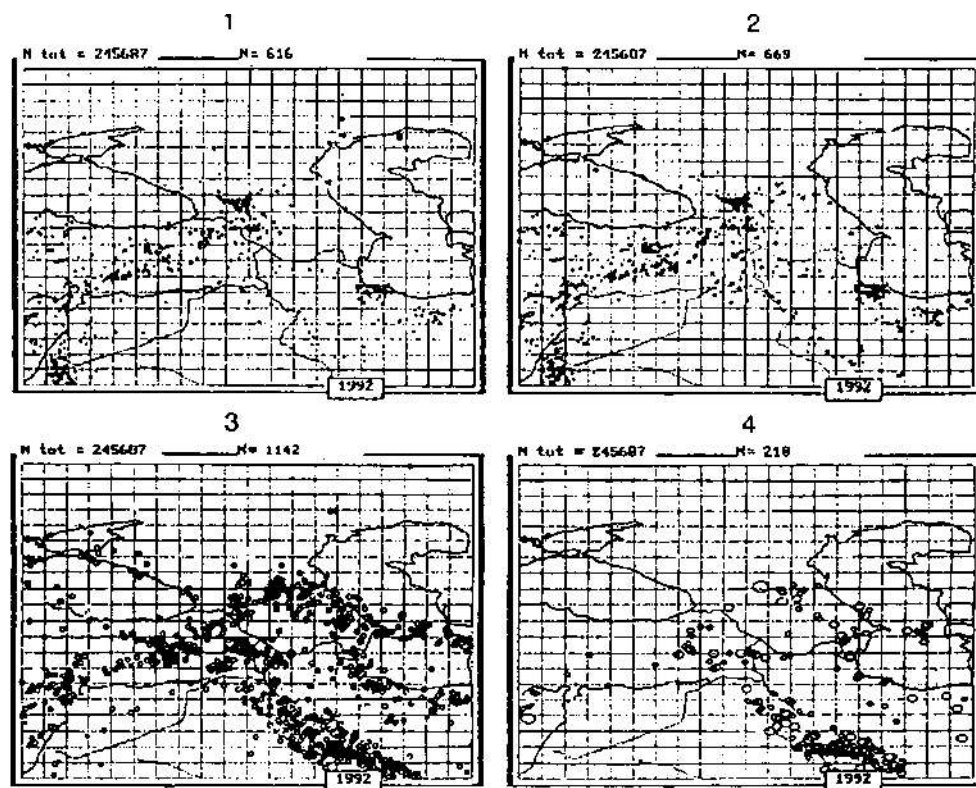


Рис. 18.2.4. Распределение эпицентров землетрясений в Кавказском регионе. Глубины эпицентров в км: 1 – 0–10; 2 – 10–25; 3 – 25–50; 4 – глубже 50

В качестве техногенных причин выступают такие, которые создают избыточную нагрузку или, наоборот, недостаток давления. В качестве первых особенно характерны крупные водохранилища. Первое такое землетрясение с  $M=6,1$  произошло в США в 1936 г. в районе плотины Гувер, где раньше землетрясения не были зафиксированы. В Калифорнии в 1975 г. произошло землетрясение силой около 7 баллов, после того, как была построена высокая (235 м) плотина и создано большое водохранилище вблизи города Оровилл. В 1967 г. в районе плотины Койна в Индии, через 4 года после создания водохранилища произошло разрушительное землетрясение с  $M=6,3$ . В середине 60-х годов довольно сильное землетрясение ( $M=6,2$ ) имели место вблизи плотины Крамаста в Греции.

Чем больше водохранилище, тем выше вероятность возбужденного землетрясения. Отмечается, что в подобных землетрясениях наблюдается значительное число форшоков и афтершоков (Сейсмические опасности, 2000). Кроме массы воды, как избыточного

нагрузки земной коры, важную роль играет снижение прочностных свойств горных пород ввиду проникновения по трещинам воды.

Добыча нефти и газа, откачка воды из земных недр, приводит к изменению пластового давления воды, что, в свою очередь, влияет на перераспределение напряжений, оживлению подвижек по разломам, возникновению новых трещин. Как правило, землетрясения, вызванные этими явлениями невелики по своей силе. Однако, очень сильные землетрясения с  $M=7,0$  и  $7,3$  произошли в 1976 и 1984 гг. в Узбекистане, в районе гигантского месторождения газа в Газли. Раньше в этой местности прогнозировались лишь слабые сейсмогенные подвижки. После начала эксплуатации в 1962 г. до 1976 г. было откачено 300 млрд. м<sup>3</sup> газа и пластовое давление стало неравномерно изменяться. Наблюдалась форшоковая активность. Главные толчки произошли в тех зонах, где изменение гидродинамических условий было сильнее всего. Влияние добычи нефти на активизацию сейсмических событий имело место на севере Сахалина; в Западной Туркмении (Кумдагское землетрясение 1983 г. с  $M=6,0$ ) и другие.

Возбужденные землетрясения могут происходить также в результате закачки внутрь пластов каких-либо жидких промышленных отходов, как это произошло в районе г.Денвер в 1962 г. с  $M>5,0$ , когда на глубине около 5 км резко возросло пластовое давление. Сейсмический отклик находят и подземные ядерные взрывы, интенсивно проводившиеся в недавнем времени.

Естественные геологические процессы, такие как земные приливы, изменение скорости вращения Земли, далекие землетрясения, солнечная активность, даже изменение атмосферного давления и фазы Луны влияют на сейсмическую активность, особенно мелкофокусную. Интересны в этом отношении приливные деформации поверхности Земли, связанные с гравитационным взаимодействием Земли, Луны и Солнца. Интенсивность этого взаимодействия минимальна у полюсов и максимальная на экваторе. Волны, вызванные этим явлением, постоянно перемещаются по поверхности Земли с востока на запад.

Проблема наведенной сейсмичности в наши дни становится одной из важнейших и ей уделяется много внимания как в прикладной, так и в фундаментальной сейсмологии. Это особенно актуально в связи с быстро растущими городскими агломерациями, колоссальным отбором нефти, газа и воды из месторождений, строительством плотин и водохранилищ, что приводит к возрастанию сейсмического риска.

### **18.3. Прогноз землетрясений.**

Несмотря на все усилия различных исследователей, предсказать десятилетие, год, месяц, день, час и место, где произойдет землетрясение, пока невозможно. Сейсмический

удар происходит внезапно и застигает врасплох. Созданные в нашей стране силы МЧС призваны не только оказывать помощь после катастрофы, но содействовать тому, чтобы ущерб от них был максимально снижен. Сейсмическое районирование (СР) территории России как раз и предназначено для этого. Когда мы говорим о прогнозировании землетрясений следует различать прогнозирование сейсмичности как режима, т.е. *сейсморайонирование* и прогнозирование отдельных землетрясений по предвестникам, т.е. *собственно сейсмопрогнозирование*.

#### Сейсмическое районирование.

В настоящее время 20% площади России подвержено землетрясениям силой до 7 баллов, что требует специальных антисейсмических мер в строительстве. Более 15% территории находится в зоне разрушительных землетрясений, силой 8-10 баллов. Это Камчатка, Курильские острова и, по существу, весь Дальний Восток, Северный Кавказ и Байкальский регион.

Сейсмическое районирование – это составление разномасштабных специальных карт сейсмической опасности, на которых показывается возможность землетрясения определенной интенсивности в определенном районе в течение некоторого временного интервала. Карты обладают различным масштабом и разной нагрузкой.

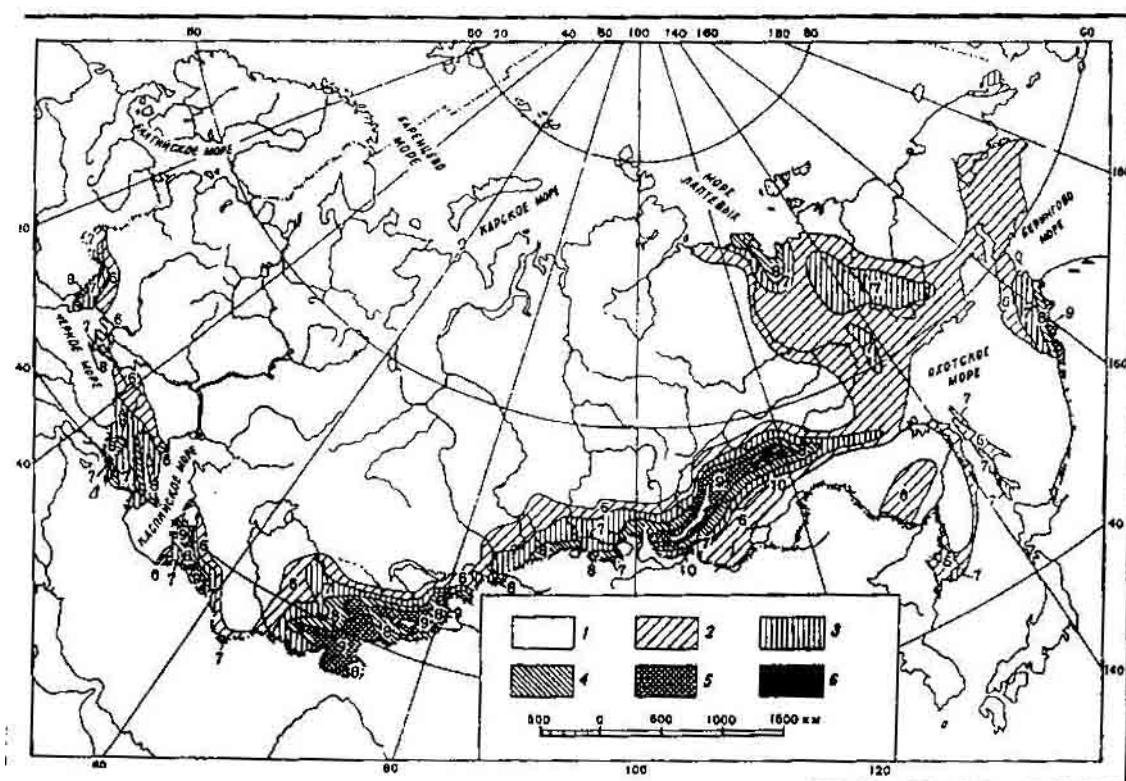


Рис. 18.3.1. Сейсмическое районирование территории бывшего СССР. 1-6 – районы с различной бальностью, показанной цифрами. Белый цвет бальность от 0 до 5



Общее сейсмическое районирование (ОСР) составляется в масштабе от 1:5000000 до 1:2500000; детальное сейсмическое районирование (ДСР) – 1:500000-1:100000; сейсмическое микрорайонирование (СМР) – 1:50000 и крупнее. ОСР является основным документом, а СМР используется для отдельных городов, населенных пунктов, крупных промышленных объектов. Карты ОСР используются в экономических целях, для строительства и землепользования. Первая карта ОСР, составленная в 1937 г. Г.П.Горшковым все время совершенствовалась и последнее ее издание было в 1997 г. Балльность, выделенных опасных в сейсмическом отношении зон, непрерывно уточняется и в карту вносятся коррективы. Работа над картой ОСР России продолжается и в наши дни, т.к. необходимость долгосрочного прогноза и оценки сейсмического риска возрастает.

#### Сейсмопрогнозирование.

Прогнозирование землетрясений использует много факторов, в которые включаются различные модели подготовки землетрясения и разные предвестники: сейсмологические, геофизические, гидродинамические, геохимические.

Согласно *дилатантно-диффузионной модели*, процесс подготовки землетрясения разделяется на 3 стадии. 1-ая характеризуется увеличением тектонического напряжения; 2-ая-возникновением микротрещин отрыва, т.к. напряжение практически равно пределу прочности пород. При этом происходит некоторое увеличение и упрочнение объема пород, называемое дилатансией. Если напряжения продолжают возрастать, то это приводит к макроразрушению объема пород, т.е. к землетрясению.

Модель *лавинно-неустойчивого трещинообразования* была предложена в 1975 г. Мячкиным. Она предполагает процесс взаимодействия полей напряжений трещин и локализации трещинообразования. Напряжения, действующие длительное время в горных породах, вызывают постепенное образование трещин. Когда достигается некоторая критическая плотность трещин, начинается лавинообразный процесс их объединения, что сопровождается концентрацией трещин в одной узкой зоне, в которой и происходит макроразрыв, т.е. землетрясение. Существуют также модели неустойчивого скольжения, консолидации и др.

Предвестники землетрясений весьма разнообразны. Например, предвестники *электросопротивления*, когда за пару месяцев перед землетрясением наблюдается понижение электросопротивления глубоких слоев земной коры, что связано с изменением парового давления подземных вод. *Электротеллурические* предвестники свидетельствуют о том, что перед землетрясением начинается рост электротеллурических аномалий, что связывается с изменением меняющегося поля напряжений. Гидродинамические

предвестники связаны с изменением уровня вод в скважинах. Обычно за несколько лет до сильного землетрясения наблюдается падение уровня вод, а перед землетрясением – резкий подъем. *Геохимические предвестники* указывают на аномальное увеличение содержания радона перед землетрясениями.

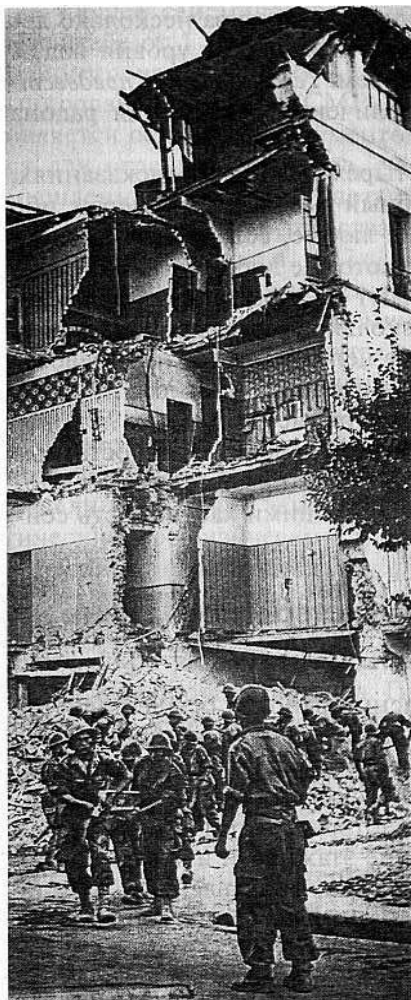
Нередко, напоминая о трех-четырёх удачных предсказаниях, заявляют: прогноз возможен. Подобный вывод совершенно неправомерен. Ибо подлинный прогноз – это вовсе не любые, сбывающиеся впоследствии предсказания, а лишь те, которые достаточно *надежно, устойчиво* сбываются, когда их делают по некоторым *определённым правилам* (алгоритмам). Естественно, что несколько удачных попаданий на фоне сотен ошибок типов «пропуска цели» или «ложная тревога» никаких оснований для вывода о возможности прогноза не дают.

В проблеме прогноза главное открытие последних лет: непредсказуемость землетрясений вызвана вовсе не недостатком наблюдательных данных, как полагали еще недавно, а особенностями механизма разрушения, порождающими хаотичность сейсмического процесса.

#### **18.4. Сейсмостойкое строительство и поведение грунтов при землетрясениях.**

Все строительство в сейсмоопасных районах осуществляется по специальным требованиям, направленным на повышение прочности зданий. Это и специальные фундаменты; и способы крепления стен зданий; и металлические «обручи», которыми, как бочку, опоясывают здание, предотвращая, тем самым, развал панелей стен дома; это и ограничение этажности и еще много других специальных антисейсмических приемов, направленных на усиление конструкции в уязвимых местах. Колебание сооружения зависит от многих факторов: от формы и глубины заложения фундамента, от жесткости конструкции, от типа грунтов, от резонансных частот и пиковых амплитуд предельно допустимого смещения. Дело в том, что возникновение резонансных колебаний влияет на контакт фундамента с грунтом. По мнению Е.А.Вознесенского, особую опасность представляют маятниковые колебания, резонансное усиление которых, при расположении у центра тяжести сооружения далеко от его фундамента, например, трубы, высотные здания, высокие мостовые опоры, телебашни и др. Раскачивание таких сооружений приводит к их разрушению (рис. 18.4.1; 18.4.2). Чрезвычайно важно знать некоторые важные характеристики грунтов, такие как модуль сжатия, модуль сдвига, коэффициент затухания колебаний, вязкость грунтов, их слоистость, степень изотропности, влажность. Рыхлые увлажненные грунты – глины, пески, суглинки меняют свои механические свойства, когда через них проходят упругие сейсмические волны. Особенно опасно разжижение водонасыщенного грунта, когда при колебаниях исчезают контакты между

зернами, слагающими грунт, и последние оказываются как бы «взвешенными» в воде, которая содержалась в порах (рис. 18.4.3).



При этом прочность грунта резко снижается и сооружения либо разрушаются, либо наклоняются, перекашиваются или даже «тонут». Подобное катастрофическое разжижение грунтов наблюдалось во время землетрясений 1964 г. 27 марта у берегов Аляски около г.Анкоридж ( $M=8,4$ ) и 16 июня в Ниигате, Япония ( $M=7,5$ ).

Землетрясения приводят к активизации оползней и оползней-потоков в горных районах. Во время Хаитского землетрясения в Таджикистане в 1949 г. с  $M=8,0$ , сорвавшиеся со склонов гор оползни-обвалы привели к гибели 25000 человек.

Таким образом, избирательное усиление колебаний грунта определенных частот, потеря прочности грунтов и их разжижение, а также возникновение оползней – потоков и обвалов – вот что приводит к разрушению жилых зданий и промышленных сооружений во время землетрясений.

Рис. 18.4.1. Землетрясение 1954 г. Алжир

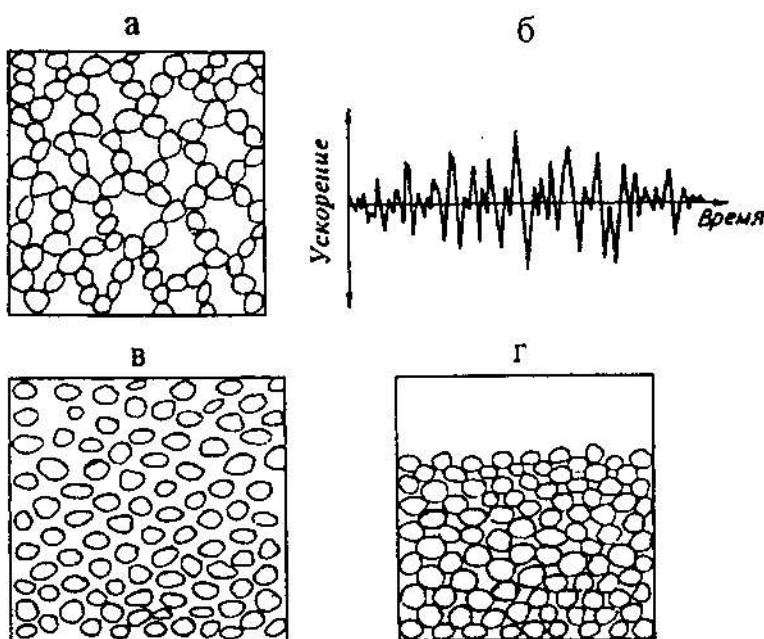


Рис. 18.4.3. Разжижение грунта при землетрясении ( по Е.А.Вознесенскому). а – рыхлые водонасыщенные пески с крупными порами до землетрясения, б – фрагмент сейсмограммы, в – момент разжижения ( связи между частицами грунта разорваны и они оказываются взвешенными в воде), г - уплотненный песок после отжатия воды и оседания частиц

## 18.5. Цунами

Термин «цунами» в переводе с японского означает «большая волна в заливе». В нашей стране он стал известен после трагедии на Курильских островах, когда в 1952 г. в результате огромной волны до 12 м высотой, был полностью разрушен г.Северо-Курильск на о.Парамушир.

В результате подводного землетрясения, происходящего в открытом океане, возникает зона локального возмущения уровня водной поверхности, как правило, над эпицентральной областью. Это возмущение обусловлено быстрым поднятием или опусканием морского дна, которое приводит к возникновению на поверхности океана длинных гравитационных волн, называемых волнами цунами. Длина волн цунами определяется площадью эпицентральной области и может достигать сотни и даже больше км. Если где-то в океане происходит мгновенное поднятие дна, то на поверхности воды возникает как бы водяная «шляпка гриба» высотой в 5-8 м. Затем она распадается с образованием круговых волн, разбегающихся в разные стороны. Иногда в этой водяной «шляпе» наблюдаются всплески, небольшие фонтаны, брызги, появляются кавитационные пузырьки. Если какое-нибудь судно попадает в такую зону, то оно подвергается мощным ударам, вибрации и звуковому воздействию, причиной которой являются сейсмоакустические волны сжатия с амплитудой до 15 Мпа.

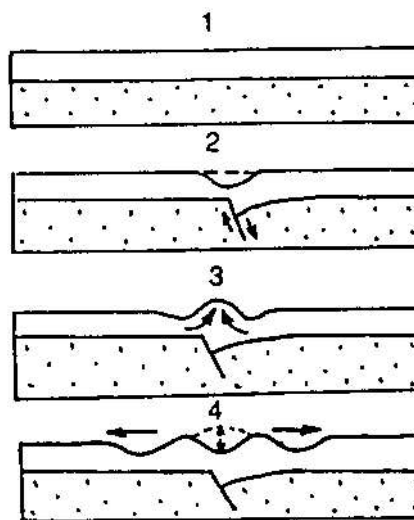


Рис. 18.5.1. Образование цунами. 1 – до землетрясения, светлое – вода, точки – океаническое дно; 2 – землетрясение вследствие сброса на дне, на поверхности океана возникает впадина; 3 – на месте впадины образуется купол воды; 4 – купол распадается на круговые волны

Распространяясь во все стороны от эпицентральной области, волны проходят очень большие расстояния. Например, после сильного землетрясения 4 октября 1994 г. вблизи

о.Шикотан Курильской островной дуги с  $M=8,0$  по шкале Рихтера, волны достигали побережья Южной Америки через 20-21 час. Чаще всего скорость распространения волн цунами не превышает 200 км/час, в то время как скорость сейсмических волн составляет несколько км/сек, что позволяет выдать прогноз возникновения цунами после землетрясения, которое регистрируется почти мгновенно, и оповестить население о приближающейся опасности. Скорость, с которой волна цунами подходит к берегу равна:

$$C = \sqrt{gH}$$

где  $H$  – глубина океана  $g = 9,81 \text{ м/сек}^2$  - гравитационное ускорение. Например, если землетрясение происходит вблизи Курильской гряды и Восточной Камчатки, то время пробега волны цунами составляет всего 10-60 минут, что очень мало для принятия срочных мер по эвакуации населения.

Когда волна цунами высотой в 5-6 м подходит к отмелому берегу, ее высота начинает возрастать до нескольких десятков метров в силу различных причин. Явление увеличения высоты волны на пологом берегу хорошо известно, особенно любителям поплавать на доске перед гребнем волны. «Выросшая» в своей высоте волна цунами всей мощью обрушивается на пологий берег, сметая все на своем пути и проникает вглубь побережий иногда на десятки км.

Цунами чаще всего происходят в Тихом океане, где за последние 10 лет их произошло более 70. Так, 02.09.1992 волна высотой в 10 м на побережье Никарагуа привела к гибели около 170 человек. 12.12.1992 г. цунами высотой до 26 м в Индонезии погубило более 1000 человек. 17.08.1998 г. цунами высотой до 15 м обрушилось на Папуа-Новую Гвинею, во время которого более 2000 человек оказались смытыми волной в лагуну, в которой они утонули или были съедены крокодилами.

На Тихоокеанском побережье России цунами за последние 300 лет наблюдались 70 раз, причем самое разрушительное цунами произошло 04.11.1952 г.. когда волной около 10 м был сильно разрушен г.Северо-Курильск на о.Парамушир. Остальные цунами, хоть и вызывали сильные разрушения, но человеческих жертв не было.

Цунами возникают не только в результате землетрясений. Известен случай на Аляске 09.07.1958 г., когда в бухту Литуя со склонов горы Фейрузер сошел огромный оползень в 80 млн.  $\text{м}^3$ , вызвавший волну в 524 м высотой, что почти равно Останкинской телевизионной башне в Москве! Такая высота установлена по заплеску волн на склонах гор.

К появлению цунами приводят и взрывы вулканических островов. Например, цунами, возникшее при гигантском взрыве вулкана Кракатау в Зондском проливе 26 августа 1883 г., привело к гибели 36 000 человек, а волны достигли Африки и обогнули ее,

так как в Англии был зарегистрирован подъем воды на 15 см. Под воздействием цунами, по-видимому, погибла Минойская цивилизация на о.Крит в Эгейском море, когда в XV в. до н.э. произошло мощное взрывное извержение вулкана Санторин.

В очаге цунами нередко происходит быстрый подъем к поверхности холодных глубинных вод и при этом температура поверхностной воды в диаметре до 500 км понижается на 5-6°C и подобная аномалия держится более суток. Такие аномалии уже много раз зафиксированы со спутников в океанах вблизи Тихоокеанского побережья Америки, в Охотском море и других местах.

Существует специальная служба оповещения о приближающемся цунами. Однако, ее эффективность не очень высока, т.к. не каждое землетрясение в океане вызывает цунами. Поэтому большой процент ложных тревог. На побережье Японии вдоль дорог установлены плакаты, на которых написано: «Путник, помни о землетрясении; услышав землетрясение, помни о цунами; увидев цунами, беги в гору». И это, нередко, единственная возможность спастись от разрушающей волны.

Сейсмические колебания океанического дна вызывают такое явление, как *моретрясение*, при котором море мгновенно «вскипает», образуются стоячие волны высотой до 5-6 м, водяные бугры, остающиеся на одном месте. Все это напоминает кипящее масло на сковороде. Нередко моретрясение сопровождается сильным гулом. Это явление зафиксировано экипажами кораблей, подвергавшихся жуткой тряске, ударам по корпусу и вибрации, вызывавших даже разрушения на палубах. Моретрясения возникают при особом типе колебания океанического дна, когда образуются высокоэнергетические акустические волны. Если колебания дна происходят со скоростью 1 м/с, то на фронте волны сжатия скачок давления достигает 15 атмосфер. Именно такая волна воспринимается судном как удар.

## Глава 19.0. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ

Континенты и океаны обладают различным строением и возрастом земной коры. Континентальная кора имеет мощность до 7,5 км, в среднем 40 км и состоит из 3-х слоев (сверху вниз): 1 – осадочного, 2 – гранитно-метаморфического и 3 – гранулитобазитового. Возраст континентальной коры древний – до 4 млрд. лет. Океаническая кора также 3-х слойная (сверху вниз): 1 – осадочный слой, 2 – базальтовый с параллельными дайками, 3 – габброидный. Мощность океанской коры до 6 км и возраст не древнее 180 млн. лет.

Континенты и океаны – это наиболее крупные структурные элементы литосферы, причем к континентам относятся обширные пространства шельфовых (мелководных) морей и поэтому граница структуры «континент» не совпадает с береговой линией.

В пределах этих самых крупных структур выделяются структуры меньшего размера – подвижные пояса и стабильные устойчивые площади. В океанах к 1-м из них относятся протяженные *срединно-океанические* хребты с рифтовой зоной в осевой части и поперечными трансформными разломами, а ко 2-м – *глубоководные равнины* или *плиты*. На континентах подвижные структуры представлены *горно-складчатыми поясами*, а стабильные – *платформами*. Срединно-океанические хребты обладают высокой, хотя и не очень сильной сейсмичностью и активным вулканизмом, в противоположность глубоководным плитам. На континентах стабильные участки представлены платформами, имеющими двухэтажное строение (рис. 19.1).

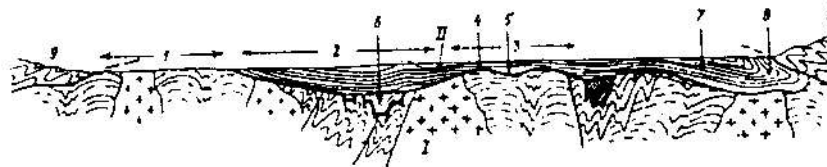


Рис. 19.1. Схема строения платформы: I – фундамент; II – чехол: 1 – щит, 2 – синеклиза, 3 – антеклиза, 4 – свод, 5 – впадина

Нижний этаж сложен дислоцированными, метаморфизованными и прорванными разнообразными интрузиями толщами пород различного возраста, называемыми *фундаментом*, выше которого резко несогласно и почти горизонтально залегает верхний этаж – *чехол*, сложенный осадочными породами и местами базальтовыми покровами. В зависимости от возраста толщ, слагающих фундамент, платформы подразделяются на *древние*, с докембрийским фундаментом и *молодые* с палеозойским фундаментом. Все крупные платформы – Восточно-Европейская, Сибирская, Африканская, Северо-Американская, Южно-Американская и др. имеют докембрийский возраст фундамента, в основном, дорифейский, а молодые платформы, например, Западно-Сибирская, Средне-

Европейская – палеозойский (каледонский и герцинский). В пределах платформ выделяются структуры еще более мелкого порядка: *щиты* и *плиты*. *Щит* – это выступ фундамента на поверхность, а *плита* сложена платформенным чехлом. На плитах, в свою очередь, выделяются *антеклизы* и *синеклизы*, пологие поднятия или впадины. В основании чехла могут располагаться грабенообразные впадины, рифты или *авлкогены* («авлос» – ров, «ген» – рожденный, греч.). Синеклизы и антеклизы осложняются структурами – сводами, впадинами, валами и т.д. Таким образом, платформа, возраст которой исчисляется с начала формирования чехла, представляет собой устойчивую структуру, испытавшую медленные вертикальные движения, но перемещавшуюся вместе с литосферными плитами в горизонтальном направлении.

На континентах выделяются складчато-орогенные пояса двух типов. Один тип *первичных поясов*, является результатом развития пассивных или активных континентальных окраин, впоследствии дислоцированных и превращенных в складчатые сооружения, испытавшие орогенез («орос» – горы, «орогенез» – горообразование, греч.) или в результате столкновения, коллизии двух литосферных плит. Такие пояса, как Северо-Американский и Южно-Американский образовались в результате процессов на активных окраинах, а Средиземноморский горно-складчатый пояс сформировался при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит.

*Вторичные пояса* возникают в результате горообразования на платформах, например, Тянь-Шань, Забайкальский и др., поэтому они называются иногда эпиплатформенными.

В горно-складчатых поясах, как и на платформах выделяются второстепенные структурные элементы: синклинии и антиклинории; межгорные впадины и передовые прогибы. Как правило, в первичных поясах широко развиты покровы и надвиги, а также фрагменты пород офиолитовой ассоциации – реликтов коры океанического типа.

Более подробно основные структурные элементы литосферы будут рассматриваться в учебных курсах «Историческая геология» и «Геотектоника».



## Глава 20.0. ЧЕЛОВЕК И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА

Прошедший век ознаменовался небывалым наступлением человека на природную, в том числе и геологическую среду, под которой понимается самая поверхностная часть земной коры. Подверженная техногенному воздействию. Это воздействие нарастало постепенно, но в XX веке, особенно в его второй половине, скорость техногенного воздействия превысила естественные скорости многих геологических процессов и стало носить катастрофический характер. Успехи человечества в технике и технологии позволяют вовлекать в использование гораздо большую часть земной коры, чем это было раньше, причем данное положение касается как континентов, так и океанов.

В.И.Вернадский назвал поверхностную часть земной коры, атмосферу, гидросферу и биосферу *ноосферой* (ноос – греч. Разум), в которой действует человеческий разум. Каждые 15 лет в мире ровно вдвое увеличивается общая мощность производства. Следовательно, только за полвека она выросла почти в 4 раза.

Уже в начале XX в. начались глобальные изменения окружающей среды, которые не были замечены из-за потрясших мир социальных катастроф – двух Мировых войн, экономического кризиса. Во второй половине XX в. уже начались катастрофы, связанные с загрязнение окружающей среды. В 1952 г. в Лондоне от смога погибло 4000 человек и 20000 заболело. В 1958 г. в Японии от загрязнения ртутью в городке Минамата пострадало почти 2000 и сотни умерло. Этот список можно продолжать бесконечно.

Нас интересует как техногенная деятельность человека изменяет геологическую среду – приповерхностную часть земной коры и как скорости этого процесса соотносятся со скоростями естественных процессов. Данные В.А.Королева и В.Н.Соколова (2000) показывают, что добыча минерального сырья в год превышает 100 млрд.тонн, тогда как вынос обломочного материала реками в моря и океаны. Морская абразия и денудация составляют 17,4 млрд. т. Иными словами, искусственный отбор материала с поверхности Земли в 4 раза превышает естественный (табл. 13). Перемещение горных пород при различных строительных работах в 30 раз больше (~4000 км<sup>3</sup>), чем объем осадков, ежегодно перемещаемых всеми текучими водами по земной поверхности (около 13 км<sup>3</sup>). Объем техногенных грунтов составляет 43 км<sup>3</sup>, отвалы золы при работе тепловых станций – 350 млн. тонн, внесение удобрений и пестицидов в почву – 505 млн. тонн, водозабор – 560 км<sup>3</sup>/ год и т.д. Из недр Земли не только извлекаются полезные ископаемые – руда, нефть, газ, уголь (примерно 110 млрд. тонн ежегодно), но и вносится в нее и выбрасывается в атмосферу большое количество вредных веществ. Так, каждый год в атмосферу сейчас поступает 200 млн. т оксида углерода, 50 млн. тонн углеводородов, 146 млн. т диоксида серы, 53 млн. т оксидов азота, 250 млн. т пыли, а в водоемы сбрасывается

32 млрд. м<sup>3</sup> неочищенных вод и 10 млн. т нефти. Ежегодно для земледелия становятся непригодными 6-7 млн. гектаров почвы, для восстановления лишь 1 см которой требуется не менее 100 лет. Выброс чистого углерода за последние 120 лет возрос в 50 раз, составив 5,3 млрд. т. За это же время содержание CO<sub>2</sub> – главного парникового газа возросло на 15%, а метана – CH<sub>4</sub>, ежегодно увеличивается на 0,8%.

Таблица 13

Масштабы некоторых природных и техногенных потоков веществ в верхних горизонтах земной коры ( в год)

Извлечение из литосферы		Поступление в литосферу	
Добыча минерального сырья	100 млрд.т	Внесение удобрений в почву	500 млн. т
Добыча металлов	800 млн.т	Внесение пестицидов в почву	5 млн. т
Водозабор	560 км <sup>3</sup>	Отвалы золы	350 млн.т
Твердый сток в моря, морская абразия и денудация	17,4 млрд.т	Промышленные и коммунальные стоки (сточные воды)	500 млрд.т
Выброс нефти в моря	10 млн. т	Перемещение пород при строительстве и добыче ископаемых	4000 км <sup>3</sup>
Вулканические выбросы	3,0 млрд.т	Техногенные грунты	43 км <sup>3</sup>

Средняя температура на Земле медленно, но неуклонно возрастает, что приводит к быстрой деградации ледников и повышению уровня океана. Только в 1989 г. в атмосферу было выброшено 5,8 млрд. т веществ, создающих парниковый эффект, а население Земли уже перевалило за 6 млрд. человек.

Во многих районах земного шара поверхность изуродована огромными, глубиной более 0,5 км карьерами; «продырявлена» бесчисленными шахтами до нескольких километров глубины; покрыта гигантскими отвалами, результатом переработки руды; терриконами пустой породы, оставшимися после разработки угольных месторождений. При этом шахты, штольни, штреки и другие горные выработки постепенно испытывают обрушение.

Большие площади заняты искусственно созданными водохранилищами – «рукотворными морями», которые полностью изменили естественный гидрологический режим рек, характер их стока, формирования дельт.

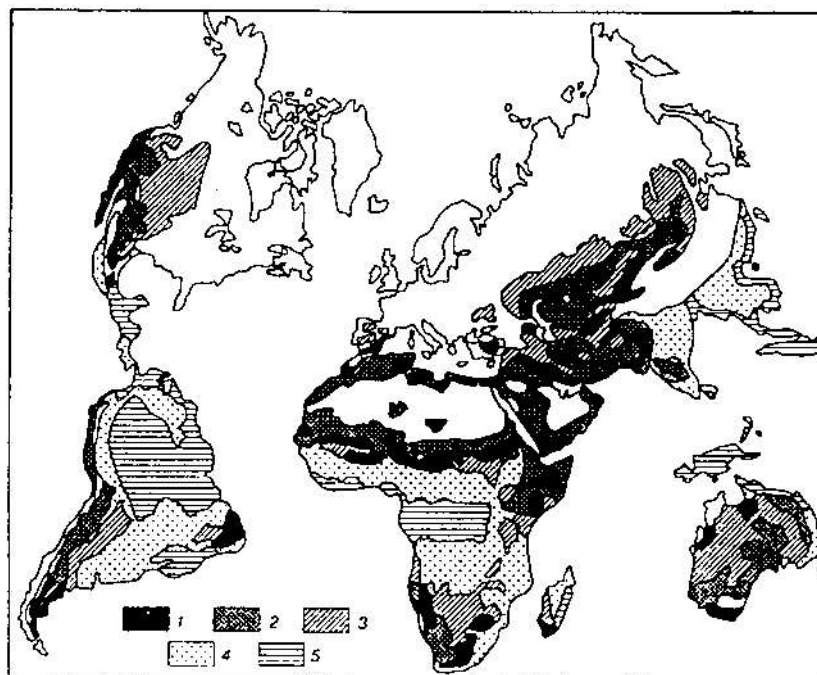


Рис. 20.1. Регионы мира со значительными негативными экологическими нарушениями (по С.П.Горшкову, 1987). 1 – с резко выраженным опустыниванием, 2 – с сильным опустыниванием, 3 – с умеренным опустыниванием, 4 – сведение сухих разреженных вечнозеленых и частично листопадных лесов, 5 – сведение влажнотропических лесов

На огромных пространствах развития криолитозоны нарушен естественный, тысячелетиями сохранившийся баланс, т.к. поверхностный, деятельный слой очень раним. Достаточно посмотреть на Западную Сибирь.

Перечень техногенного воздействия на геологическую и окружающую среды можно продолжать и продолжать. Важно понять, что довольно широко распространено мнение о том, что «земля» может выдержать все, что угодно, а вот биосфера очень чувствительно к техногенному воздействию. Это, конечно, ошибочное мнение.

#### Техногенное воздействие на геологическую среду.

Хозяйственная деятельность человека настолько разнообразна, что ее влияние на поверхностную часть земной коры с трудом поддается учету. По мнению В.А.Королева и В.Н.Соколова эти воздействия можно подразделить на: 1) физические, 2) физико-химические, 3) химические и 4) биологические.

*Физическое* воздействие определяется горно-технической, инженерно-строительной, сельскохозяйственной и военной деятельностью. Гигантские горно-

обогащительные комбинаты (ГОК) или топливно-энергетические комплексы (ТЭК) способны в короткое время изменить геологическую среду так, что восстановлению она уже не подлежит. Большое воздействие на геологическую среду оказывали подземные и наземные ядерные взрывы, проводившиеся в различных местах земного шара. В настоящее время около 15% суши, т.е. 1/6 всей ее площади покрыта инженерными сооружениями – дорогами, каналами, водохранилищами, промышленными комплексами, зданиями и др., что соответствует 2-х кратному увеличению за последние 15 лет. Благодаря этой деятельности изменяется рельеф; происходит изменение свойств пород – уплотнение – разуплотнение; разрушение; изменяется режим и уровень грунтовых вод и т.д.

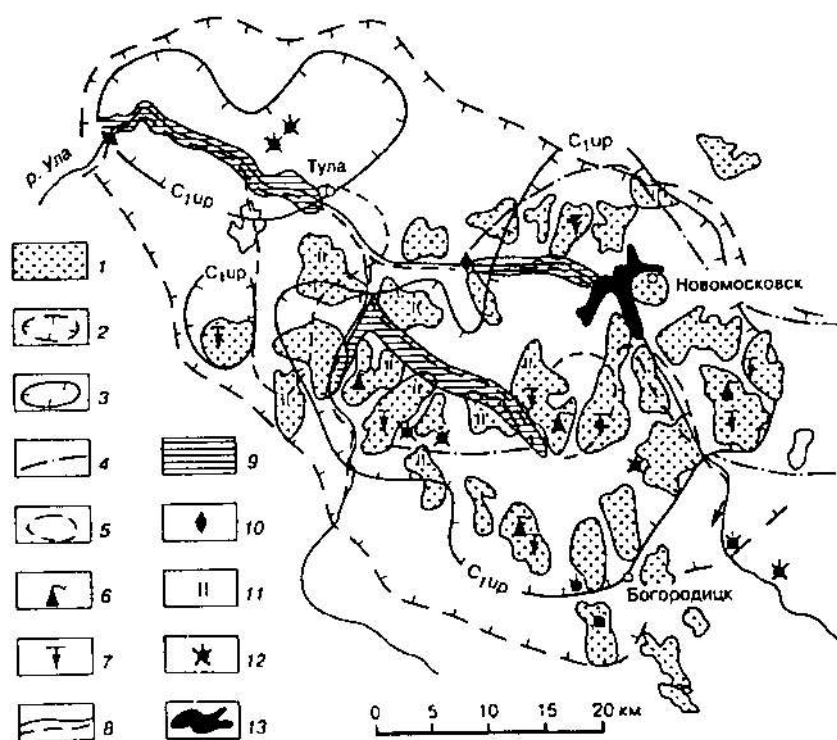


Рис. 20.2. Схема техногенной измененности территории Центрального Мосбасса (по материалам ПЛОГСа Геологического факультета МГУ). 1 – площади деформированных земель (мульды оседания, провалы, трещины, уступы); 2 – граница областей речных бассейнов с изменившейся структурой водного баланса; 3 – 5 – границы (на 1979 г.) депрессионных воронок водоносных горизонтов (3 – упинского, 4 – яснополянского); 6 – горищие терриконы; 7, 8 – участки техногенного загрязнения грунтовых и поверхностных вод соответственно; 9 – участки рек с инверсией подземного стока; 10 – изменение речного стока (более 50%) под влиянием сточных вод; 11 – техногенное заболачивание; 12 – техногенная активизация карстово-суффозионных процессов; 13 – Шатское водохранилище

*Физико-химическое и химическое* воздействие на земную кору оказывает организация свалок твердых бытовых отходов (ТБО), промышленные и коммунальные стоки вод, в результате которых оказываются загрязненными запасы питьевых вод. В настоящее время 1 человек обеспечивает в год около 1 тонны коммунальных отходов. Большие площади отводятся под складирование разнообразных отходов, как от горного производства, так и от других видов хозяйственной деятельности человека. Сюда надо добавить и неутраченные токсичные отходы, которых только в России ежегодно образуется больше 20 млн. т. Все это разрушает верхнюю часть земной коры – геологическую среду и приводит к ее необратимым изменениям.

Техногенное воздействие сейчас проникает и в более глубокие горизонты земной коры, благодаря огромному количеству нефтяных и газовых скважин, подземному строительству в городах, прокладке глубоководных трубопроводов, тоннелей и др. Одних только железных дорог на Земле 1 млн. 400 тыс. км, что составляет 3,5 расстояния от Земли до Луны, а автомобильных дорог намного больше. Каждый километр дорог нарушает 2 гектара почвы и растительности.

Геологическая среда, ландшафты быстро изменяются из-за большого количества крупных водохранилищ, общая длина берегов которых в СССР равнялась 40000 км, т.е. длине окружности экватора Земли. Эти берега усиленно перерабатываются, изменяя рельеф, вызывая оползни, обвалы, подтопление, заболачивание.

Крупные объемы воды в водохранилищах, откачка нефти и газа из месторождений, нарушают устойчивость горных пород, вызывая землетрясения, т.н. «наведенную сейсмичность», впервые выявленную в 1932 г. в Алжире при строительстве плотины на р. Уэд-Фодда, когда сила толчков достигла 7 баллов.

55% территории суши уже покрыты искусственными грунтами, мощность которых может достигать десятков метров. Почвы загрязняются тяжелыми металлами, атомная масса которых больше 50 – свинцом, кадмием, ртутью, цинком, молибденом, никелем, кобальтом и другими. Следует подчеркнуть, что токсичные вещества в почве сохраняются в ней очень долго, а пахотно-пригодные земли стремительно сокращаются с 1,5 га на душу населения в 1900 г. до 0,5 га в 2000 г.

Существуют научно обоснованные климатический, биологический и экологический пределы энергопотребления человека. Дело в том, что современная биота приспособлена к тем особенностям природной среды, включая и климат, которые сегодня существуют на Земле. А человек стремится потреблять все больше энергии. Только одни США потребляют 40% всей энергии и производят 60% всех мировых отходов. В

конец 20-го века антропогенное возмущение парникового эффекта уже в 10 раз превысило пороговое значение по сравнению с биологическим.

В первой половине 21-го века человечество приблизится к опасной черте возмущения биосферы, если уровень потребления не изменится, а численность населения не уменьшится до такого уровня, при котором может сохраняться устойчивое, сбалансированное развитие

Все больше природных ресурсов необходимо человечеству, чтобы выжить. Мы научились использовать громадное количество природного сырья, но нельзя отбирать у Земли одни из видов ресурсов, деля вид, что он независим от других. На протяжении истории человечества мы только потребляли во все возрастающих количествах, не думая о последствиях. Задача геологов как раз и состоит в том, чтобы минеральные ресурсы Земли стали бы доступны каждому и человечество в своем познании Земли достигло бы уровня, позволившего ему осознать, что оно стоит на самой границе такого состояния планеты, за которым для его существования уже нет будущего. И как бы нам не потерять уникальность нашей планеты в ряду других, заключающуюся в наличии на ней жизни.

## **Глава 21.0. НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ**

### **21.1. Достижения в изучении Земли.**

Вторая половина XX в. ознаменовалась бесспорными достижениями в изучении не только Земли, но и всех планет Солнечной системы. Решающими факторами были успехи в технике и технологиях. Человечество впервые за свою историю сумело взглянуть на Землю со стороны, побывать на Луне, получить детальные изображения всех планет, сфотографировать астероиды, изучить метеориты и обосновать их принадлежность к некоторым планетам, например, к Марсу. Благодаря изобретению эхолота и спутниковых наблюдений исследователи составили полное представление о рельефе океанского дна. Глубокое бурение на суше и глубоководное в океанах и морях позволило составить представление о строении осадочных океанских толщ и пройти на Балтийском щите поверхность Конрада. Погружение в глубины океанов и озер, в частности, Байкала, привело к открытию века – обнаружению «работающих фабрик» руды, т.н. черных курильщиков. Палеомагнитология дала нам возможность реконструировать движение материковых плит и доказать разрастание океанического дна. Детальное изучение осадочного чехла океанов привело к совершенно новому представлению об осадконакоплении, особенно биогенному. Изобретение микрозондов и других приборов для точной диагностики минералов и их химического и изотопного составов открыло невиданные возможности в петрологии.

Новые сейсмические методы МОВ ОГТ (метод отраженных волн общей глубинной точки), НСП (непрерывное сейсмическое профилирование, ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование) позволили с большей детальностью изучить многие регионы Мира, особенно структуру верхней части земной коры и, в целом, всю кору. Были открыты многочисленные метеоритные кратеры, проведены эксперименты при высоких температурах и давлениях, что позволило лучше понимать фазовые переходы минералов в глубинах Земли. Усовершенствование техники, применение аэро- и космических фотоснимков, изобретение компьютеров, дало в руки геологов мощный механизм для качественного и быстрого составления геологических и других карт. На земном шаре уже нет белых пятен.

Наконец, в 60-х годах XX в. была создана новая научная парадигма – теория тектоники литосферных плит, первая глобальная геологическая теория, позволившая не только объяснить современные геологические процессы, но и обладающая предсказательной функцией. Создание суперкомпьютеров привело к возникновению томографической сейсмологии, с помощью которой мы впервые стали понимать, как

сложно построена мантия Земли, научившись выделять в ней области с пониженными и повышенными скоростями сейсмических волн по сравнению со стандартными моделями Земли. Благодаря применению всех новых методов и технологий были открыты сотни крупнейших месторождений полезных ископаемых, особенно нефти и газа – основы современной промышленности.

Однако, столь интенсивная техногенная деятельность привела к резкому ухудшению экологической мировой обстановки, настолько сильной и быстрой, что нередко под вопрос ставится существование человечества. Мы потребляем намного больше, чем природа в состоянии регенерировать. Поэтому проблема устойчивого развития в наши дни является подлинно глобальной, мировой проблемой, касающейся всех государств. Огромные успехи достигла и теоретическая геология, начиная от гипотез образования Земли и планет и, кончая, историей эволюции Земли и органического мира.

Поэтому хотелось бы привести важнейшие рубежи в истории Земли, чтобы у читателя сложилось пусть и первое, но все-таки законченное представление о той эволюции, которую прошла наша планета и момента своего образования (табл.11).

**Таблица 11.**

### **ВАЖНЕЙШИЕ РУБЕЖИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

( в миллиардах лет)

(по В.Е.Хаину и Н.В.Короновскому)

12-20	- Большой Взрыв и образование Вселенной
5,00	- образование Солнца
4,66	- образование планеты Земля
4,30-4,20	- возраст древнейших обломочных минералов цирконов (Зап.Австралия)
4,00	- возраст древнейших на Земле пород (Канада, Гренландия) и формирование первичной земной коры
3,85	- появление первых прокариот (микрофоссилий)
3,50	- достоверные следы магнитного поля, не отличающегося от современного
3,20	- начало образования зрелой континентальной коры
2,50	- образование суперматерика Пангеи-0
2,50	- появление первых эвкариот (водоросли)
2,20	- покровное оледенение (гуронское)
2,20-2,00	- появление крупных многоклеточных растений (водоросли)
2,00	- в атмосфере устанавливается присутствие кислорода
1,80	- Аньхойская фауна (червеобразные формы)
1,80	- образование Пангеи-1
0,80	- распад Пангеи-1
0,80	- появление многоклеточных растений (водоросли)
0,67	- появление вендской бесскелетной фауны
0,57	- возникновение скелетной фауны беспозвоночных, появление первых хордовых
0,56	- количество кислорода достигает 1/3 от современного
0,46	- первые наземные растения



0,45-0,43	- массовое вымирание организмов (ордовик-силур)
0,42	- появление рыб
0,25	- появление голосеменных растений
0,25-0,24	- массовое вымирание организмов (пермь-триас)
0,24	- образование Пангеи-2
0,24	- появление млекопитающих
0,16	- распад Пангеи-2 и начало образования современных океанов
0,11	- появление покрытосеменных растений (поздний альб)
0,065-0,060	- массовое вымирание организмов (верхний мел-палеоген)
0,035	- покровное оледенение Антарктиды
0,004	- покровное оледенение Арктики
0,0025	- Homo habilis - человек умелый
90 тыс. лет	- Homo sapiens - человек разумный

Вместе с тем уровень нашего незнания о планете Земля все еще очень велик. И по мере прогресса в наших знаниях о ней, количество вопросов, остающихся нерешенными, не уменьшается. Мы стали понимать, что на процессы, происходящие на Земле, оказывают влияние и Луна, и Солнце, и другие планеты, все связано воедино, и даже жизнь, возникновение которой составляет одну из кардинальных научных проблем, возможно, занесена к нам из космического пространства. Геологи пока бессильны предсказывать землетрясения, хотя, предугадать извержения вулканов сейчас уже можно с большой долей вероятности. Множество геологических процессов еще плохо поддаются объяснению и тем более прогнозированию. Однако, наука не стоит на месте и в заключение я бы хотел предложить читателю познакомиться с некоторыми новыми идеями, которые помогут Вам лучше понять действие геологических процессов и составить представление о нетрадиционных подходах к их решению.

### **21.2. Концепция нелинейности в геологии.**

Из предыдущих глав учебника ясно, сколь разнообразны геологические объекты и процессы на поверхности и в глубинах Земли, и сколь непохожей может быть работа геологов. Тем не менее в этой работе много общего. Ее обычно начинают описаниями в *точках* наблюдения – у обнажений горных пород, в скважинах. Эти отрывочные данные затем сопоставляют и распространяют по *площади* на разрезах и картах. Последние вместе – уже не точечные, а обобщенные изображения геологического строения некоторого *объема* земной коры. Разновозрастные слои горных пород, сохраняющиеся обычно в прерывном напластовании, позволяют восстановить вначале тоже лишь *отдельные отрезки* геологической истории. Поиск точек с недостающими частями разреза и их сопоставление приводят к более полной картине не только строения крупного объема, но и его развития в длительном *временном интервале*. Подобное заполнение всегда

имеющихся пробелов геологической изученности должно сводиться по существу к решению множества *прогнозных задач*.

С понятием «прогнозирование» обычно связывают поиски месторождений полезных ископаемых, предсказания землетрясений и других опасных событий, т.е. специфические исследования, которыми занят далеко не всякий. В действительности же прогнозирование пронизывает каждодневную практическую работу любого геолога. Обдумывает ли он предстоящий маршрут, выбирает ли место заложения скважины, прослеживает ли распространение плохо обнаженных пластов, проводит ли их границы на карте или разрезе, восстанавливает ли геологическую историю или прогнозирует развитие в будущем – во всех этих случаях по имеющимся *частным*, локальным данным стремятся сделать *общие* заключения о возможном местонахождении, строении, залегании геологического объекта, о развитии процесса на территориях и на временных интервалах, для которых данные отсутствуют.

Нередко к прогнозу идут и противоположным путем: например, исходя из *общих*, физических законов, пытаются представить, какими теоретически должны быть условия возникновения землетрясений, а затем выясняют, где *конкретно* выполняются такие условия.

Первый и второй пути прогнозирования родственны математическим процедурам экстраполяции и интерполяции, хорошо знакомым каждому, кто по отдельным точкам строил обобщенные изображения, например, топографические профили или карты. Суть подобных процедур в том, что, если для некоторой *точки* пространства или некоторого *момента* времени задано значение, или **начальное условие**, интересующей нас **функции**, т.е. зависимой переменной величины (например, глубины залегания, падения пласта, объема блока породы, амплитуды смещения, и т.п.), а также предполагается по отдельным точкам определенный характер ее зависимости в некотором *интервале* значений **аргумента**, то можно реконструировать и предсказать ее *непрерывные* значения между точками или за пределами такого интервала.

**Прогнозирование и линейность.** Подобное прогнозирование (реконструирование) было бы особенно простым в случаях *линейных, пропорциональных* зависимостей с *однозначным* соответствием каждого значения исследуемой величины определенному значению аргумента, или **управляющего фактора** – расстояния, давления, температуры, длительности и др. Оно было бы еще и абсолютно надежным, если бы начальные условия задавались с абсолютной точностью, а график, или **траектория**, изменения были бы *строго* линейны. Это позволяло бы легко и безошибочно предсказывать и

реконструировать на бесконечно большие расстояния и длительности как в будущее, так и в прошлое.

Указанные требования, однако, в геологической, как и вообще в физической, реальности – невыполнимы, т.к. начальные условия всегда оцениваются с некоторой погрешностью, а поведение любой величины всегда больше или меньше отклоняется от линейного. Это не обязательно препятствует прогнозированию, хотя и затрудняет его. Если наблюдаемые отклонения от истинных значений, от линейной траектории достаточно многочисленны, но при этом случайны и в большинстве относительно невелики, то линейной оказывается не последовательность наблюдаемых значений, а некоторая средняя траектория, которая и прогнозируется *статистически* в подобных случаях достаточно надежно. При соблюдении указанных требований незначительные различия начальных условий вызывают пропорциональные им, также небольшие расхождения соответствующих траекторий. Средняя же, к которой тяготеет большинство опытных траекторий, является вполне представительной характеристикой: представление об изменении в целом *сводимо* (с некоторой допустимой ошибкой) к средней.

Существенно и то, что линейные зависимости предельно упрощают учет совместного влияния двух или большего числа независимых факторов: влияния каждого из них просто суммируются. Аналогично этому: результат линейного изменения за некоторый промежуток времени есть сумма результатов за составляющие его временные отрезки, т.е. выполняется принцип *суперпозиции*, или суммативности.

Охарактеризованные выше изменения математически описываются линейными алгебраическими уравнениями, куда неизвестная, исследуемая величина входит в первой степени. Более сложный пример линейности – распространение начального *волнообразного* возмущения, его переноса как целого – с *постоянной* скоростью и *сохранением* формы (рис. 21.1)

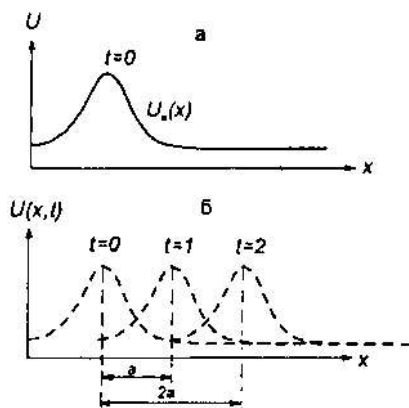


Рис.21.1. Решение линейного уравнения переноса  $du/dt + a du/dx = 0$ ;  $u(x, t)$  - амплитуда возмущения, пришедшего в момент времени  $t$  в точку пространства  $x$ : **а** - начальное волнообразное возмущение ( $t = 0$ ); **б** – его перемещение с постоянной скоростью  $a$  и сохранением профиля вдоль оси  $x$  (по С.П.Курдюмову, Г.Г.Малинецкому)

В ходе подобного перемещения также действуют общие принципы линейного процесса: однозначного соответствия, пропорциональности изменения, суперпозиции и сводимости к средним. Подобные процессы описываются линейными дифференциальными уравнениями, куда исследуемая функция и производные от нее входят в первой степени (но не входит их произведение), а постоянная скорость перемещения – параметр.

Естественно, что статистическое прогнозирование, оценки средних значений будут тем точнее, чем больше сведений уже имеется о поведении искомой величины. С этим связана стойкая убежденность геологов в необходимости накопления возможно большего и разнообразного **фактического материала**, максимально полно и всесторонне характеризующего строение и историю изучаемых районов. Одновременно стремятся совершенствовать **методы** наблюдения, регистрации, обработки и интерпретации опытных данных.

Однако, для надежного реконструирования и прогнозирования необходима еще и уверенность в том, что характер изменения исследуемой величины, отмеченный в наблюдениях, имел место также в более далеком прошлом и сохранится в последующем. Между тем, непосредственно из имеющихся опытных данных такая уверенность вытекать не может. Ее дает знание **механизма** изучаемого процесса, объясняющее не только *как*, но и *почему* исследуемая величина менялась именно таким, а не каким-либо иным образом. Отсюда уже можно обоснованно выводить характер прошедших и будущих изменений.

Наличие обширного, полного и подробного фактического материала, использование эффективных методик, знание механизма изменения – все это традиционно считается геологами необходимой основой надежного прогнозирования, а само оно – непременным атрибутом геологии как науки. Достигнутые практические результаты в прогнозировании месторождений полезных ископаемых, многих геологических процессов и явлений, далеко еще не удовлетворяющие потребности общества, тем не менее, породили глубокую убежденность в том, что поскольку нет предела расширению и углублению опытного познания геологической действительности, то нет и предела увеличению долгосрочности, точности прогнозирования: вопрос лишь в том, какого уровня достигла изученность к данному моменту.

**Нелинейность: проблемы и парадоксы.** Но в последние два-три десятилетия такая убежденность была серьезно поколеблена. Ученые и практики все чаще сталкиваются с тем, что, несмотря на продолжающееся накопление наблюдательных и экспериментальных данных и совершенствование методик исследования, надежность прогнозирования, достигнув некоторого, не очень высокого, уровня, дальше не растет.

Раньше всего это было отмечено в метеорологии, физике, некоторых других науках, а в последние годы – и в разных разделах геологии. Так, в одной из самых актуальных для человека областей прогнозирования – предсказания сейсмического режима и отдельных землетрясений, – после выявления крупных зон повышенной сейсмоопасности и удачных прогнозов нескольких сейсмических событий, добиться большей детальности и надежности прогноза не удастся, хотя и накоплен колоссальный материал о распределении проявлений сейсмичности во времени и пространстве в сопоставлении с самыми разнообразными предвестниками и особенностями геолого-геофизического строения. С аналогичными загадками сталкиваются сегодня исследователи и во многих других областях знания как у нас, так и за рубежом.

Это побудило мировое научное сообщество предпринять широкий и интенсивный мозговой шторм столь интригующей проблемы, едва ли не ставящей пределы принципиальной познаваемости мира и безграничному, как привыкли думать, всемогуществу науки. Результатом было появление, а к настоящему времени – и оформление в основных чертах, обширной и принципиально новой междисциплинарной области знания, именуемой **нелинейной динамикой** (у нас), или просто **нелинейной наукой** (на западе). Разделом ее становится сейчас **нелинейная геология**, в свою очередь, включающая нелинейную геофизику, нелинейную геодинамику, нелинейную геотектонику, нелинейную металлогению и т.д. В этом отношении геология идет вслед за физикой, где уже давно выделились нелинейная оптика, нелинейная акустика, в последние десятилетия активно развивается нелинейная теория упругости.

Важнейшие положения, сформулированные в рамках нелинейно-динамической концепции, носят фундаментальный характер и, по мнению многих авторитетных ученых, существенно меняют наше мировоззрение и картину мира. В частности, утверждается следующее.

Огромное большинство интересующих нас процессов в общем случае не поддается прогнозированию; надежный прогноз скорее исключение, чем правило. При этом непрогнозируемы не обязательно только сложные процессы, управляемые множеством трудноучитываемых факторов, но и сравнительно простые, контролируемые всего двумя-тремя факторами. К тому же знание механизма процесса не гарантирует прогнозируемости: механизм может быть таков, что порождает хаотическое, *несводимое* к средним траекториям, поведение, непредсказуемое *по своей природе*, а не потому, что оно представляется нам таким из-за недостаточной фактической изученности или несовершенства методик изучения.

Эти положения были восприняты большинством ученых как революционные, ибо они идут вразрез со многими, давно устоявшимися принципами. Так, поставлено под сомнение одно из фундаментальнейших утверждений традиционной, линейной науки о том, что случайность, хаотичность, непредсказуемость в природе – лишь результат неполноты нашего знания о ней. А это, в свою очередь, неизбежно порождает сомнения в целесообразности накопления полных, всесторонних и детальных опытных данных для прогнозирования природных объектов и процессов.

В основе вышеприведенных положений – открытие в начале 60-х гг. XX в. необычного поведения природных систем, эволюция которых *нелинейна*. В чем состоит эта необычность?

Как известно, алгебраическое нелинейное уравнение (степени выше единицы) может иметь более одного решения, в частности, кубическое уравнение общего вида – от одного до трех решений. В зависимости от значений входящих в такое уравнение параметров, геометрическое место его одианарных решений может быть почти линейным, тройных – представлять плоскую S-образную кривую. При определенном изменении значений параметров получается геометрически трехмерная совокупность решений (рис. 2): плоскость, плавно переходящая в S-образно изогнутую поверхность. «Протыкая» ее в последовательности возрастающих значений некоторого одного, меняющегося, или **управляющего параметра**, при постоянных значениях другого, будем получать вначале одианарные, а после достижения параметром некоторого **критического значения** – тройные «проколы». Так – нелинейно – перестраивается, S-образно изгибаясь, например, профиль фронта начально симметричного волнового возмущения, распространяющегося, в отличие от ранее упоминавшегося, линейного примера, с *опережающим* перемещением вершины волны относительно ее основания (рис. 21.3). *Математически* это означает качественную перестройку поведения:

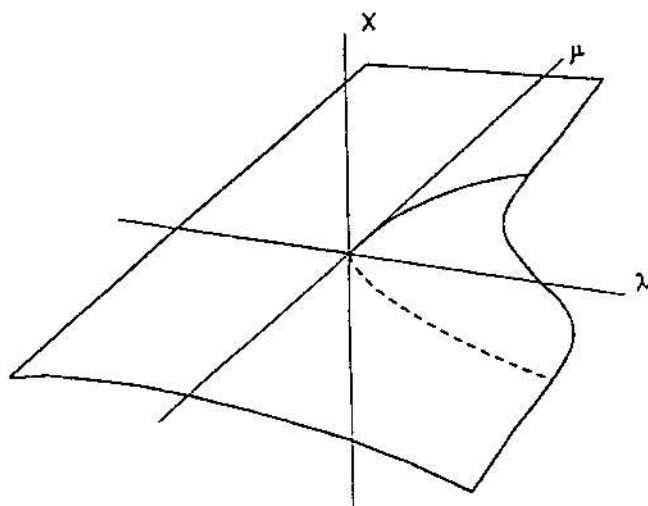


Рис.21.2. Трехмерная картина, иллюстрирующая переход через точку бифуркации: из области одианарных к области тройных решений уравнения  $-x^3 + \lambda x + \mu = 0$ .

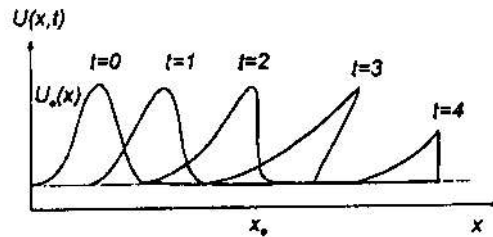


Рис. 21.3. Решение нелинейного уравнения переноса  $du/dt + u du/dx = 0$ , с опережающим перемещением вершины и искривлением профиля фронта начально симметричного волнообразного возмущения (по С.П.Курдюмову, Г.Г.Малинецкому)

система меняет – с одного до трех – число решений, существующих одновременно.

Подобные процессы описывается нелинейными дифференциальными уравнениями, куда входят исследуемая функция и ее производные в наибольшей степени не менее двух, и/или их произведение, а скорость перемещения – уже не параметр: его роль играет, например, сама функция.

Однако, для **физических** систем подобная *многозначность* не может иметь смысла, поскольку она означала бы нахождение одной и той же системы одновременно в трех различных состояниях, а с течением времени – эволюцию сразу по трем траекториям, что невозможно. Реальным системам в подобных ситуациях приходится неизбежно «выбирать» какой-то один путь развития из нескольких, теоретически (математически) совершенно равноправных. Но как же в таких случаях происходит выбор? Можно ли его предсказать?

Рассмотрим в качестве примера ситуацию, часто анализируемую при исследованиях тектонического разрывообразования и напряженного состояния земной коры. Пусть достаточно крупный кубический блок равномернозернистой породы, например, мрамора или песчаника, подвергается постепенно возрастающему давлению (система удаляется от состояния исходного равновесия) так, что некоторые две противоположные его стороны нагружаются сильнее, чем остальные. При достижении системой достаточной степени **неравновесности**, а возникшими в блоке касательными напряжениями – некоторого критического уровня (предела прочности), должно произойти скалывание.

Оно, согласно положениям механики однородных сплошных сред, должно было бы прогнозироваться по плоскости, отклоняющейся от направления наибольшего сжатия на угол теоретически 45 градусов (в реальности – несколько меньше). Но, во-первых, такое отклонение должно быть двояким – по обе стороны от оси наибольшего сжатия, и

теоретически они для скалывания совершенно равноблагодприятны. Во-вторых, сечений двух подобных ориентаций в данном блоке – бесконечно много, и они теоретически также абсолютно равнопригодны для скалывания. Строго одновременное скалывание хотя бы по двум из них физически нереально потому, что в случаях взаимопараллельности сечений скалывание по одному из них должно снять напряжения и сделать ненужным скалывание по другому; в случаях же взаимопересечения скалывание по одному сечению препятствует скалыванию по другому.

Ситуация кажется парадоксальной: скалывание физически осуществимо лишь по некоторому единичному (в данный момент времени) сечению из множества имеющихся, но его выбор системой при их абсолютной теоретической равноправности – невозможен. Между тем, в реальности любой, достаточно интенсивно сжимаемый блок все же раскалывается по некоторому сечению. Это возвращает нас к вопросам: каким же образом такое единственное сечение «избирается» системой и можно ли предсказать выбор?

Ответ неоднозначен. Прогноз возможен, если система испытывает некоторое воздействие, достаточно заметно (для наблюдателя) подталкивающее ее к определенному выбору. Это может быть, например, анизотропия свойств породного массива (в реальности всегда, конечно, неоднородного и несплошного) – неодинаковая прочность на скалывание по разным направлениям и сечениям, или анизотропия нагружения, дающая предпочтение какой-то одной из двух теоретически равновозможных ориентаций плоскостей скалывания.

Если же явно направленного воздействия нет, то неизбежный выбор осуществится под влиянием какой-то одной из множества всегда происходящих в реальной системе **флуктуаций** (слабых, случайных и локальных колебаний прочности, напряжений), или какого-то одного из малых случайных **возмущений** внешнего воздействия, эффект которых зависит от особенностей предшествующего развития, в свою очередь, обусловленных тончайшими нюансами начальных условий. Но любые методические ухищрения с целью отследить подобные микровариации и предсказать выбор на макроуровне привели бы нас в сферу действия законов микромира – квантовую механику, обосновавшую отсутствие такого фундаментального уровня организации материи, где были бы возможны абсолютно точные измерения, и где можно было бы избежать случайных ошибок в оценке начальных условий.

В этих обстоятельствах, при столь жесткой детерминированности начальными условиями выбора системой одного из теоретически равновероятных вариантов места скалывания, а в общем случае – какого-то одного пути развития, прогноз оказывается принципиально невозможным.



Говоря языком математики, некоторый единственно возможный, и потому устойчивый, путь эволюции, или траектория, системы до скалывания сменяется в момент его реализации двумя (соответствующими двойкой теоретической ориентации сколов относительно оси наибольшего сжатия) траекториями – в случае изотропии равновероятными, устойчивыми, в случае же анизотропии – более вероятной, устойчивой и менее вероятной, неустойчивой. Последняя соответствует теоретически возможному скалыванию по несколько более прочному сечению из двух, равноблагоприятно ориентированных. Но малейшая флуктуация свойств системы или внешнего нагружения может перевести процесс скалывания на менее прочное сечение, т.е. на устойчивую траекторию. Момент смены числа и устойчивости траекторий эволюции системы, т.е. качественной перестройки ее поведения, называют **точкой бифуркации**.

Очевидно, что при бифуркационном характере эволюции и равновероятности послебифуркационных ее ветвей (например, двух ориентаций, или точнее, с учетом флуктуаций, двух наборов близких ориентаций скалывания), имеют смысл статистические оценки (средние траектории) каждой отдельной ветви, но не их совокупности, ибо никакой физически реализуемой «средней ветви» развития (скалывания «промежуточной» ориентации) – нет. Эволюция системы *в целом* оказывается *несводимой* к средним характеристикам, хотя чисто формальному вычислению последних, конечно, ничто не препятствует.

**Нелинейность, неравновесность, хаотичность, и... все-таки прогноз?** Из вышесказанного ясно, что предсказуемость выбора пути в точках бифуркации мыслима лишь в физически нереализуемых ситуациях: при бесконечно точном задании начальных условий. Непредсказуемость же общего хода эволюции чрезвычайно усугубляется еще и тем, что природные, в частности, геодинамические, системы в общем случае глубоко иерархизированы: любая из них включает совокупности объектов (подсистемы) нескольких или даже многих масштабных уровней, или рангов. Так, напряженный крупный породный массив включает меньшие, нагруженные по-другому, и, в свою очередь, состоящие из еще более мелких блоков с собственными особенностями распределения напряжений, и т.д. И каждая из подсистем в ходе эволюции проходит не одну, а множество точек бифуркации с непредсказуемым всякий раз выбором пути дальнейшего развития, предопределяемым тончайшими, недоступными для регистрации и оценки различиями начальных условий.

Так, ни один макроскопический скол (тектонический, в том числе, сейсмогенный, сдвиг, взброс, сброс) не возникает сразу, одноактно, а всегда лишь после накопления в породном массиве достаточно большого количества разрывов подчиненного ранга, их

последующего разрастания и взаимосочленения – вплоть до образования завершающего магистрального разрыва. Этому, в свою очередь, предшествует аналогичная эволюция разрывообразования и растрескивания на еще более мелких масштабных уровнях, начиная от возникновения первичных микротрещин. И каждый из единичных актов подобного процесса предварялся каскадом бифуркаций с непредсказуемым выбором местоположения и ориентации предстоящей дислокации. К тому же в окрестностях любого разрыва любого ранга при его возникновении существенно непредсказуемо перестраиваются структурно-динамические условия, в которых будет преодолеваться следующая по времени точка бифуркации.

Понятно, что в подобных обстоятельствах, независимо от того, сколь детально и полно проводятся исследования, эволюция в целом неизбежно будет восприниматься как хаотическая, ибо перестают работать фундаментальные принципы эволюции «простых», линейных систем: однозначности, устойчивости, суперпозиции, сводимости к средним траекториям, пропорциональности вариаций результата изменениям начальных условий. Даже при сколь угодно близких (но не тождественных) начальных условиях поведение нелинейной системы может оказываться очень различным, ибо ее возможные траектории, исходящие из таких начальных точек, со временем «разбегаются» весьма быстро – экспоненциально, а не пропорционально, как у линейных систем. В вышеприведенных примерах предсказать конечный результат – место, ориентацию, размеры, время возникновения итогового разрыва можно было бы не иначе, как обладая бесконечно точной оценкой начальных условий – структуры, разупрочненности, напряженного состояния – на каждом ранге системы.

В последние годы осознание огромной роли нелинейности геодинамических систем, таких фундаментальных особенностей их поведения, как чрезвычайная чувствительность к начальным условиям, хаотичность эволюции, принципиальная в общем случае непрогнозируемость, все глубже проникает в геологию. С этих позиций разными исследователями проанализировано множество разнотипных и разномасштабных явлений, изучаемых в сейсмологии, геодинамике, геохимии, петрологии, гидрогеологии и многих других разделах геологической науки, предложены соответствующие модели механизмов их возникновения и эволюции. Достаточно упомянуть хотя бы концепцию высоконадкритичной, существенно хаотической, «турбулентной» динамики мантийного материала, приходящую на смену прежним, еще недавно новаторским, а ныне уже традиционным моделям слабонадкритичной, упорядоченной мантийной конвекции. Несомненно, что эта тенденция – нелинейного взгляда на мир – в ближайшие годы будет

крепнуть, проявляясь в исследованиях все новых геологических объектов и процессов, приводя к неожиданным результатам как фундаментального, так и прикладного характера.

В связи с этим может возникнуть вопрос: поскольку «все геологические системы нелинейны», не являются ли любые попытки прогнозирования их хаотического поведения заведомо бесперспективными? Подобную постановку вопроса следует признать некорректной, а предположение о фатальной бесперспективности геологического прогнозирования – неоправданным. И вот почему.

Во-первых, нелинейность геодинамических систем – необходимое, но не достаточное условие хаотического поведения. В условиях небольшой удаленности системы от состояния равновесия, т.е. в диапазоне докритических значений управляющего параметра, далеких от точки бифуркации, его влияние описывается зависимостями близкими к линейным. Подобная эволюция в принципе статистически предсказуема.

Во-вторых, смысл «хаотичности» как разупорядоченности, непредсказуемости далеко не однозначен. Хаотичным называют, например, тепловое случайное движение молекул в покоящейся жидкости («стохастический хаос»), но макроскопические характеристики достаточно большого объема последней могут быть стабильными и вполне предсказуемыми. Хаотичной называют и турбулентную структуру движущейся жидкости. Но в ней, наряду с беспорядочным тепловым движением отдельных молекул, выделяются отдельные струи и их пучки, в которых взаимосогласованно перемещаются миллиарды молекул. Это, а также то, что струи и пучки, с одной стороны, состоят из аналогичных образований нескольких меньших масштабов, а с другой – причудливо изгибаются, разветвляются, перемещаются, свидетельствует о том, что хаотичность турбулентного потока сложно сочетает не только разупорядоченность, но и элементы порядка. Признаки своеобразной турбулизации отмечались многими исследователями, например, в характере эволюции растрескивания нагруженных породных массивов.

В подобной существенно хаотической эволюции специфическая упорядоченность выражается еще и в том, что все бесконечное разнообразие состояний системы – не безгранично. При достаточной длительности ее функционирования они стремятся занять некоторый *ограниченный, «притягивающий» из широкой области начальных условий, объем* математического **фазового пространства** состояний. Множества точек последовательных состояний, **фазовые траектории**, распределены в таком объеме, или **аттракторе**, не равномерно и сплошь, а как бы дырчато или решетчато, **фрактально**, в общем образуя *определенную структуру* с не целой, а дробной размерностью. Вместе с тем, перемещаясь в таком объеме по весьма запутанной траектории, строго

детерминированной начальными условиями и чрезвычайно чувствительной к малейшим их изменениям («детерминистский хаос»), система проходит с нерегулярными интервалами одну точку бифуркации за другой. В результате после прохождения уже всего трех-четырех таких точек система оказывается в состоянии, совершенно непредсказуемом из начальных условий.

Наконец, в-третьих, ни один природный процесс «сам по себе» не является, конечно, ни линейным, ни нелинейным. Таким или иным он предстает в *нашем* описании, представляющем всегда некоторое, выбранное *нами* приближение, и полученном с помощью тех или иных, выбранных *нами* методов. В зависимости от того или иного выбора (что, в свою очередь, предопределяется характером решаемой задачи), один и тот же процесс всегда может быть *представлен* и как нелинейный, и как линейный. В последнем случае он принципиально прогнозируем. Но надежность подобного формально допустимого прогнозирования зависит от того, насколько целесообразным было принятое линейное приближение, насколько приемлемым (не «вообще», а для конкретной решаемой задачи) является отклонение наблюдаемой траектории от строгой линейности.

Следовательно, сфера надежной прогнозируемости вполне реальна, что и подтверждается практикой. Но она ограничена в пространстве и времени интервалами, где ход процесса с приемлемой погрешностью может считаться линейным. Нелинейные процессы теоретически прогнозируемы на добифуркационной ветви эволюции, длительность которой во многих случаях приблизительно известна. Однако, необходимо еще точно знать, в какой именно ее части (на каком удалении от предстоящей бифуркации данного ранга) мы приступаем к прогнозированию, а как раз это заранее обычно неизвестно.

Таким образом, нелинейно-динамическая концепция не запрещает прогнозирование эволюции природных систем вообще. Но она, во-первых, чрезвычайно расширяет сферу непредсказуемости нелинейных систем – на всю область их сильной неравновесности, а во-вторых, и это особенно важно, обосновывает *принципиальный* характер такой непредсказуемости, неустранимой ни пополнением опытных данных, ни совершенствованием методов исследования, ни уточнением представлений о механизмах эволюции.

Не является ли сказанное признанием бессилия науки, ее капитуляции перед фактом принципиальной непознаваемости нелинейной, сильно неравновесной реальности? Конечно, нет. Напротив, нелинейно-динамическая концепция – новый, гигантский шаг науки в познании того, как устроен и как развивается окружающий нас мир. Иное дело, что получаемые наукой ответы на возникающие у нас вопросы не всегда

оказываются именно такими, какие нам хотелось бы иметь. Тем не менее, на любые головоломки, задаваемые природой, ученые рано или поздно находят ответы. Они порой таковы, что заставляют пересматривать отдельные фундаментальные научные положения и их системы – теории, парадигмы, менять стратегию и тактику дальнейших исследований, искать нетрадиционные, «обходные» пути решения фундаментальных и практических задач, нерешаемых привычным путем, «лобовой атакой». Так, невозможность прогнозирования отдельных траекторий эволюции хаотических систем перенацелила исследователей на важное в практическом отношении изучение и прогнозирование разнотипных **режимов** хаотичности и **сценариев перехода** к ним. Отказ от бессмысленного расходования больших средств на «прогнозирование» того, что *не может* прогнозироваться, например, в области сейсмологии, побуждает развивать сейсмостойкое строительство.

## Рекомендуемая дополнительная литература

### Глава 1.0.

1. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990
2. Физика космоса (маленькая энциклопедия) /Под ред. Р.А.Сюняева. М.: Сов. Энциклопедия., 1986
3. Витязев А.В. Современные представления о происхождении Солнечной системы. Энциклопедия «Современное естествознание». М.: Магистр-Пресс, т.9, 2000, с.16-19
4. Базилевский А.Т. Новые данные о строении планет, полученные с помощью космических аппаратов. Энциклопедия «Современное естествознание». М.: Магистр-Пресс, т.9, 2000, с.7-15
5. Очерки сравнительной планетологии /Под ред. В.Л.Барсукова. М.: Наука, 1981.
6. Новиков И.Д. Как взорвалась Вселенная. Природа, 1988, №1, с.82-91
7. Симоненко А.Н. Астероиды или тернистые пути исследований. М., Наука, 1985, 201 с.

### Глава 2.0.

1. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М., Мир, 1984, 261 с.
2. Шейдеггер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987, 384 с.
3. Аллинсон А., Палмер Д. Геология. М., Мир, 1984
4. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля – Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника, 1993, №1, с.13-22
5. Почтарев В.И., Михлин Б.З. Тайна намагниченной Земли. М., Педагогика, 1986, 111 с.

### Глава 3.0.

1. Изотопная геохимия сегодня // Природа, 1988, №1, с.92-97
2. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. М., МГУ, 447 с.
3. Войткович Г.В. Геологическая хронология Земли. М., 1984
4. Шуколюков Ю.А. Часы на миллиарды лет. М., Энергоатомиздат, 1984, 142 с.

### Главы 4.0 – 5.0.

1. Бушинский Г.И., Теняков В.А. Выветривание – процессы, породы и руды // Литология и полезные ископаемые. 1977, №5, с.10-19

### Глава 6.0.

1. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М., Научный мир, 1988, 368 с.
2. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: МГУ, 1998, 175 с.
3. Сафьянов Г.А. Эстуарии. М.: Мысль, 1987, 189 с.

4. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. М., ГЕОС, 2000, 302 с.
5. Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках. Ленинград, Гидрометеиздат. 1980, 143 с.

#### **Главы 7.0 и 8.0.**

1. Гвоздецкий Н.А. Карст. М., 1981, 214 с.
2. Киссин И.Г. Вода под землей. М., Наука, 1976, 223 с.
3. Плотников Н.И. Подземные воды – наше богатство. М., Недра, 1976, 207 с.
4. Разумов Г.А. Подземная вода. М., Наука, 1975, 147 с.
5. Пиннекер Е.В. Подземная гидросфера. Наука. Сиб. Отд., Новосибирск, 1984, 157 с.

#### **Главы 9.0 – 10.0**

1. Берзин Н.А. и др. Мир зеленого безмолвия. Болота, их свойства и жизнь М., 1983, 160 с.
2. Богословский Б.Б. Основы гидрогеологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск, 1974, 214 с.

#### **Глава 11.0**

1. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1972, 487 с.
2. Орлова А.В. Пустыни, как функция планетарного развития. М., 1978, 161 с.

#### **Глава 12.0**

1. Кови К. Орбита Земли и ледниковые эпохи // В мире науки. 1984, №4, с.26-35
2. Зимы нашей планеты. М., Мир, 1982, 332 с.
3. Дайсон Дж.Л. В мире льда. Гидрометеиздат. Ленинград. 1966, 232 с.
4. Серебрянный Л.Р. Древнее оледенение и жизнь. М., Наука, 1980, 125 с.

#### **Глава 13.0**

1. Некрасов И.А. Вечна ли вечная мерзлота? М.,Недра, 1991, 128 с.
2. Природные опасности России. Геокриологические опасности. Изд. Фирма «КРУК». М., 2000, 315 с.
3. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумэль Н.В. М., МГУ, 1985, 238 с.

#### **Глава 14.0**

1. Касьяненко Л.Г., Пушков А.Н. Магнитное поле, океан и мы. Ленинград, Гидрометеиздат, 1987, 190 с.
2. Кеннет Дж. П. Мосрская геология. Т.I и II. М., 1987
3. Зейболд Е., Бергер В. Дно океана (введение в морскую геологию). М., Мир. 1984
4. Дрейк Ч. и др. Океан сам по себе и для нас. М., Прогресс, 1982, 468 с.

5. Лисицын А.П. Литология литосферных плит// Геология и геофизика. 2001, т.42, с.522-559
6. Авдонин В.В. и др. Полезные ископаемые Мирового океана. М., МГУ, 2000, 158 с.

#### **Глава 15.0 и 16.0**

1. Макдоналд Г. Вулканы. М., Мир, 1975
2. Раст Х. Вулканы и вулканизм. М., Мир, 1982
3. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964
4. Короновский Н.В. Последний день Помпеи. Природа, 1999, №2, с.29-41
5. Короновский Н.В. Эльбрус – действующий вулкан? Природа, 1985, №8, с.42-52
6. Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М., МГУ, 1985
7. Импациты. МГУ, 1981
8. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Семивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. М., Наука, 1976, 123 с.

#### **Глава 17.0**

1. Никонов А.А. Современные движения земной коры. М.: 1979, 184 с
2. Белоусов В.В. Структурная геология. М., 1986, 244 с
3. Разумов Г.А., Хасин М.Ф. Тонущие города. М., Стройиздат. 1991, 253 с
4. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамика. М.: МГУ, 1995, 473 с
5. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М., Наука, 1994, 188 с
6. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли, М., МГУ, 1991, 446 с

#### **Глава 18.0**

1. Природные опасности России. Сейсмические опасности /Под ред. В.И.Осипова, С.К.Шойгу. М., «Крук», 2000
2. Болт Б.В. В глубинах Земли: о чем рассказывают землетрясения. М., 1984, 189 с
3. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993, 313 с
4. Гупта Х, Растоги Б. Плотины и землетрясения. М., Мир, 1979, 251 с.
5. Левин Б.В. Цунами и моретрясение в океане. Природа, 1996, №5, с.48-61
6. Болт В.В. и др. Геологические стихии. М., Мир., 1978, 440 с.
7. Гир Дж., Шах Х. Зыбкая твердь. М., Мир, 1988, 220 с.

#### **Часть III**

#### **Главы 19.0, 20.0 и 21.0**

1. Скинер Б. Хватит ли человечеству земных ресурсов? М., Мир, 1989



2. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М., Наука, 1994, 188 с.
3. Дотто Л. Планета Земля в опасности. М., Мир, 1988, 208 с.