



СИБИРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
SIBERIAN FEDERAL UNIVERSITY

С.В. Бойко, Е.В. Прокатень

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебное
пособие

УМО

ИНСТИТУТ НЕФТИ И ГАЗА

ПРИКЛАДНАЯ ГЕОЛОГИЯ



Министерство образования и науки Российской Федерации
Сибирский федеральный университет

С.В. Бойко, Е.В. Прокатень

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Допущено Учебно-методическим объединением вузов
Российской Федерации по образованию в области при-
кладной геологии в качестве учебного пособия для сту-
дентов высших учебных заведений, обучающихся по
специализации «Геология нефти и газа» специальности
130101 «Прикладная геология», 12.07.2013 г.

Красноярск
СФУ
2014

УДК 551.1/.4(07)
ББК 26.3я73
Б772

Рецензенты:

Б.В. Шибистов, доктор геолого-минералогических наук,
главный геолог ОАО «Гравиметрическая экспедиция № 3» (г. Красноярск);
А.П. Романов, кандидат геолого-минералогических наук,
ученый секретарь Государственного предприятия Красноярского края
«Красноярский научно-исследовательский институт геологии
и минерального сырья» (г. Красноярск)

Бойко, С.В.

Б772 Общая геология : учеб. пособие / С.В. Бойко, Е.В. Прокатень. —
Красноярск : Сиб. федер. ун-т, 2014. — 328 с.
ISBN 978-5-7638-2888-7

Изложены вопросы становления геологии как науки. Рассмотрены внутреннее строение Земли и ее оболочек, вещественный состав земной коры, понятия о деформациях и реологических свойствах горных пород, о напряженном состоянии земной коры, литогенезе, нефтематеринских породах, породах-коллекторах и породах-флюидоупорах (покрышках). Дана характеристика экзогенных и эндогенных геодинамических процессов, а также основных элементов тектоносферы. Отмечено антропогенное влияние на природную среду.

Предназначено для студентов вузов, обучающихся по специализации «Геология нефти и газа» специальности 130101.65 «Прикладная геология».

Электронный вариант издания см.:
<http://catalog.sfu-kras.ru>

УДК 551.1/.4(07)
ББК 26.3я73

ISBN 978-5-7638-2888-7

© Сибирский федеральный университет, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Курс «Общая геология» в первую очередь предназначен для студентов-геологов. Он должен сформировать геологическое мировоззрение и понятийный аппарат. Освоение последующих специальных курсов без знания общей геологии невозможно. Например, геолог, специализирующийся в геологии нефти и газа, без знания геотектоники, особенностей экзогенных геодинамических процессов не выполнит грамотный фациальный анализ, позволяющий обосновать нефтегазоносность оцениваемой территории и минимизировать риск при заложении поисково-оценочных и эксплуатационных скважин. Поэтому курс «Общая геология» – основа подготовки грамотных геологов любой специализации.

В учебном пособии, учитывая профиль подготовки специалистов (Институт нефти и газа), уже на начальном этапе обучения введены понятия о литогенезе, породах-коллекторах и породах-покрышках (флюидоупорах). Обозначены основополагающие свойства пород-коллекторов – пористость и проницаемость. Раздел «Экзогенные геодинамические процессы» – формирующий базовые знания для геологов, специализирующихся на нефть и газ, рассмотрен наиболее подробно.

Базовая совокупность знаний о геологии необходима не только геологам, а всем без исключения специалистам горного профиля. Так, горный инженер-технолог, не имея понятия о горных породах и слагающих их минералах, о связи внутреннего строения минералов с их технологическими свойствами, не сможет понять, почему горные породы различаются по крепости при бурении, по категориям при взрывании и т. д. Инженер-обогащатель не сможет грамотно обосновать рациональные параметры раскрытия зерен минералов в технологических процессах дробления и измельчения и в конечном счете рациональную технологию обогащения добываемой руды. Знание отдельных аспектов геологии необходимо и специалистам горно-химического и горно-металлургического переделов. Довольно часто полезные компоненты содержатся во всей добываемой горной массе, но извлекаются только из определенных минеральных носителей. Поэтому определяющим показателем извлечения является не валовый химический, а минеральный состав поступающего на переработку сырья. Отсюда формируются такие понятия, как природные типы и технологические сорта руд, определяющие и

план горных работ, и технологические схемы обогащения и переработки добываемого сырья.

Сформировать универсальное для всех специалистов учебное пособие по курсу «Общая геология» невозможно. Понимая это, авторы, тем не менее, стремились выдержать в каждом разделе и их взаимосвязи грань между необходимо достаточным и уже избыточным изложением.

Глава 1

ГЕОЛОГИЯ КАК НАУКА

В Большой Советской Энциклопедии (БСЭ) приведено следующее определение геологии: «Геология (греч. «гео» – Земля, «логос» – наука, учение, знание) – комплекс наук о земной коре и более глубоких сферах Земли; в узком смысле слова – наука о составе, строении, движениях и истории развития земной коры и размещении в ней полезных ископаемых».

Геологический словарь (ГС) дает несколько отличное в лингвистическом построении от БСЭ определение геологии: «Геология – наука о строении Земли, ее происхождении и развитии, основанная на изучении горных пород и земной коры в целом всеми доступными методами с привлечением данных астрономии, астрофизики, физики, химии, биологии и других наук».

Сравним приведенные определения. Общее ключевое слово в обоих определениях – Земля как планета. Земная кора – часть планеты Земля, глубинные сферы Земли – также часть планеты Земля. Горные породы и являющиеся составной частью горных пород полезные ископаемые – образования, слагающие земную кору. Словосочетанию в определении БСЭ «комплекс наук о земной коре» в определении ГС соответствует словосочетание «...всеми доступными методами с привлечением данных астрономии, астрофизики, физики, химии, биологии и других наук». Любому слову или словосочетанию одного определения найдется аналог в другом определении. Оба определения, приведенные в БСЭ и ГС, тождественны, несмотря на кажущееся различие.

Авторы исследований геологии как науки рассматривают её в многочисленных аспектах – гносеологическом (теоретико-познавательном), историческом, практическом и др. Публикации чрезвычайно многочисленны; их анализ не является задачей настоящего пособия. Поэтому далее приведено краткое рассмотрение только тех разделов геологии, которые входят в основную часть пособия или связаны с этими разделами. Студентам следует понимать, что вопрос об определении геологии как науки сложен и варьирует в зависимости от аспекта рассмотрения данного вопроса.

Иллюстрация связей геологии с другими науками (через некоторые разделы геологии) приведена на рис. 1.1.

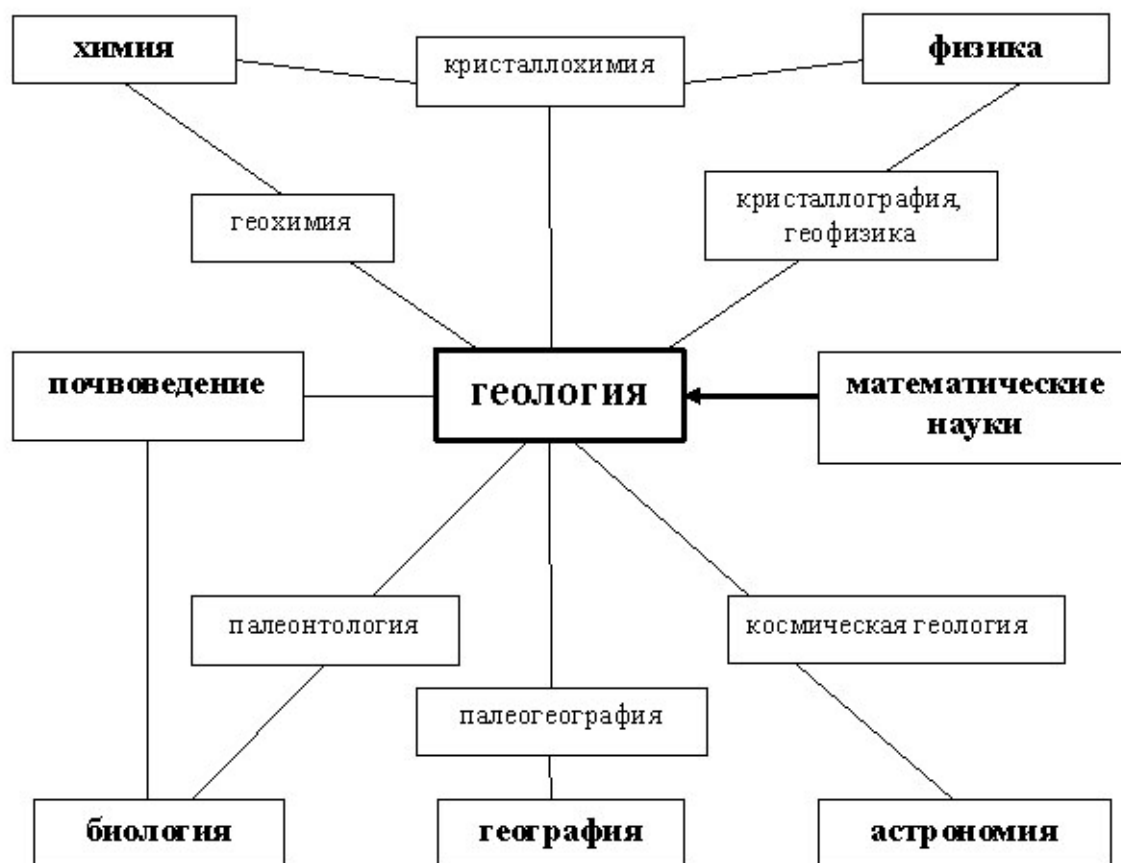


Рис. 1.1. Укрупненная схема взаимосвязей геологии с другими науками

1.1. Краткий очерк истории геологии

Отдельные наблюдения, которые принято считать истоками геологии, относятся к глубокой древности. Высказывания античных учёных (Пифагор, Аристотель, Плиний, Страбон и др.) о землетрясениях, извержениях вулканов, горообразовании, перемещении береговых линий морей и т. п. относятся к внешним проявлениям геологических процессов и не систематизированы. Только в средние века появляются попытки описания и классификации геологических тел. Например, описание минералов узбекским учёным Бируни и таджикским естествоиспытателем Ибн Синой (в Европе больше известным как Авиценна). К эпохе Возрождения относятся первые суждения об истинной природе ископаемых раковин как остатках вымерших организмов и о большой, по сравнению с библейскими представлениями, длительности истории Земли (итальянские учёные Леонардо да Винчи, Дж. Фракасторо – начало XVI века). Ранее аналогичные суждения высказывал древнегреческий ученый Страбон. Разработка первых представлений о смещении слоев и их горизонтальном первоначальном

залегании принадлежит датчанину Н. Стено (1669), который впервые дал анализ геологического разреза (Тоскана, Италия), объясняя его как последовательность геологических событий.

Слово «геология» появилось в печати в XV веке, но имело тогда совершенно другое значение, чем то, которое вкладывается в него сейчас. В 1473 году в Кельне вышла книга немецкого епископа Р. де Бьюри «Любовь к книгам», в которой геологией называется весь комплекс закономерностей и правил «земного бытия» в противоположность теологии – науке о духовной жизни. В современном понимании термин «геология» впервые был применен в 1657 году норвежским естествоиспытателем М. П. Эшольтом в работе, посвященной крупному землетрясению, охватившему всю Южную Норвегию (*Geologia Norwegica*, 1657). В конце XVIII века немецкий геолог К. Фюксель предложил, а немецкий минералог и геолог А. Вернер ввёл (1780) в литературу термин «геогнозия» для явлений и объектов, изучаемых геологами на поверхности Земли. С этого времени и до середины XIX века термин «геогнозия» шире, чем в других странах, применялся в России и Германии (хотя чёткого разграничения между понятиями «геология» и «геогнозия» не было). В Великобритании и Франции термин «геогнозия» употреблялся очень редко, а в Америке почти не применялся. С середины XIX века термин «геогнозия» в России постепенно исчезает. Некоторое время он ещё встречается в названиях учёных степеней и в названиях кафедр старых русских университетов, но к 1900 году уже не фигурирует, вытесняясь термином «геология».

Конец XVII века характеризовался ростом числа геологических наблюдений, а также появлением публикаций, в которых были сделаны попытки обобщить недостаточные знания в некоторую общую теорию Земли, при полном отсутствии удовлетворительной для этого методической основы. Большинство исследователей конца XVII – начала XVIII века придерживалось представления о существовании в истории Земли Всемирного потопа, в результате которого образовались осадочные породы и содержащиеся в них окаменелости. Эти воззрения, получившие название *дилuviанизма*, разделяли английские естествоиспытатели Р. Гук (1688), Дж. Рей (1692), Дж. Вудворд (1695), швейцарский учёный И. Я. Шёйкцер (1708) и др.

Геология как самостоятельная ветвь естествознания начала складываться во 2-й половине XVIII века, когда под влиянием нарождающейся крупной капиталистической промышленности стали быстро расти потребности общества в ископаемом минеральном сырье и ин-

терес к изучению недр. Этот период истории геологии характеризовался разработкой элементарных приёмов наблюдения и накопления фактического материала. Исследования сводились главным образом к описанию свойств и условий залегания горных пород. Но уже тогда были сделаны попытки объяснить генезис (происхождение) горных пород и вникнуть в суть процессов, происходящих как на поверхности Земли, так и в её недрах.

Рождение геологии как науки относится к концу XVIII – началу XIX века и связывается с установлением возможности разделять слои земной коры по возрасту на основании сохранившихся в них остатков древней фауны и флоры. Позднее это позволило обобщить и систематизировать разрозненные ранее минералогические и палеонтологические данные, сделало возможным построение геохронологической шкалы и создание геологических реконструкций.

Впервые на возможность расчленения слоистых толщ по сохранившимся в них ископаемым органическим остаткам указал в 1790 году английский инженер У. Смит, который составил «шкалу осадочных образований Англии», а затем (в 1815 году) – первую геологическую карту Англии. Большие заслуги в изучении земной коры по останкам моллюсков и позвоночных принадлежат французским учёным Ж. Кювье и А. Броньяру. В 1822 году в юго-западной части Англии была выделена каменноугольная, а в Парижском бассейне – меловая системы, что положило начало стратиграфической систематике. Но методологическая основа первых стратиграфических исследований была несовершенной. Различие характера органических остатков в пластах, следующих один за другим, было объяснено французским учёным Ж. Кювье серией катастроф, вызванных сверхъестественными силами. Во время катастроф на обширных пространствах всё живое уничтожалось, а затем опустошённые области заселялись организмами, мигрировавшими из других районов. Ученики и последователи Ж. Кювье развили это учение. Они утверждали, что в истории Земли было 27 катастроф (А. д'Орбиньи, французский исследователь), во время которых погибал весь органический мир и затем вновь возникал под влиянием очередного божественного акта, но уже в изменённом виде.

Нарушенное залегание первично горизонтальных слоев горных пород и образование гор считалось следствием этих же кратковременных катастроф. Немецкий геолог Л. Бух выступил в 1825 году с теорией «кратеров поднятия», объясняя все движения земной коры за счёт вулканизма; эти идеи он отстаивал и в дальнейшем, хотя в 1833

году французский учёный К. Прево выяснил, что вулканические конусы представляют собой не поднятия, а скопления продуктов извержения. В то же время французский геолог Л. Эли де Бомон предложил (1829) контракционную гипотезу, объясняющую дислокации слоев сжатием земной коры при остывании и уменьшении объёма её центрального раскалённого ядра. Эта гипотеза разделялась большинством геологов до начала XX века.

Во 2-й половине XIX века усиливается процесс дифференциации – геология из сравнительно монолитной науки превращается в сложный комплекс геологических наук. Кроме стратиграфии, которая была в XIX веке ведущим направлением, обеспечившим хронологическую основу истории Земли, развивались и другие направления геологии. В это время стали изучать не только вертикальную последовательность слоев, но также изменения их вещественного состава по простиранию, связанные с изменением условий образования пород. Швейцарский геолог А. Гресли впервые (1838) предложил все породы, образовавшиеся в одинаковых условиях, объединять под названием «фашии». Учение о фашиях разрабатывалось русским геологом Николаем Алексеевичем Головкинским (1834–1897).

Конец XIX – начало XX века – время нового качественного перелома в истории геологии. Во всех ведущих странах мира возникают геологические службы, которые начали проводить систематические геологосъёмочные работы (например, геологическая служба США, 1879). Геологические исследования территориально охватывают все новые обширные области, предвещая развитие в них горной промышленности. Растет поток фактических данных и резко расширяется кругозор геологов, вводится подготовка специалистов-геологов. Эволюционные идеи прочно обосновываются в геологии, и в общих чертах воссоздаётся картина развития Земли и её поверхности.

Большое значение для развития геологии в России сыграла организация в 1882 году Геологического комитета. Им руководили А.П. Карпинский, Ф.Н. Чернышев, К.И. Богданович и др. С деятельностью комитета связан существенный сдвиг в изучении региональной геологии России и развитии геологической картографии. Под руководством А.П. Карпинского к сессии Международного геологического конгресса (Берлин, 1885) была составлена карта значительной части Европейской России. Полная геологическая карта Европейской России в масштабе 1:2520000 впервые была составлена и издана под руководством А.П. Карпинского в 1892 году. Большую роль в развитии геологической картографии сыграло начатое с момента организа-

ции Геологического комитета составление общей «десятивёрстной» карты Европейской России (масштаб 1:420000).

Александр Петрович Карпинский (1846–1936) – русский геолог, академик, с мая 1917 года и до конца жизни первый выборный президент Российской академии наук (Академия наук СССР с июля 1925 года).

Феодосий Николаевич Чернышев (1856–1914) – геолог и палеонтолог, директор Геологического комитета (1903–1914 годы), академик Петербургской АН.

Карл (Кароль) Иванович Богданович (1864–1947). По происхождению поляк. Геолог, академик Польской АН. Внес значительный вклад в развитие нефтяной геологии.

Во 2-й половине XIX века появляются первые представления о существовании особо подвижных поясов земной коры – *геосинклиналей*. Первые исследователи этих областей земной коры – американские геологи Дж. Холл, Дж. Дана, французский геолог Э. Ог. Геосинклиналям противопоставляются устойчивые области земной коры – *платформы*. Французский геолог М. Бертран и австрийский геолог Э. Зюсс в конце XIX века для территории Европы выделили разновозрастные эпохи складчатости – каледонскую, герцинскую и альпийскую. Началось издание первого многотомного описания геологического строения всей планеты «Лик Земли», автор австрийский геолог Э. Зюсс. В этой работе горообразование рассматривается с точки зрения контракционной гипотезы.

В XX веке геология, как и всё естествознание в целом, развивается гораздо быстрее, чем ранее. За первыми широкими теоретическими обобщениями следуют новые, часто во многом их исправляющие или опровергающие. Крупным событием этого времени было открытие (1899–1903) французскими учёными П. Кюри и М. Склодовской-Кюри радиоактивного распада элементов, сопровождающегося самопроизвольным выделением тепла. Открытие позволило разработать методику определения абсолютного возраста горных пород и продолжительности многих геологических процессов. На этой основе в последующем получила развитие геология докембрия (А. А. Полканов, Н. П. Семенов, К. О. Кратц (СССР), Д. Андерсон (США), К. Стоквелл (Канада), Б. А. Шубер (Франция)). С радиоактивным распадом в недрах Земли стали связывать наличие тепловой энергии планеты, а также активизацию тектонических движений и вулканизм, что привело к коренному пересмотру фундаментальных геологиче-

ских концепций. В частности, были поколеблены основы контракционной гипотезы. Представления о первоначально огненно-жидком состоянии Земли были заменены идеями об образовании планеты из скоплений холодных твёрдых частиц. Эти идеи нашли окончательное выражение в космогонической гипотезе О. Ю. Шмидта (СССР).

Отто Юльевич Шмидт (1891–1956) – советский ученый, общественный и государственный деятель, Герой Советского Союза (1937), академик (1935), вице-президент Академии наук СССР (1939–1942).

С 20-х годов XX века советские геологи продолжили работу своих коллег конца XIX – начала XX века. Развернулись поиски и разведка месторождений в Заполярье, Средней Азии, Казахстане, Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Были открыты новые месторождения железных, марганцевых, медных, свинцово-цинковых руд, россыпи драгоценных металлов, угольные и нефтяные месторождения, строительные материалы. В 30-е годы XX века были выявлены и частично подготовлены для промышленного использования прежде неизвестные полезные ископаемые: апатиты и калийные соли, руды алюминия и магния, никеля и кобальта, молибдена и вольфрама, хрома, сурьмы, редких элементов. Новыми горнопромышленными районами стали нефтеносный Волго-Уральский район, Кузнецкий, Карагандинский и Печорский угольные бассейны, золотоносный Алдано-Колымский район, оловянные Забайкальский и Дальневосточный районы.

К 1985 году геологическая служба СССР достигла пика своего развития. Объёмы финансирования геологоразведочных работ и геологических исследований были максимальными за всю историю страны. Прирост запасов основных видов полезных ископаемых не только перекрывал объёмы их добычи, но и в 1,5–2 раза превысил их. Численность работников в горно-геологической службе страны составила почти 700 тыс. человек. В целях поисков и разведки ежегодно бурились более 20 млн м скважин, проходились более 1 млн м разведочных шурфов и около 500 тыс. м подземных разведочных выработок (штолен, штреков, квершлагов, стволов и др.). За последние десятилетия XX века появились новые горнопромышленные районы в Западной Сибири, Красноярском крае, Якутии, на Чукотке и Камчатке.

Этапы становления геологической службы России. В России первым поисково-разведочным государственным учреждением был созданный Петром I в 1700 году Приказ рудокопных дел, преобразованный в 1719 году в Берг-коллегию. В 1807 году Берг-коллегия была реорганизована в Горный департамент. В 1882 году был создан Гео-

логический комитет, ставший главным государственным геологическим учреждением.

В 1919 году при ВСНХ (Высший Совет Народного Хозяйства) СССР было создано Центральное управление промышленных разведок, объединенное в 1922 году с Геологическим комитетом. В 1947 году было образовано Министерство геологии СССР, в системе которого сосредоточены все геологосъемочные и поисково-разведочные работы, проводимые в стране.

14 июля 1990 года после ликвидации Министерства геологии СССР создан Государственный комитет РСФСР по геологии и использованию топливно-энергетических и минерально-сырьевых ресурсов. Переименован 30 июля 1990 года в Государственный комитет РСФСР по геологии и использованию недр. 14 августа 1996 года на базе этого комитета создано Министерство природных ресурсов Российской Федерации, которое действует и поныне.

1.2. Разделы геологии

Минералогия (позднелатинское *minera* – руда и «логос») – раздел геологии, изучающий природные химические соединения – минералы, их состав, свойства, особенности и закономерности физического строения (структуры), а также условия образования и изменения в природе. Согласно А. А. Годовикову *минералом* называют химически и физически индивидуализированный неорганический продукт природной физико-химической реакции, находящийся в кристаллическом состоянии.

Александр Александрович Годовиков (1927–1995) – выдающийся отечественный минералог, доктор геолого-минералогических наук, профессор.

Главная задача минералогии – создание научных основ для поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, их обогащения, для практического использования в народном хозяйстве (БСЭ).

Ведущей международной организацией минералогов является Международная минералогическая ассоциация (The International Mineralogical Association, IMA). Она объединяет минералогические ассоциации различных стран. Минералогов России объединяет Российское минералогическое общество, входящее в состав Европейского минералогического союза.

Так как подавляющее большинство минералов – кристаллические тела, минералогия тесно связана с кристаллографией. *Кристаллогра-*

физика (греч. *krystallos* – лёд и *grapho* – описывать) – раздел физики твердого тела, изучающий кристаллическое состояние вещества.

Петрография (греч. *pétros* – скала, камень) – раздел геологии, изучающий горные породы, их минералогический и химический составы, строение (текстура и структура), условия залегания, закономерности распространения, происхождения и изменения в земной коре и на поверхности Земли. *Горные породы* – природные агрегаты минералов относительно постоянного состава, образующие самостоятельные геологические тела, слагающие земную кору. Существует тенденция разделения этого раздела геологии на две части – петрографию, преимущественно описательного характера, и *петрологию*, в которой даётся анализ генетических соотношений. Однако часто термины петрография и петрология рассматриваются как синонимы (БСЭ).

Стратиграфия (лат. *stratum* – настил, слой) – раздел геологии, изучающий последовательность формирования геологических тел и их первоначальные пространственные взаимоотношения. Основное значение для установления одновозрастности отложений имеет состав ископаемых организмов, находимых в осадочных толщах. Этот состав отражает развитие органического мира Земли. Поэтому стратиграфия тесно связана с палеонтологией, а также с геохронологией. Возникновение стратиграфии связано со становлением геологии как науки; стратиграфия послужила основой создания геологических карт и геохронологической шкалы. Стратиграфия возникла на рубеже XVIII и XIX веков, когда был найден способ определения относительной хронологии геологических образований по руководящим ископаемым. Именно в связи с этим геология стала истинно исторической наукой о планете Земля.

Палеонтология (греч. *palaios* – древний) – раздел биологии об организмах минувших геологических периодов, сохранившихся в виде ископаемых остатков организмов, а также следов их жизнедеятельности.

Геохронология (греч. *chrónos* – время) – раздел геологии, геологическое летосчисление, учение о хронологической последовательности формирования и возрасте горных пород, слагающих земную кору.

Динамическая геология (иногда как синоним – физическая геология) – направление геологии, изучающее геологические процессы, протекающие в земной коре и на её поверхности. Динамическая геология выявляет закономерности этих процессов, исследует их причины и изучает результаты воздействия на строение земной коры и рельеф земной поверхности.

Историческая геология – раздел геологии, изучающий историю и закономерности развития земной коры и Земли в целом. Главные задачи исторической геологии – восстановление и теоретическое истолкование эволюции земной поверхности и населяющего её органического мира. Кроме того, выяснение истории преобразования внутренней структуры земной коры и процессов, обуславливающих эти преобразования. Историческая геология базируется на выводах многих разделов геологии, особенно широко используя методы стратиграфии и геохронологии.

Геотектоника (тектоника) (греч. tektonikós – относящийся к строительству) – область геологии, изучающая структуру земной коры и её изменения под влиянием механических тектонических движений и деформаций, связанных с развитием Земли в целом.

1.3. Вклад отечественных ученых в развитие геологии

Особая роль в развитии геологических наук принадлежит выдающимся отечественным исследователям, начиная с Михаила Васильевича Ломоносова (1711–1765), который по праву является одним из основоположников геологии как науки. Геологические воззрения М. В. Ломоносова изложены в его трудах «Первые основания металлургии или рудных дел» с приложением «О слоях земных» (1763). В этих трудах он впервые дал классификацию горных пород по происхождению, высказал взгляды о колебательных движениях земной коры, геологическом возрасте горных пород, о происхождении рудных и нерудных минералов, а также сделал предположения о причинах землетрясений, сопровождающих их смещений земной коры и вулканических извержений.

В развитии минералогии, петрографии, кристаллографии и других геологических дисциплин важная роль принадлежит отечественным исследователям – Василию Михайловичу Севергину (1765–1826), Николаю Ивановичу Кокшарову (1818–1892), Евграфу Степановичу Федорову (1853–1919), Александру Петровичу Карпинскому (1847–1936), Ивану Васильевичу Мушкетову (1850–1902), Францу Юльевичу Левинсону-Лессингу (1861–1939), Владимиру Ивановичу Вернадскому (1863–1945), Владимиру Афанасьевичу Обручеву (1863–1956), Ивану Михайловичу Губкину (1871–1939), Александру Евгеньевичу Ферсману (1883–1945) и многим другим выдающимся

ученым. Краткие биографические справки о некоторых из них приводятся при изложении учебного пособия.

Василий Михайлович Севергин – академик Петербургской АН, один из основателей химического направления в минералогии. Его капитальный двухтомный труд «Первые основания минералогии...» (1798) был первой в России работой по систематике минералов. В. М. Севергин обобщил накопленные к тому времени сведения о минеральных богатствах страны и создал первый фундаментальный труд по топоминералогии России (1809). Составил первый систематический определитель минералов (1816), выполнил ряд исследований по технологии переработки минерального сырья, в том числе по получению солей щелочных металлов (1796), производству селитры (1812) и др. Ему принадлежит определение термина «горная порода» в современном его понимании. В четырёхтомном учебнике химии (1810–1813) В. М. Севергин впервые ввёл многие термины, сохранившиеся до наших дней (окисление, щёлочь, кремнезём и т. д.). В 1798 году он ввёл понятие «смежность минералов», опередив на полвека немецкого минералога Брейтгаупта – создателя учения о *парагенезисе* – генетически обусловленной ассоциации минералов.

Николай Иванович Кокшаров – русский минералог и кристаллограф, академик Петербургской АН. Член ряда академий наук и научных обществ. Научные исследования посвящены изучению и описанию кристаллов. Основной его труд – монография «Материалы для минералогии России» (тт. 1–6, 1852–1877). Детально описаны почти все минералы, обнаруженные к тому времени на территории России. Кристаллографические константы, вычисленные им, лежат в основе морфологических характеристик многих минералов. Н.И. Кокшаров написал «Лекции по минералогии» (1863), которые в течение продолжительного времени были основным руководством для учащихся, и ряд научно-популярных работ по истории минералогии и кристаллографии. Редактор многих томов «Записок Минералогического общества».

Евграф Степанович Федоров – основоположник структурной кристаллографии, минералог, академик РАН, директор Петербургского горного института. Член ряда академий наук и научных обществ. Он дал классификацию кристаллических многогранников, разработал учение о симметрии. Впервые ввёл 230 пространственных групп симметрии (Фёдоровские группы, 1890). Объяснил характеристики формы кристаллов (минералов) с кристаллохимических позиций, разработал методы кристаллографических исследований с помощью соз-

данных им приборов – двукружного теодолитного гониометра (1889) и так называемого федоровского столика (1891). Изучил и описал многие природные и искусственные кристаллы, установил несколько новых минеральных видов. Разработал классификацию и номенклатуру горных пород. Е.С. Федорову принадлежат труды по описательной и физической геологии, рудным месторождениям и многим вопросам геологии. Они посвящены Уралу, побережью Белого моря и другим регионам России.

Александр Петрович Карпинский – выдающийся российский геолог, руководитель созданного в 1882 году Геологического комитета, академик Петербургской АН и РАН, первый президент Академии наук СССР (1925), активный член многих научных обществ. А.П. Карпинский – автор трудов по геологии и полезным ископаемым Урала, палеонтологии, стратиграфии, петрографии, тектонике. Составитель геологических и палеогеографических карт. Впервые в мире выделил артинский ярус. Создал общую классификацию осадочных образований земной коры. Его номенклатура для обозначения подразделений осадочных толщ земной коры была принята мировой наукой. Впервые применил поляризационный микроскоп при исследовании горных пород. Изобрел препарат, который позволяет разделять по удельному весу минералы в горных породах. С 1946 года в СССР присуждалась почетная премия имени А.П. Карпинского за достижения в области геологии.

Иван Васильевич Мушкетов – русский геолог и географ. Профессор Петербургского горного института с 1896 года, с 1882 года – сотрудник Геологического комитета. Исследователь Тянь-Шаня, Памира, Урала и Кавказа. Первооткрыватель ряда месторождения полезных ископаемых Средней Азии. Написал труды «Туркестан» и «Физическая геология». Автор первой геологической карты Туркестана. В 1872 году обследовал Южный Урал, где открыл три неизвестных в России минерала, в том числе мышьяковый колчедан, выяснив его связь с жильными месторождениями золота. И.В. Мушкетов по-новому поставил задачи геологических исследований, уделяя главное внимание тектоническим, сейсмическим и геоморфологическим процессам. Его руководство «Физическая геология» (ч. 1–2, 1888–1891) было выдающимся для своего времени трудом по полноте изложения и теоретическому уровню. Среди учеников И. В. Мушкетова – В. А. Обручев, К. И. Богданович и др. В его честь назван ряд географических объектов Сибири, Средней и Центральной Азии (гора Мушкетова, ледник Мушкетова и др.).

Франц Юльевич Левинсон-Лессинг – петрограф, академик АН СССР (1925), член–корреспондент РАН (1914). Основные труды – вопросы теоретической петрографии и петрогенезиса. Обосновал представление о петрографических формациях (1888), а также первую рациональную химическую классификацию горных пород (1898). Установил механизм образования экструзивных (взрывные извержения вулканов) конусов и их связь с интрузиями (тела горных пород в земной коре). Автор многочисленных трудов по кристаллографии и минералогии, вулканологии и общей геологии, стратиграфии и палеонтологии, почвоведению и истории геологии. Под руководством Ф.Ю. Левинсона-Лессинга подготовлены к печати «Сборник химических анализов русских изверженных и метаморфических горных пород» (1930) и первое русское издание «Петрографического словаря» (1932). В честь Ф.Ю. Левинсона-Лессинга в АН СССР учреждена премия его имени, периодически присуждаемая за лучшие работы по петрографии.

Владимир Иванович Вернадский – естествоиспытатель, мыслитель и общественный деятель. Основоположник комплекса современных наук о Земле – геохимии, биогеохимии, радиологии, гидрогеологии и др. Создатель многих научных школ. Академик Петербургской АН (1912), РАН (1917), АН СССР (1925), первый президент АН Украины (с 1919). В.И. Вернадский внес существенный вклад в минералогию и кристаллографию. В 1888–1897 годах он разработал концепцию структуры силикатов, выдвинул теорию каолинового ядра, уточнил классификацию кремнеземистых соединений и изучил скольжение кристаллического вещества, прежде всего – явление сдвига в кристаллах каменной соли и кальцита. В 1890–1911 годах разработал основы генетической минералогии, установил связь между формой кристаллизации минерала, его химическим составом, генезисом и условиями образования.

В эти же годы В.И. Вернадский сформулировал основные идеи и проблемы геохимии, в рамках которой им были проведены первые систематические исследования закономерностей строения и состава атмосферы, гидросферы, литосферы. С 1907 года он вел геологические исследования радиоактивных элементов, положив начало радиогеологии. В 1916–1940 годах сформулировал главные принципы и проблемы биогеохимии, создал учение о биосфере и ее эволюции. В.И. Вернадский поставил задачу количественного изучения элементного состава живого вещества и выполняемых им геохимических функций. Он схематично очертил главные тенденции в эволюции

биосферы: возрастание масштабов и интенсивности биогенных миграций атомов; появление качественно новых геохимических функций живого вещества; завоевание жизнью новых минеральных и энергетических ресурсов; переход биосферы в ноосферу.

В 1960-х годах наступил «ренессанс идей Вернадского» в СССР, а в 1990-х годах наблюдался бум переизданий его трудов на европейских языках – в Италии, Испании, Германии, Франции и США четыре раза была опубликована «Биосфера» и три раза – «Научная мысль как планетное явление». Идеи В.И. Вернадского использовались при конструировании закрытых экосистем в космических полетах и в грандиозном проекте по созданию искусственной биосферы («Биосфера-2») в США.

Владимир Афанасьевич Обручев – русский и советский геолог и географ. Академик, исследователь Сибири, Центральной и Средней Азии. Открыл ряд хребтов в горах Няншань, хребты Даурский и Борщовочный, исследовал нагорье Бэйшань. Основные труды посвящены геологическому строению Сибири и ее полезным ископаемым, тектонике, неотектонике, мерзлотоведению. Результатом многих лет исследований явился фундаментальный труд – «История геологических исследований Сибири» в пяти томах (1931–1949). В 1918 году в Харькове В.А. Обручеву за выдающиеся исследования в области геологии и географии присваивают степень доктора наук (*honoris causa*) (без защиты диссертации). Он становится директором геологического института, членом-корреспондентом Российской академии наук и Китайского геологического общества, почетным членом Гамбургского географического общества. В 1929 году – академиком Академии наук СССР, его награждают премиями – во второй раз получает премию имени Чихачева от Парижской академии наук (1925), Сталинскую и Ленинскую премии (1926), две Государственных премии СССР (1941, 1950) и т. д. Широко известно имя В.А. Обручева как популяризатора науки и писателя – научного фантаста. Его перу принадлежат, например, «Земля Санникова» и «Плутония». За всю свою долгую жизнь написал в общей совокупности более 70 томов, по 550 страниц в каждом, напечатал 3 872 работы, не считая переизданий и переводов. Именем В.А. Обручева названы многие географические объекты – горный хребет в Туве, ряд гор, оазис в Антарктиде, минеральный источник. Существует минерал «обручевит». В Москве, в Юго-Западном округе есть район Обручевский, названный в честь В.А. Обручева.

Иван Михайлович Губкин – советский геолог, основоположник современной нефтяной геологии, академик АН СССР (1929). В своем

основополагающем труде «Учение о нефти» (1932) разработал основы теории происхождения нефти, условия формирования ее залежей. Обосновал возможность создания «Второго Баку» в Урало-Поволжском регионе, руководил исследованиями Курской магнитной аномалии. Важное теоретическое и практическое значение имеют работы И.М. Губкина, связанные с созданием нефтяной базы между Волгой и Уралом. В результате научного обобщения материалов о геологическом строении этой территории еще в 1921 году поставил вопрос о необходимости детального геологического изучения Урало-Поволжья. Осуществлял научное руководство геолого-разведочными работами на нефть в Приуралье и Заволжье и лично исследовал некоторые месторождения этого региона. В труде «Урало-Волжская нефтеносная область» (1940), написанном на основе этих работ, показал грандиозные перспективы «Второго Баку».

И.М. Губкин принимал активное участие в организации высшего горного образования и научно-исследовательских работ. В 1922–1930-х годах был ректором Московской горной академии, где организовал кафедры по различным разделам науки о нефти, на базе которых в 1930 году был создан Московский нефтяной институт. В этих учебных заведениях по его инициативе были созданы специальные курсы – нефтяные месторождения СССР, нефтяные месторождения зарубежных стран, учение о нефти и ряд других. Для научной разработки комплекса вопросов нефтяного дела под руководством И.М. Губкина в 1924 году был основан Государственный исследовательский нефтяной институт, реорганизованный в 1934 году в Институт горючих ископаемых АН СССР.

Впервые в мире И.М. Губкин установил новый рукавообразный тип залежей нефти, который в Америке стал известен гораздо позже под названием «шнурковые залежи». Открытие им подобных залежей нефти, получивших впоследствии общее название «стратиграфические», раскрыло перед нефтяниками широкие перспективы поисков нефти в новых геологических условиях. В этих же работах Иван Михайлович впервые обратил внимание геологов на необходимость изучения расположения древних береговых линий, заложив основы палеогеографии нефтяных месторождений. Благодаря его работам были выявлены богатые залежи нефти в Майкопском районе.

И.М. Губкин создал учение о закономерностях распространения и происхождения грязевых вулканов и установил их связь с нефтяными месторождениями. Итоги своих работ по этому вопросу он доложил на 16-й сессии Международного геологического конгресса и

опубликовал в специальной монографии (1934), где показал, что газо- и нефтепроявления и грязевой вулканизм генетически связаны с антиклинальными структурами диапирового типа.

С именем И.М. Губкина связано начало нефтепоисковых работ на территории Сибири. В 1932 году он дал научно обоснованные прогнозы и направления нефтепоисковых работ в Западносибирской низменности, Кузбассе, Минусинской котловине, Прибайкалье, Якутии и лично руководил этими работами. В 1932 году Иван Михайлович высказал предположение о том, что в Западной Сибири расположена гигантская депрессия (впадина), в которой в геологическом прошлом накапливались благоприятные для образования нефти и газа осадки и, по всей вероятности, могут быть найдены промышленные запасы. За гениальной догадкой ученого стоял анализ геологии Сибири, ее сравнение с другими сходными по истории развития районами, где нефть и газ уже были найдены. Он обратил внимание на сходство геологического строения Аппалачской впадины в Северной Америке, где в то время добывали нефть, и Западной Сибири, высказав предположение о целесообразности нефтепоисковых работ на этой огромной территории. Именно благодаря его научно обоснованному прогнозу в Сибири открыты богатейшие месторождения нефти и газа.

И.М. Губкин также очень многое сделал для внедрения геофизических методов разведки в СССР, применявшихся им еще в 1919 году при изучении Курской магнитной аномалии. В 1925 году в Государственном исследовательском нефтяном институте он организовал лабораторию по геофизическим методам разведки, на базе которой выросли мощные исследовательские и производственные геофизические организации.

В советское время имя И.М. Губкина было присвоено Московскому институту нефти и газа в Москве и Институту геологии АН Азербайджанской ССР.

Александр Евгеньевич Ферсман – геолог и минералог, один из основоположников геохимии, академик (1919), ученик В.И. Вернадского. Исследовательскую работу начал на Урале, а затем участвовал в экспедициях на Кольский полуостров, Тянь-Шань, Кавказ, в Кызылкумы и Каракумы, на Алтай, в Забайкалье и другие места. Особое значение для практики имели исследования Хибинских тундр (с 1920) и Мончетундры (с 1930), где при его участии были открыты месторождения апатита и медно-никелевых руд. В Каракумах обнаружил большие залежи самородной серы. После экспедиции А.Е. Ферсмана

началась разработка месторождения серы в Каракумах и был построен первый в СССР серный завод. Он участвовал и в экспедициях по поиску редких и рассеянных элементов и радия.

А.Е. Ферсман опубликовал свыше тысячи научных статей и книг. Будучи одним из основоположников геохимии, он написал фундаментальный труд в этой области – четырехтомник «Геохимия» (1933–1939). Лондонское геологическое общество присудило за него А.Е. Ферсману высшую награду – платиновую медаль им. Волластона. Большое внимание уделял проблеме содержания химических элементов на Земле и их миграции. Разрабатывая проблему энергетики природных неорганических процессов, предложил геоэнергетическую теорию, в которой связал последовательность образования минералов с величинами энергии кристаллических решеток.

А.Е. Ферсман в течение 25 лет исследовал пегматитовые жилы, в которых часто содержатся ценные минералы, стремясь выявить законы распределения минералов. В результате длительных наблюдений и исследований гранитных пегматитов создал большой научный труд «Пегматиты» (1931), признанный в геологии классическим. Эта работа имеет не только научное, но и практическое значение, так как облегчает поиск полезных ископаемых в ходе геологоразведочных работ. Монография «Пегматиты» на долгое время определила направление изучения пегматитового сырья и связанных с ним редкоземельных минералов.

А.Е. Ферсмана увлекало образование самоцветов и цветных камней – голубых топазов, зеленых изумрудов, фиолетовых аметистов, розовых и малиновых турмалинов, пестрых яшм и многих других. Александр Евгеньевич был крупнейшим знатоком драгоценных и поделочных камней. Кроме того, обладал незаурядным литературным даром, написал целый ряд популярных книг и статей, таких как «Цветы минералов», «Воспоминания о камне», «Занимательная минералогия», «Занимательная геохимия», «Путешествие за камнем», «Рассказы о самоцветах» и др.

А.Е. Ферсману присуждена Премия им. В.И. Ленина (1929), Государственная премия СССР (1942), награжден орденом Трудового Красного Знамени. Его именем названы минералы – ферсмит – титано-ниобиевый оксид и ферсманит – титано-ниобиевый силикат. На доме, где в 1920–1936 годах жил А.Е. Ферсман (набережная Лейтенанта Шмидта, 1/2), установлена мемориальная доска. Одна из улиц Москвы названа его именем.

Использованные источники [9; 20; 71; 73; 78; 80; 85].

Контрольные вопросы и задания

1. Приведите определение геологии как науки. Охарактеризуйте связи геологии с другими науками.
2. Раскройте эволюцию термина «геология» от исследователей средних веков через термин «геогнозия» до настоящего времени.
3. Охарактеризуйте историю становления геологии как науки.
4. Перечислите организационно-административные этапы становления геологии в России. Кто из отечественных исследователей стоял у руководства каждым этапом? Каков персональный вклад каждого из этих исследователей?
5. Перечислите разделы геологии, наиболее подробно рассматриваемые в курсе «Общая геология». Раскройте внутреннее содержание каждого из разделов.
6. Каков вклад отечественных исследователей в становление и развитие разделов геологии? Назовите конкретные имена и периоды деятельности.
7. В чем состоит вклад И.М. Губкина в становление и развитие нефтяной геологии России?

Глава 2

ЗЕМЛЯ

В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ.

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Гипотезы происхождения Вселенной, Солнечной системы и ее планет основаны на немногочисленных фактах и/или их косвенных подтверждениях. Базовые положения гипотез постулированы и, по сути, являются умозаключениями. Например, основополагающее понятие в происхождении Вселенной – «*сингулярность*» не имеет объяснения в границах современных знаний человечества и относится к категории непознанного, а возможно и не познаваемого для биологического вида планеты Земля *homo sapiens*. Однако опыт показывает, что не познанное на одном этапе становится познаваемым в процессе дальнейшего развития. Поэтому гипотезы, объединяющие известные факты каким-либо образом в концепцию, имеют право на существование и изучение. Студентам рекомендуется рассматривать космогонические гипотезы именно в таком критическом ключе.

Наши знания о внутреннем строении планеты Земля основаны на результатах геофизических исследований и анализе состава метеоритов. Интерпретация данных геофизики неоднозначна. Это убедительно подтверждено при бурении Кольской сверхглубокой скважины (Мурманская область, начало бурения – 1970 год, прекращение – 1992 год, глубина – 12 262 м). Прогноз внутреннего строения Земли для области бурения, основанный на геофизических данных, во многом не подтвердился фактическими результатами бурения. Методика объяснения (интерпретации) объективных геофизических данных требует совершенствования. Это не отменяет роль геофизики для оценки внутреннего строения Земли, а свидетельствует о значительной неопределенности границ наших знаний. Эта неопределенность будет уменьшаться при дальнейших исследованиях.

Анализ состава метеоритов для оценки состава вещества Земли применяется по аналогии. Исходное положение – единство происхождения планеты Земля, планет земной группы и астероидов. Отсюда состав падающих случайным образом на Землю метеоритов в генеральной совокупности отражает состав внутреннего вещества нашей планеты.

2.1. Происхождение Вселенной. «Большой взрыв»

Американский астроном Эдвин Хаббл (1889–1953) заметил, что все галактики, находящиеся за пределами Млечного пути, отдаляются от нас, при этом скорость движения каждой галактики пропорциональна расстоянию от неё до Земли. Хаббл предположил, что когда-то вся Вселенная помещалась в одной точке пространства. Затем состояние этой точки пространства изменилось, и Вселенная родилась в результате грандиозного события, которое позже получило название «Большой взрыв».

Суть гипотезы стандартной модели Большого взрыва состоит в том, что 15–20 млрд лет назад космос был очень горяч и сжат в невообразимо крошечном объеме. Это допущение получило название *сингулярность*. С той поры наш мир расширяется. Есть три основных косвенных экспериментальных аргумента в пользу Большого взрыва: красное смещение в спектрах далеких галактик, свидетельствующее об удалении галактик друг от друга; наблюдаемая распространённость химических элементов с соотношением гелия и водорода 1:3 соответственно, которое возникло во время первичного термоядерного синтеза; наличие реликтового излучения – газа ультрахолодных (3°K) фотонов, заполняющих всю Вселенную. Официальное название реликтового излучения – микроволновой фон на волне 7,35 см.

Долгое время эти три аргумента казались вполне достаточными для того, чтобы модель Большого взрыва не только была признана, но и укрепляла свои позиции. Однако время шло, новых аргументов «за» не прибывало, а сложностей и неувязок, связанных со стандартной моделью, становилось все больше. Например, в 1996 году наблюдения сверхновой звезды показали, что расширение Вселенной не замедляется, как традиционно считалось, а ускоряется.

В основе стандартной модели Большого взрыва лежит сингулярность – так называемое состояние с бесконечно большой плотностью и температурой. Модель описывает то, что происходит после сингулярности. Сингулярность не поддается описанию никакими современными законами физики и математики. На сегодняшний день это препятствие не смогли преодолеть даже самые выдающиеся учёные, разрабатывающие теорию Большого взрыва. Таким образом, данная теория сталкивается с непреодолимыми проблемами буквально с самого начала; в большинстве научно-популярных изложений теории Большого взрыва сложности, связанные с исходной сингулярностью,

либо замалчиваются, либо упоминаются вскользь. В специальных же статьях учёные признают их главным препятствием. Профессора математики С. Хоукинг из Кембриджа и Г. Эллис из Кейптауна в своей монографии «Крупномасштабная структура пространства-времени», отмечают: «...результаты наших наблюдений подтверждают предположение о том, что Вселенная возникла в определённый момент времени. Однако сам момент начала творения, сингулярность не подчиняется ни одному из известных законов физики».

Попытки создать физическую модель происхождения Вселенной основываются на трёх аксиомах: все явления природы могут быть полностью объяснены физическими законами, выраженными в математической форме; физические законы универсальны и не зависят от времени и места; все законы природы доступны пониманию человечеством вне зависимости от стадии развития человеческого разума. Следует признать, что представление о том, что физические законы, открытые в лабораториях на Земле, действуют во всей Вселенной и на всех этапах эволюции Вселенной некорректно. Попытка создать простую математическую модель Вселенной сопряжена с проблемами, решение которых пока лежит вне области знаний человечества. Однако история исследований показывает, что казавшееся непознаваемым – познается. Примерами могут служить казавшиеся абсурдными в определенные периоды развития человеческого общества вращение Земли вокруг Солнца, геометрия Лобачевского, общая теория относительности Эйнштейна и многое другое. Поэтому дальнейшее движение человечества по пути познания позволит решить кажущиеся неразрешимыми проблемы.

2.2. Солнце. Гипотезы образования Солнечной системы. Планеты Солнечной системы, гипотезы их происхождения

Солнце – обычная звезда класса G2, одна из более чем 100 миллиардов звезд нашей Галактики. Солнце является самым большим объектом Солнечной системы, содержащим 99,8 % массы всей Солнечной системы (большая часть остальной массы приходится на Юпитер).

На сегодняшний день 75 % массы Солнца (табл. 2.1) составляет водород и 25 % – гелий. Остальные элементы – 0,1 %. Это соотношение медленно изменяется благодаря тому, что в ядре Солнца происходит превращение водорода в гелий.

Таблица 2.1

Солнце. Основные параметры

Масса	2×10^{30} кг
Диаметр	1392000 км
Плотность	1,416 г/см ³
Температура поверхности	5500 °К
Светимость	$3,86 \times 10^{33}$ эрг/сек
Ускорение свободного падения	274 м/с ²

Внешние слои Солнца циклически сдвигаются – в районе экватора они совершают оборот за 25,4 дня; вблизи полюса – за 36 дней. Это неравномерное вращение обусловлено тем, что Солнце не является твердым телом, как Земля. Подобные эффекты замечены и у газовых планет. Дифференциальное вращение распространяется глубоко во внутренние слои Солнца, но ядро вращается как твердое тело.

Условия в ядре Солнца (занимает приблизительно 25 % радиуса) – температура порядка 15,6 миллионов °К, давление 250 миллиардов атмосфер. Газ ядра спрессован до плотности, в 150 раз превышающей плотность воды.

Температура поверхности Солнца (фотосферы) составляет примерно 5500 °К. Солнечные пятна – «холодные» области с температурой 3800 °К. Пятна выглядят темными только потому, что их окружают области с гораздо более высокой температурой. Солнечные пятна могут быть очень большими – более чем 50 000 км в диаметре. Пятна обусловлены сложными и пока не очень хорошо понятыми взаимодействиями солнечного магнитного поля. Над фотосферой находится небольшая область, называемая хромосферой. Сильно разреженная область выше хромосферы (корона) протягивается на миллионы километров в космос и видима только во время затмений. Температура короны более чем 1 000 000 °К. Магнитное поле Солнца очень мощное и сложное. Это магнитосфера, или гелиосфера, простирающаяся за орбиту Плутона. Кроме тепла и света Солнце излучает также поток заряженных частиц (обычно электронов и протонов), известный как *солнечный ветер*. Он распространяется через Солнечную систему со скоростью приблизительно 450 км/сек. Солнечный ветер и другие излучаемые солнечными вспышками частицы могут вызывать различные эффекты на Земле – от колебаний в линиях электропередач и радиопомех до северного полярного сияния.

Гипотезы образования Солнечной системы. Солнечная система – система небесных тел (Солнце, планеты, спутники планет, коме-

ты, метеорные тела, космическая пыль), двигающихся в области преобладающего гравитационного влияния Солнца (БСЭ). В состав Солнечной системы, кроме Солнца, входят:

- девять больших планет – Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон (рис. 2.1). Многие исследователи Плутона к планетам не относят, включая его и все космические тела за орбитой Нептуна в объекты так называемого пояса Койпера;

- несколько десятков спутников планет (в настоящее время их открыто более 60);

- малые планеты – астероиды. 98 % астероидов располагаются между орбитами Марса и Юпитера – в поясе астероидов (рис. 2.2). Иногда пояс астероидов называют кольцом Фэтона – гипотетическая планета, разорванная притяжением Юпитера;

- кометы $\sim 10^{11}$ объектов;

- огромное количество мелких фрагментов – метеоритов;

- космическая пыль.

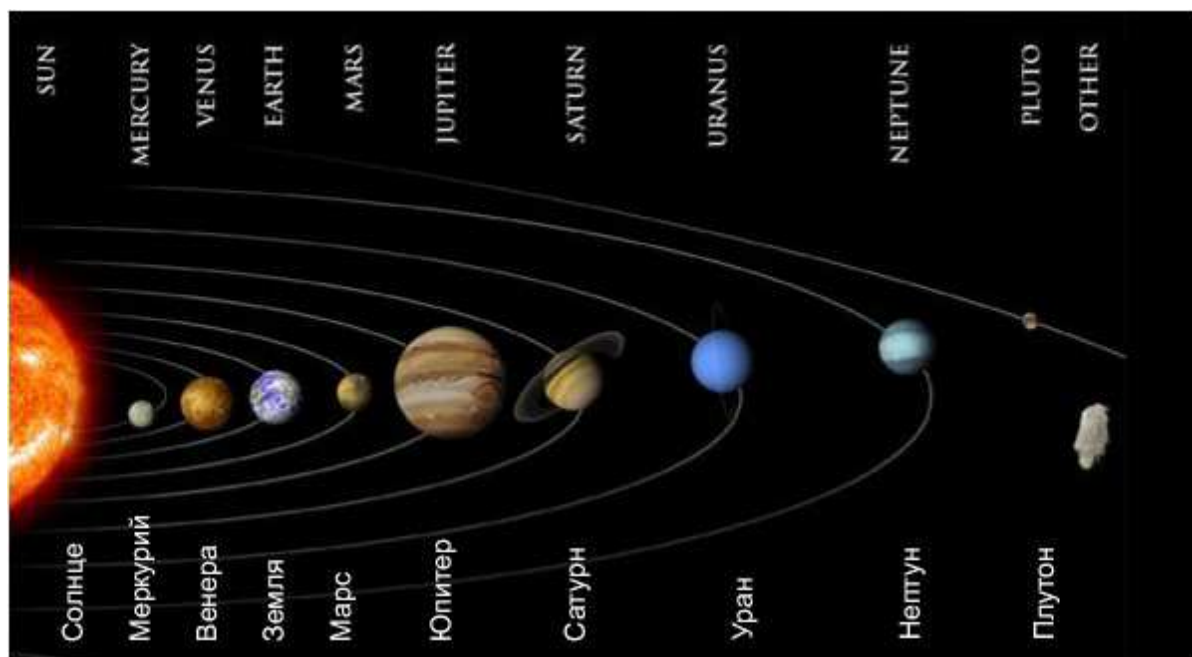


Рис. 2.1. Расположение планет относительно Солнца

Все основные космогонические гипотезы о происхождении Солнечной системы можно разделить на две группы – небулярные и гипотезы захвата.

Космогония – область науки, которая изучает происхождение и развитие космических тел и их систем – звёзд и звёздных скоплений, галактик, туманностей, Солнечной системы и всех входящих в неё тел (БСЭ).

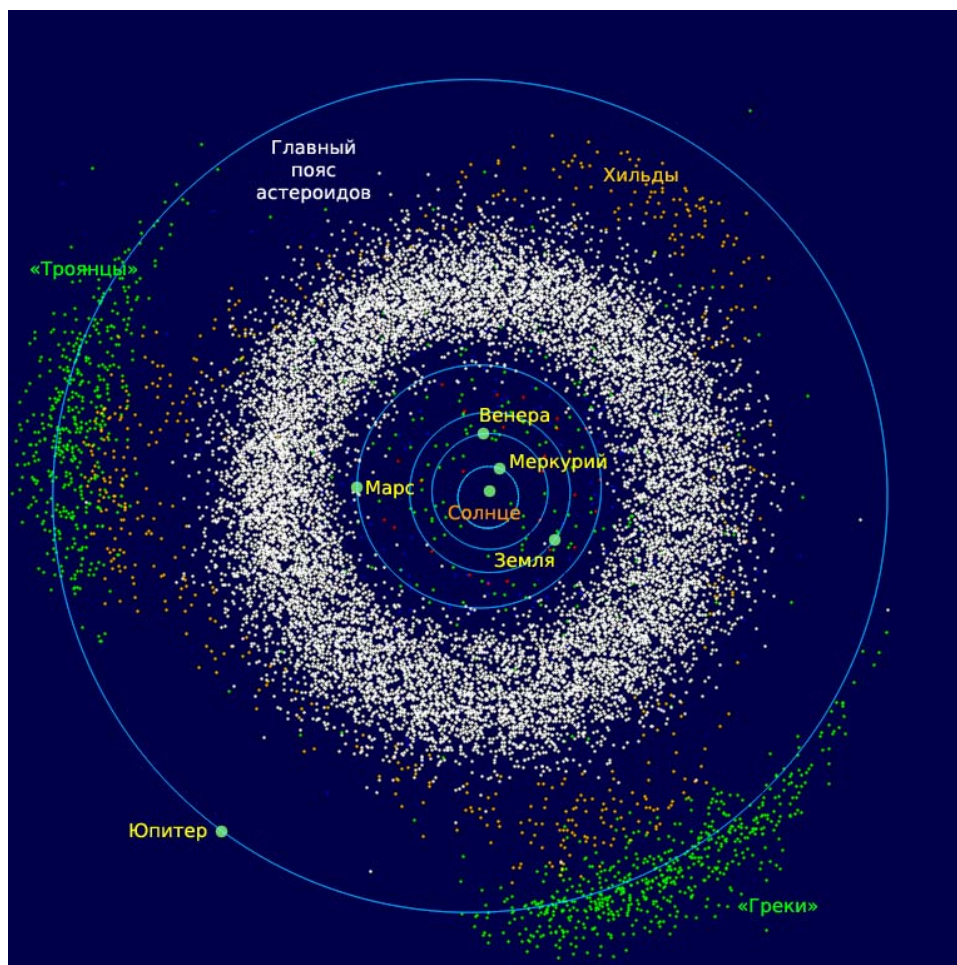


Рис. 2.2. Главный пояс астероидов (белый цвет) и «троянские» астероиды (зелёный и желтый цвет). «Троянцы», «греки», «хильды» – специальные астрономические термины, характеризующие особенности локализации и других параметров групп астероидов

Небулярная гипотеза – космогоническая гипотеза, предполагающая образование Солнечной системы (и вообще небесных тел) из разреженной туманности. Небулярные гипотезы, а их больше всего, можно в свою очередь разделить на две подгруппы. 1. Солнце и все тела Солнечной системы образовались из единого газово-пылевого или пылевого облака – гипотеза французского астронома и математика П.С. Лапласа (1749–1827). 2. Солнце и его семейство имеют различное происхождение – гипотезы немецкого ученого и философа И. Канта (1724–1804) и отечественного ученого, математика, астронома, геофизика О.Ю. Шмидта (1891–1956).

Главный недостаток гипотезы Лапласа – она не может объяснить тот факт, что момент количества движения Солнца составляет около 2 % в Солнечной системе, а 98 % момента количества движения приходится на долю планет. При этом совокупная масса всех планет в 750 раз меньше массы Солнца.

Стремясь снять противоречия в гипотезе Лапласа и сходных с ней, О.Ю. Шмидт исходит из предположения, что Солнце и планеты образовались различным образом. В этом случае все планеты должны иметь одинаковый удельный момент количества движения (количество движения на единицу массы). Однако согласно расчетам эта величина (удельный момент количества движения Земли принят за 1,0) варьирует от 0,61 для Меркурия до 6,09 для Плутона. Гипотеза Шмидта это обстоятельство объяснить не может. Кроме того, третья часть спутников планет Солнечной системы имеет обратное по отношению к Солнечной системе направление обращения. Это один из крупнейших в Солнечной системе спутник Нептуна Тритон, спутник Сатурна Феба, четыре внешних небольших спутника Юпитера и пять спутников Урана. Спутники Урана по отношению к Урану обращаются в прямом направлении. Венера и Уран вращаются вокруг своей оси в противоположную по сравнению с орбитальным движением сторону.

Все небулярные гипотезы имеют целый ряд неразрешимых противоречий. Желая избежать их, многие исследователи выдвигают идею индивидуального происхождения как Солнца, так и всех тел Солнечной системы. Это так называемые *гипотезы захвата*. Согласно им время от времени в пределы Солнечной системы входят небесные тела извне, т. е. из других частей Галактики, из других галактик и из межгалактического пространства. Под влиянием различных факторов – притяжения Солнцем и планетами, столкновения с другими блуждающими небесными телами или астероидами и кометами Солнечной системы, при прохождении через газово-пылевое облако, в котором находится Солнечная система при своем обращении вокруг центра Галактики, и др. – инородные тела тормозятся. Погасив скорость своего движения, эти тела уже не могут выйти из поля гравитации Солнца или одной из планет Солнечной системы. Они переходят с гиперболической орбиты на эллиптическую, становясь объектами Солнечной системы. Однако избежав ряда противоречий, свойственных небулярным гипотезам, гипотезы захвата имеют другие специфические противоречия, не свойственные небулярным гипотезам. Прежде всего, возникает серьезное сомнение, может ли крупное небесное тело, например планета, особенно планета-гигант, так сильно затормозиться, чтобы перейти с гиперболической орбиты на эллиптическую. Очевидно, ни пылевая туманность, ни притяжение Солнца или планеты не могут создать такой силы тормозящий эффект. Остается столкновение. Естественным результатом столкновения двух

космических тел будут осколки различной величины. Часть осколков, не погасивших скорость при столкновении, уйдет за пределы Солнечной системы. Другая часть осколков, скорость которых станет меньше требуемой для выхода на эллиптическую орбиту, упадет на Солнце. Только часть осколков будет захвачена Солнцем или одной из его планет, они перейдут на эллиптическую орбиту и превратятся в их спутники – астероиды.

Второе возражение, которое выдвигают оппоненты авторам гипотез захвата, относится к вероятности такого столкновения. По расчетам вероятность столкновения двух крупных небесных тел вблизи третьего, еще более крупного небесного тела, ничтожно мала, так что одно столкновение может произойти за сотни миллионов лет. Для образования новой планеты, столкнувшиеся небесные тела должны иметь определенные массы, направления и скорости движения. Столкновение должно произойти в определенном месте Солнечной системы, таком, чтобы новая планета, не разлетевшись в момент столкновения на осколки, перешла на эллиптическую орбиту вокруг Солнца. Расчеты показывают, что вероятность такого события равна нулю.

В настоящее время гипотезы, объясняющей без противоречий образование Солнечной системы, пока не существует. Науке еще предстоит решить эту задачу.

Планеты. Астрономы подразделяют расположение планет Солнечной системы на регионы. Внутренняя часть Солнечной системы включает четыре планеты земной группы (рис. 2.3) и пояс астероидов (рис. 2.2). По размерам это самая малая часть Солнечной системы. Радиус ее меньше, чем расстояние между орбитами Юпитера и Сатурна. Внешняя часть Солнечной системы начинается за пределами пояса астероидов и включает четыре газовых планеты-гиганта (рис. 2.4).

Четыре планеты земной группы состоят преимущественно из тяжёлых элементов, имеют малое количество (0–2) спутников, у этих планет отсутствуют кольца. В значительной степени планеты состоят из тугоплавких минералов, таких как силикаты, которые формируют мантию и кору планет. Тяжелые элементы, преимущественно железо и никель, формируют ядра этих планет. У трёх внутренних планет – Венеры, Земли и Марса – есть атмосфера. У всех внутренних планет имеются ударные кратеры от столкновения с космическими объектами. На поверхности этих планет есть характерные образования (например, вулканы), свидетельствующие об активности внутренней части планет.

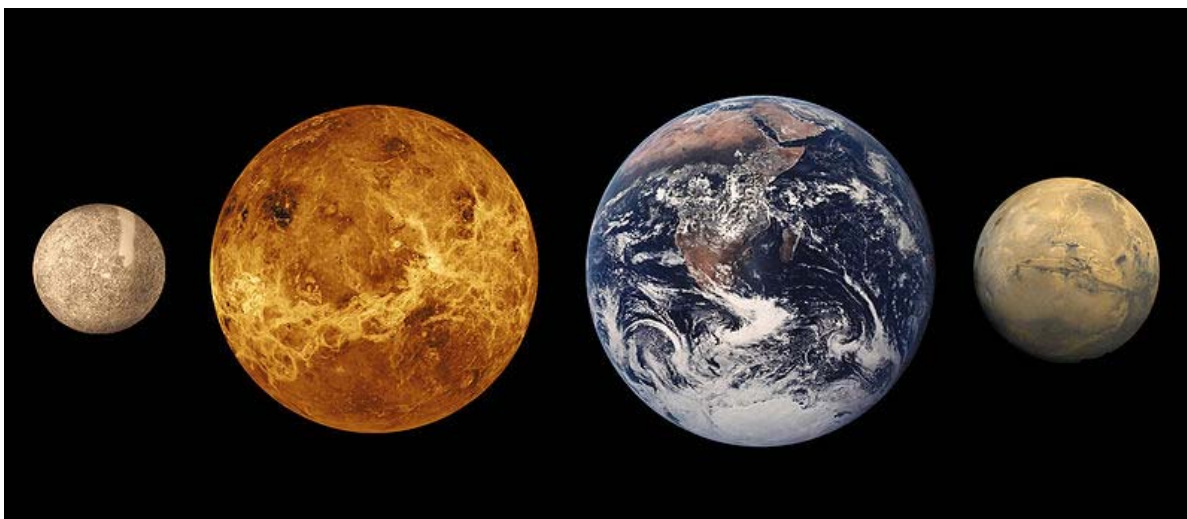


Рис. 2.3. Планеты земной группы.
Слева направо – Меркурий, Венера, Земля, Марс.
Относительные размеры планет в масштабе, межпланетные расстояния – нет

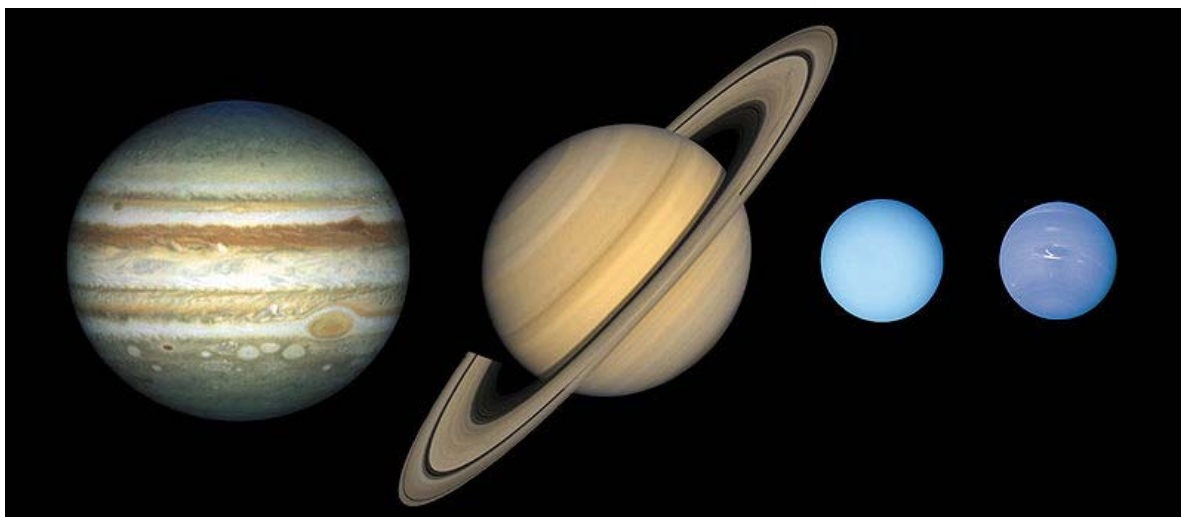


Рис. 2.4. Планеты-гиганты.
Слева направо – Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун.
Относительные размеры планет в масштабе, межпланетные расстояния – нет

Четыре планеты-гиганта, также называемые газовыми гигантами, все вместе содержат 99 % массы вещества, обращающегося на орбитах вокруг Солнца. Юпитер и Сатурн преимущественно состоят из водорода и гелия. Уран и Нептун обладают большим содержанием льда в их составе. У всех четырёх газовых гигантов есть кольца.

Для понимания геологической истории Земли, нашу планету сравнивают с планетами земной группы. Параметры этих планет и Земли приведены в табл. 2.2–2.5. Изучение состава астероидов (метеоритов) привлекают к объяснению вещественного состава Земли в целом и ее внутренних оболочек.

Таблица 2.2

Меркурий. Основные параметры

Масса	$3,3 \times 10^{23}$ кг (0,055 массы Земли)
Диаметр	4870 км (0,38 диаметра Земли)
Плотность	5,43 г/см ³
Температура поверхности	максимум +430 °С, минимум –180 °С
Длина суток	58,65 земных суток
Расстояние от Солнца (среднее)	0,387 а.е.*, 58 млн км
Период обращения по орбите (год)	88 земных суток
Скорость вращения по орбите	47,9 км/с
Ускорение свободного падения	3,7 м/с ²

*Астрономическая единица (а. е.) – единица расстояний в астрономии, равная среднему расстоянию Земли от Солнца. Согласно списку фундаментальных постоянных астрономии, рекомендованному в 1964 году Международным астрономическим союзом для астрономических исследований, 1 а. е. = 149,6 млн км. Применяется главным образом для измерения расстояний в Солнечной системе.

Таблица 2.3

Венера. Основные параметры

Масса	$4,87 \times 10^{24}$ кг (0,815 массы Земли)
Диаметр	12100 км (0,949 диаметра Земли)
Плотность	5,25 г/см ³
Температура поверхности	максимум +480 °С
Длина суток	243 земных суток
Расстояние от Солнца (среднее)	0,723 а.е., 108 млн км
Период обращения по орбите (год)	224,7 земных суток
Скорость вращения по орбите	35 км/с
Ускорение свободного падения	8,9 м/с ²

Таблица 2.4

Земля. Основные параметры

Масса	$5,976 \times 10^{24}$ кг
Диаметр	12756 км
Плотность	5,518 г/см ³
Температура поверхности	максимум +58 °С, минимум –90 °С
Длина суток	23 часа 56 минут 4,1 секунды
Расстояние от Солнца (среднее)	1 а.е., 149,6 млн км
Период обращения по орбите (год)	365,24219 суток
Площадь поверхности	510,2 млн км ²
Объем	$1,083 \times 10^{12}$ км ³
Скорость вращения по орбите	29,8 км/с
Ускорение свободного падения	9,8 м/с ²

Таблица 2.5

Марс. Основные параметры

Масса	$6,4 \times 10^{23}$ кг (0,107 массы Земли)
Диаметр	6670 км (0,53 диаметра Земли)
Плотность	$3,95 \text{ г/см}^3$
Температура поверхности	-23°C на большей части поверхности, -150°C на полюсах, 0°C на экваторе
Длина суток	24,6229 часа
Расстояние от Солнца (среднее)	1,5237 а.е., 228 млн км
Период обращения по орбите (год)	687 земных суток
Скорость вращения по орбите	24,1 км/с
Ускорение свободного падения	$3,7 \text{ м/с}^2$

Гипотезы происхождения Земли. Земля является одной из планет Солнечной системы, поэтому гипотезы происхождения Земли неразрывно связаны со всеми космогоническими гипотезами. Наиболее часто в литературных источниках упоминаются три гипотезы о происхождении Земли: И. Канта; П.С. Лапласа; О.Ю. Шмидта.

По Канту Земля образовалась независимо от Солнца из холодной туманности. Туманность состояла из пылеватых частиц, между которыми существовали силы притяжения и отталкивания. Наиболее тяжелые и плотные из частиц под действием силы притяжения соединялись друг с другом, образуя центральный сгусток – Солнце, которое в свою очередь притягивало более удаленные, мелкие и легкие частицы. Таким образом, возникло некоторое количество вращающихся тел – колец газообразной материи. В отдельных кольцах образовывались более плотные ядра, к которым постепенно притягивались более легкие частицы, формируя шаровидные скопления материи – будущие планеты.

По Лапласу Солнце и Земля образовались из единой раскаленной туманности за счет концентрации вещества в определенных областях. За счет сил притяжения в центральной части туманности возникло скопление вещества – будущее Солнце. За счет центробежных сил на определенных орбитах формировались кольца материи – будущие планеты и другие тела Солнечной системы.

Как взаимодополняющие, гипотезы Канта и Лапласа часто объединяют в один термин – «гипотеза Канта – Лапласа».

По О.Ю. Шмидту все планеты, в том числе и Земля, образовались в холодном состоянии из твердых частиц, захваченных Солнцем. Под действием взаимного притяжения частицы объединялись в сгустки –

планетезимали, которые группировались и превращались в планеты. В дальнейшем в теле Земли начался распад радиоактивных элементов, вследствие чего ее недра начали разогреваться и расплавляться, а масса – расслаиваться на отдельные зоны или сферы с различными физическими свойствами и химическим составом. *Планетезималь* в теориях происхождения Солнечной системы (и других планетарных систем) – тело размером от нескольких миллиметров до нескольких километров, которое конденсировалось из облака газа и пыли Солнечной туманности в стороне от того места, где формировалось Солнце. Как только планетезимали достигали размера нескольких километров, гравитационное притяжение позволяло им соединяться друг с другом в ходе процесса, называемого аккрецией. *Аккреция планеты* – конденсация обломочных частиц протопланетного облака в массивное тело планеты. В результате аккреции образовывались протопланеты. Аккреция сопровождается выделением гравитационной энергии. Гравитационная энергия – потенциальная энергия тел, обусловленная их гравитационным взаимодействием. Выделение гравитационной энергии – процесс экзотермический, т. е. сопровождается выделением теплоты и нагреванием взаимодействующих тел.

Гипотезы происхождения Земли, как и все космогонические гипотезы, дискуссионны. Появление новых фактов подтвердит или опровергнет эти гипотезы, либо обусловит возникновение новых гипотез.

2.3. Характеристика планеты Земля

Внутреннее строение Земли. Основная информация о внутреннем строении Земли получена в результате исследований сейсмических волн, возникающих при землетрясениях и мощных взрывах. Для изучения внутреннего строения Земли используются объемные сейсмические волны, так как только этот тип сейсмических волн проходит через недра нашей планеты (в дальнейшем изложении слово «объемные» опускается). Сейсмические волны подразделяются на продольные (*P*-волны) и поперечные (*S*-волны). *P*-волны взаимодействуют с веществом в любом его агрегатном состоянии – твердом, жидком и газообразном. *S*-волны взаимодействуют только с твердым веществом.

Оценка параметров прохождения сейсмических волн через недра Земли позволила геофизикам определить параметры и агрегатное со-

стояние вещества на глубинах, недоступных прямым наблюдениям. Так разработана современная модель строения Земли (рис. 2.5).

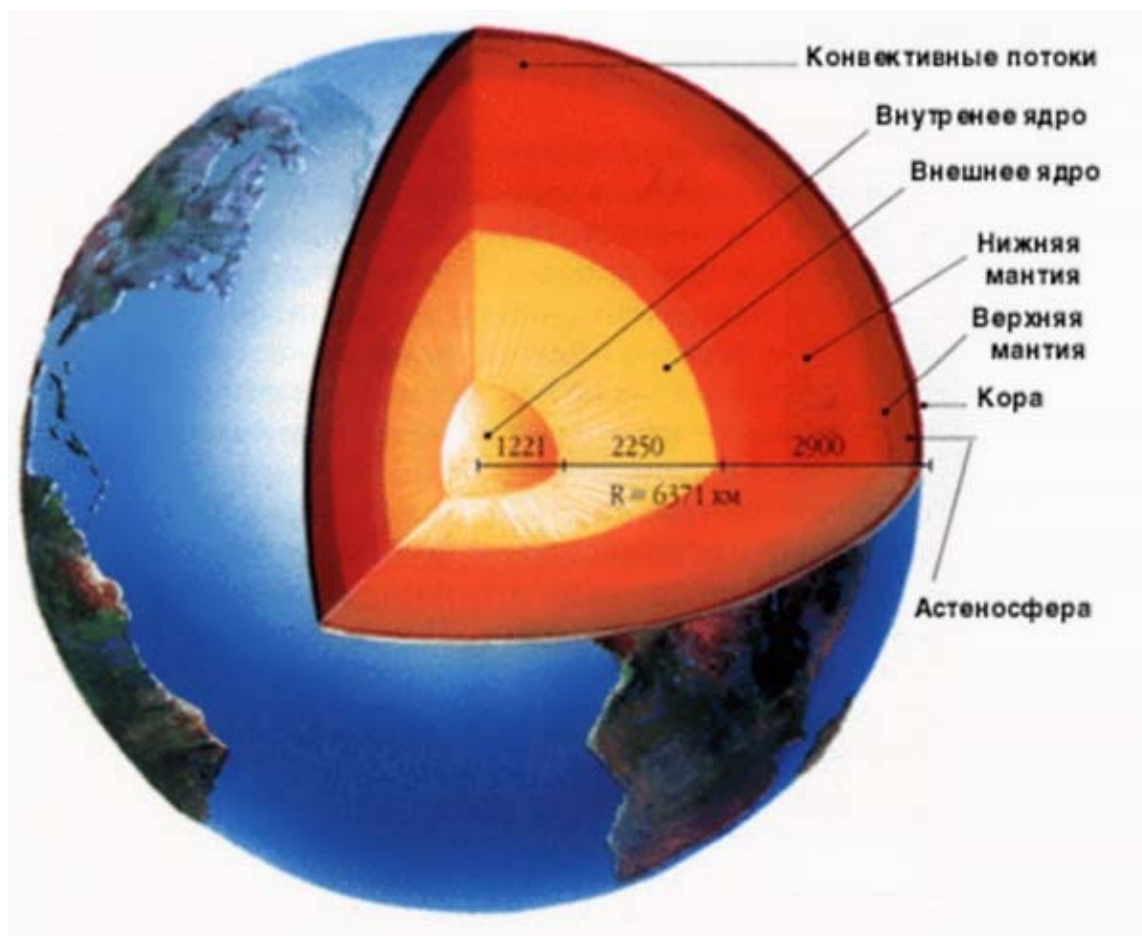


Рис. 2.5. Внутреннее строение Земли

Толщина (мощность) самой верхней твердой оболочки Земли – земной коры изменяется от нескольких километров (в океанических областях) до нескольких десятков километров (в горных районах материков). Мощность земной коры по сравнению с радиусом Земли небольшая. На долю земной коры приходится около 0,5 % общей массы планеты. Основной химический состав земной коры – окислы кремния, алюминия, железа и щелочных металлов.

Земная кора континентов и океанов существенно отличается друг от друга. Кора континентов толстая – до 70–75 км (35–40 км в среднем), трехслойная. Первый слой – осадочный, иногда вулканогенно-осадочный. Второй слой – гранитный или гранитогнейсовый. Третий – интенсивно метаморфизованные и дислоцированные породы, преимущественно основного состава – базальтовый слой. Этот слой часто называют также гранулит-базитовым. Возраст пород континентальной коры близок к возрасту Земли – до 4,0 млрд лет.

Кора океанов тонкая (5–6 км), трехслойная. Первый слой осадочный – в основном карбонатные, глинистые и кремнистые породы. Второй слой – базальтовые лавы с тонкими прослоями осадочных пород. Третий – породы преимущественно основного состава – габбро, реже – ультраосновного состава. Возраст коры современных океанов и глубоководных котловин окраинных морей – до 180 млн лет.

По геофизическим данным между гранитным и базальтовым слоями земной коры континентального типа выделяют *поверхность (раздел) Конрада* – по имени австрийского геофизика Конрада (1876–1962). Скорость продольных сейсмических волн при прохождении через поверхность Конрада скачкообразно увеличивается примерно с 6,0 до 6,5 км/сек. В ряде мест поверхность Конрада отсутствует, а скорости сейсмических волн возрастают с глубиной постепенно. Иногда наоборот – наблюдается несколько поверхностей скачкообразного возрастания скоростей сейсмических волн.

От мантии земную кору отделяет *поверхность Мохоровичича* – названа в честь сербского сейсмолога Мохоровичича, открывшего ее в 1909 году. Поверхность Мохоровичича (*слой Мохо*) установлена по сейсмическим данным. Скорость продольных сейсмических волн при переходе (сверху вниз) через слой Мохо возрастает скачком с 6,7–7,6 до 7,9–8,2 км/сек, а поперечных – с 3,6–4,2 до 4,4–4,7 км/сек. Различные геофизические, геологические и другие данные указывают на то, что плотность вещества здесь также возрастает скачком, предположительно с 2,9–3,0 до 3,1–3,5 г/см³. Некоторые исследователи полагают, что поверхность Мохоровичича разделяет слои разного химического состава.

Литосфера (греч. lithos – камень и sphaira – шар) – верхняя твердая оболочка Земли, включает в себя земную кору и, отделенную от нее границей Мохоровичича, жесткую верхнюю часть верхней мантии Земли.

Под литосферой отмечен слой, где наблюдается некоторое уменьшение скорости распространения сейсмических волн, что говорит о своеобразном состоянии вещества. Этот слой, менее вязкий и более пластичный по отношению к выше и ниже лежащим слоям, называют *астеносферой* (греч. asthenes – слабый и sphaira).

Слой Гутенберга (Гутенберг) – сейсмический волновод, слой пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли. Назван по имени американского геофизика Б. Гутенберга (1889–1960), обнаружившего существование этого слоя. Верхняя граница слоя находится под материками на глубине 80–100 км, под океанами – по-

рядка 50 км. Нижняя граница, по-видимому, проходит на глубине около 400 км. В некоторых местах слой Гутенберга отсутствует или понижены скорости только поперечных сейсмических волн. Предполагается, что причиной замедленного прохождения сейсмических волн является температура, близкая к точке плавления; это даёт основание отождествлять слой Гутенберга с астеносферой.

На долю мантии (верхней и нижней) приходится около 67 % общей массы планеты. Считается, что вещество мантии находится в непрерывном движении и в относительно глубоких слоях мантии с ростом температуры и давления начинается переход вещества в более плотные модификации. Это подтверждается и экспериментальными исследованиями.

В нижней мантии на глубине 2900 км отмечается резкий скачок не только скорости продольных волн, но и плотности вещества Земли. Поперечные волны здесь исчезают совсем, что указывает на смену агрегатного состояния вещества. Это внешняя граница ядра Земли.

Земное ядро открыто в 1936 году. Получить представление о ядре было чрезвычайно трудно из-за малого числа сейсмических волн, достигавших ядра и возвращавшихся к поверхности. Кроме того, экстремальные температуры и давление ядра долгое время трудно было воспроизвести в лаборатории.

Земное ядро разделяется на две отдельные области – жидкую (внешнее ядро) и твердую (внутреннее ядро). Переход между данными областями лежит на глубине 5150 км. Железо – химический элемент, который соответствует сейсмическим свойствам ядра. Железо – тяжелый элемент, его удельный вес $7,8 \text{ г/см}^3$. Так как железо широко распространено во Вселенной и, учитывая, что масса ядра составляет приблизительно 35 % массы планеты, предположение о том, что железо основной элемент ядра Земли – обосновано. Анализ состава метеоритов позволяет считать, что кроме железа в состав ядра входит никель.

По современным данным внешнее ядро представляет собой вращающиеся потоки расплавленного железа и никеля, хорошо проводящие электричество. Именно с внешним ядром связывают происхождение земного магнитного поля, считая, что электрические токи, текущие в жидком ядре, создают глобальное магнитное поле. Слой мантии, находящийся в соприкосновении с внешним ядром, испытывает его влияние, поскольку температуры в ядре выше, чем в мантии. Взаимодействие мантии с внешним ядром порождает огромные, направленные к поверхности Земли тепломассопотоки – *плюмы*. Плюмы обуславливают *конвективные потоки* в верхней мантии (рис. 2.5).

Внутреннее твердое ядро не связано с мантией. Полагают, что твердое состояние, несмотря на высокую температуру, обеспечивается гигантским давлением в центре Земли. Высказываются предположения о том, что в ядре помимо железоникелевых сплавов должны присутствовать и более легкие элементы, такие как кремний и сера, а возможно, кремний и кислород. Вопрос о состоянии ядра Земли до сих пор остается дискуссионным. По мере удаления от поверхности увеличивается сжатие, которому подвергается вещество. Расчеты показывают, что в земном ядре давление может достигать 3 млн атм. При этом многие вещества как бы металлизуются – переходят в металлическое состояние.

Фигура Земли, размеры, масса, плотность. Физическая поверхность Земли, как и любой планеты, настолько сложна, что не поддается строгому математическому описанию. Приблизительно можно считать, что Земля имеет форму шара со средним радиусом 6371,3 км. Такое представление о нашей планете хорошо подходит для задач, точность вычислений в которых не превышает 0,5 %. В действительности Земля не является идеальной сферой. Она сжата у полюсов, высоты материков различны, приливные деформации также искажают форму поверхности и т. д. В геодезии и космонавтике обычно для описания фигуры Земли выбирают *эллипсоид вращения* или *геоид*. С эллипсоидом вращения связана система геодезических координат, с геоидом – система астрономических координат.

Земной эллипсоид – эллипсоид вращения, размеры которого подбираются по условию наилучшего соответствия фигуре Земли в целом (*общеземной эллипсоид*) или отдельных её частей (*референц-эллипсоид*). Фигура референц-эллипсоида наилучшим образом подходит для территории отдельной страны или нескольких стран. Как правило, референц-эллипсоиды принимаются для обработки геодезических измерений законодательно. В России/СССР с 1946 года используется *эллипсоид Красовского*.

Феодосий Николаевич Красовский (1878–1948) – советский астроном-геодезист, член-корреспондент АН СССР, заслуженный деятель науки и техники РСФСР.

Геоид (буквально – «нечто, подобное Земле») – геометрическое тело, отражающее распределение потенциала силы тяжести на Земле. Геоид определяется как эквипотенциальная поверхность земного поля тяжести (уровенная поверхность), приблизительно совпадающая со средним уровнем вод Мирового океана в невозмущённом состоянии и условно продолженная под материками. Отличие реального среднего

уровня моря от геоида может достигать 1 м. Это обусловлено локальными различиями температуры и солености воды, аномалиями силы тяжести и т. д. По определению эквипотенциальной поверхности, поверхность геоида везде перпендикулярна отвесной линии.

Для наглядности на рис. 2.6 приведено соотношение различных поверхностей, описывающих фигуру Земли.

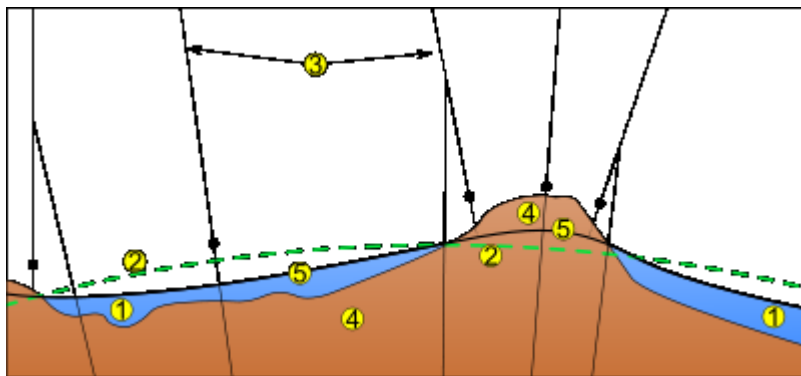


Рис. 2.6. Соотношение поверхностей, описывающих фигуру Земли: 1 – Мировой океан; 2 – земной эллипсоид; 3 – отвесные линии; 4 – тело Земли; 5 – геоид

Международный астрономический союз в 1964 году принял следующие значения элементов земного эллипсоида: экваториальный радиус, $a = 6378,16$ км; полярный радиус, $b = 6356,78$ км; сжатие e ($e = [a-b]/a = 1/298,25$). При вычислении сжатия e принято, что оба полярных радиуса Земли одинаковы. В действительности они несколько отличаются друг от друга. Южный полюс находится на 30 м ближе к центру Земли, чем северный.

Согласно современным данным масса Земли равна $5,9736 \times 10^{24}$ кг. Средняя плотность – $5,5153$ г/см³. Плотность вещества в объеме Земли распределена неравномерно. Средняя плотность земной коры (по крайней мере, в ее верхней части до глубины 32 км) составляет $3,32$ г/см³. Ниже поверхности Мохоровичича плотность непрерывно возрастает. На глубине 2900 км, где проходит граница между мантией и внешним ядром, прослеживается резкий скачок плотности от $5,68$ до $9,57$ г/см³. С этой отметки и до границы между внешним и внутренним ядром плотность продолжает непрерывно увеличиваться, составляя $11,54$ г/см³ на глубине 4830 км. Плотность внутреннего ядра оценивается от 14 до 17 г/см³.

Гравитационное поле Земли. Гравитационное поле Земли или поле силы тяжести – силовое поле, обусловленное притяжением (тяготением) Земли и центробежной силой, вызванной суточным вращением Земли. Зависит (незначительно) от притяжения Луны, Солнца,

других небесных тел и масс земной атмосферы. Гравитационное поле Земли характеризуется силой тяжести, потенциалом силы тяжести и различными производными от потенциала силы тяжести (БСЭ).

Сила тяжести измеряется *гравиметрами* и *маятниковыми приборами*.

Гравиметр – прибор для относительного измерения ускорения силы тяжести. Большинство гравиметров представляет собой точные пружинные или крутильные весы. С помощью гравиметров измеряют разности ускорения силы тяжести по изменению деформации пружины или угла закручивания упругой нити, компенсирующих силу тяжести небольшого грузика. Измерения проводят последовательно на исходном пункте, для которого ускорение силы тяжести известно, и на исследуемом пункте.

Маятниковый прибор – инструмент для измерения ускорения силы тяжести относительным методом. Гравиметрические исследования с помощью маятниковых приборов основываются на измерении разности периодов свободных колебаний маятника неизменной длины на двух пунктах – исследуемом и пункте с известным ускорением силы тяжести.

Гравитационное поле Земли условно разделяют на нормальную и аномальную части. Нормальная часть соответствует идеализированной Земле простой геометрической формы и с простым распределением плотности внутри неё. Аномальная часть поля меньше по величине, но имеет сложное строение. Она отражает детали фигуры и распределения плотности реальной Земли. Нормальная часть поля силы тяжести рассчитывается по формулам распределения ускорения нормальной силы тяжести g .

С помощью формул распределения нормальной силы тяжести, и зная высоты пунктов наблюдений, а также строение окружающего рельефа и плотности слагающих его пород, вычисляют *аномалии силы тяжести*.

Аномалия силы тяжести – разность между наблюдаемой силой тяжести и её теоретическим (нормальным) значением в точке наблюдения. Оценка аномалий силы тяжести широко применяется для решения задач геологии, например в гравиметрической разведке. Гравиметрическая разведка – метод разведочной геофизики, основанный на изучении гравитационного поля Земли. Главное условие для применения гравиметрической разведки – наличие разности плотностей пород, слагающих геологические структуры.

Магнитное поле Земли. *Магнитное поле* – силовое поле, действующее на движущиеся электрические заряды и на тела, обладающие

магнитным моментом, независимо от состояния их движения. *Магнитный момент* – основная величина, характеризующая магнитные свойства вещества. Магнитным моментом обладают элементарные частицы, атомные ядра, электронные оболочки атомов и молекул. Источником магнетизма, согласно классической теории электромагнитных явлений, является электрический ток. Элементарным источником магнетизма считают замкнутый ток (БСЭ).

Магнитные поля в природе чрезвычайно разнообразны как по своим масштабам, так и по вызываемым ими эффектам. Магнитное поле Земли (геомагнитное поле), образующее земную магнитосферу, простирается до расстояния в 70–80 тыс. км в направлении на Солнце и на многие миллионы километров в противоположном направлении (рис. 2.7). У поверхности Земли магнитное поле равно в среднем 0,5 гс, на границе магнитосферы порядка 10^{-3} гс. Геомагнитное поле экранирует поверхность Земли и биосферу от потока заряженных частиц, испускаемых Солнцем (солнечный ветер, рис. 2.7), и частично космических лучей. Влияние самого геомагнитного поля на жизнедеятельность организмов изучает магнитобиология. В околоземном пространстве магнитное поле образует магнитную ловушку для заряженных частиц высоких энергий – радиационный пояс Земли.

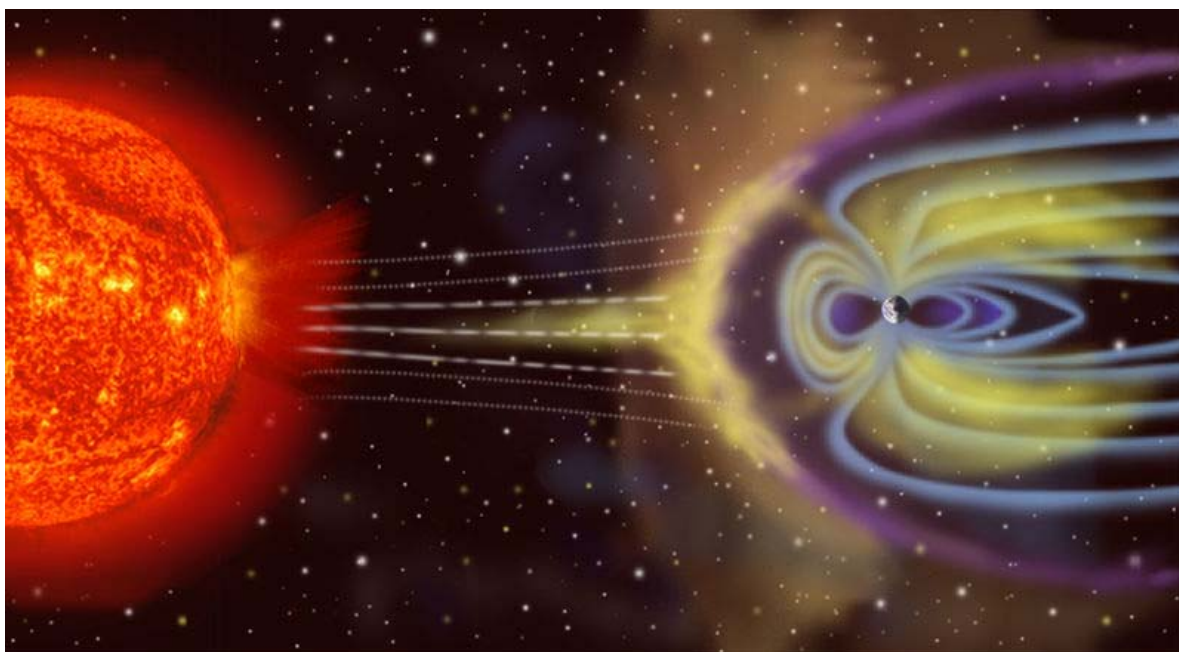


Рис. 2.7. Обтекание магнитосферы Земли солнечным ветром

По форме основное магнитное поле Земли до расстояний порядка трех радиусов Земли близко к полю эквивалентного магнитного диполя (рис. 2.8). Центр магнитного поля смещен относительно центра

Земли на 430 км. Ось диполя наклонена к оси вращения Земли на $11,5^{\circ}$. На такой же угол геомагнитные полюса отстоят от соответствующих географических полюсов. Исторически сложилось так, что истинное (физическое) положение магнитных полюсов не соответствует их названиям. Южный геомагнитный полюс находится в северном полушарии и называется Северным полюсом и наоборот.



Рис. 2.8. Магнитное (дипольное) поле Земли

Земной магнетизм обусловлен действием постоянных источников, расположенных внутри Земли, и внешних (переменных) источников, расположенных в магнитосфере Земли и ионосфере. Соответственно различают основное (главное, $\sim 99\%$) и переменное ($\sim 1\%$) геомагнитные поля.

Изучение геомагнитного поля прошлых эпох производится по остаточной намагниченности горных пород (палеомагнетизм), а для исторического периода – по намагниченности изделий из обожжённой глины (кирпичи, керамическая посуда и т. д.). Палеомагнитные исследования показывают, что направление основного магнитного поля Земли в прошлом многократно изменялось на противоположное. Последнее такое изменение имело место около 0,7 млн лет назад.

Для объяснения происхождения основного геомагнитного поля выдвигалось много различных гипотез, в том числе даже гипотезы о

существовании фундаментального закона природы, согласно которому всякое вращающееся тело обладает магнитным моментом. Современные данные о вековых вариациях и многократных изменениях полярности геомагнитного поля удовлетворительно объясняются только гипотезой о гидромагнитном динамо. Согласно этой гипотезе в жидком электропроводящем ядре Земли могут происходить достаточно сложные и интенсивные движения, приводящие к самовозбуждению магнитного поля, аналогично тому, как происходит генерация тока и магнитного поля в динамо-машине с самовозбуждением. Действие гидромагнитного динамо основано на электромагнитной индукции в движущейся среде, которая в своём движении пересекает силовые линии магнитного поля. Вопрос происхождения основного магнитного поля Земли изучен пока недостаточно и является дискуссионным.

Отклонения действительного распределения геомагнитного поля от дипольного (нормального) называют *магнитными аномалиями*. В зависимости от интенсивности и величины занимаемой площади различают мировые аномалии глубинного происхождения, например Восточносибирскую, Бразильскую и др., а также аномалии региональные и локальные. Региональные и локальные аномалии могут быть вызваны, например, неравномерным распределением в земной коре магнитных минералов. Это свойство используется в магниторазведке (направление в геофизике) для оценки перспективности территории на магнитные полезные ископаемые и др.

Изучение земного магнетизма и составление карт всех его элементов играет важную роль для морской и воздушной навигации, в геодезии, маркшейдерском деле.

Изменение давления и температуры с глубиной. Представления об агрегатном состоянии внутреннего вещества Земли. Давление и температура являются важнейшими факторами, определяющими характеристики геологических процессов, происходящих внутри и на поверхности Земли.

Температура в тропосфере составляет от -55 до -80 °C. По мере приближения к земной поверхности температура повышается и может достигать на поверхности $+50 - +78$ °C в пустынных районах с субтропическим климатом. В то же время в континентальном климате Восточной Сибири температура на поверхности Земли опускается до -68 °C. Отсюда диапазон колебаний на поверхности Земли от $+78$ до -68 °C. Давление на поверхности Земли составляет 1 атмосферу.

При удалении от поверхности вглубь земной коры температура быстро повышается. В настоящее время принято считать, что в сред-

тем температура повышается на 1°C при углублении на 33 м. Но это только средняя цифра. Фактические колебания температуры зависят от конкретной геологической обстановки и значительно отличаются от средней величины. Ориентировочные расчеты показывают, что на глубине в 1 км температура должна быть на 30° выше средней температуры поверхности, а на глубинах в 30 км можно ожидать $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$, т. е. температуру, вполне достаточную для того, чтобы расплавить часть горных пород.

Начиная с давления в 1 атм на поверхности, давление возрастает с глубиной, так как вышележащие горные породы давят на нижележащие слои. Ориентировочные расчеты показывают, что прирост давления на каждый километр глубины составляет порядка 275 атм. Согласно этому для глубины в 30 км давление составит примерно 9000 атм. Очевидно, что в условиях столь колоссального давления весь характер, все свойства среды, в которой протекают химические реакции, должны быть иными, чем на поверхности. В настоящее время предполагается, что тенденция увеличения температуры и давления с глубиной сохраняется во всей толще земной коры. Состояние более глубоких недр Земли оценивается по геофизическим данным (рис. 2.9).

Существует множество вариантов интерпретации геофизических данных, приведенных на рис. 2.9. Рассмотрим один из возможных вариантов интерпретации, понимая, что единой теории, объясняющей процессы, происходящие в недрах Земли, пока нет.

До глубин ~ 1000 км идет быстрый рост скорости сейсмических волн. Это характеризует высокую скорость роста плотности и как результат увеличение давления на глубинах до 1000 км. Можно предположить, что на границе области С и D складываются следующие условия: плотность вещества порядка 4 г/см^3 ; давление около $0,3\text{--}0,5$ МБар; температура порядка 1000°C .

Полагают, что до глубины 710 км горные породы сохраняют кристаллическую структуру. Это обосновано тем, что очаги землетрясений локализованы только до этой глубины; глубже очагов землетрясений не обнаружено. В зоне с глубинами от 700 до 1200 км, когда температуры превышают 500°C , а давления более $0,4$ МБар, уменьшаются прочностные свойства кристаллических структур пород. Породы подвергаются растрескиванию, фрагментации и сжатию.

На глубинах более 1000–1200 км при давлении более $0,3\text{--}0,5$ МБар во фрагментированное состояние переходят все существующие породы с дальнейшим сжатием. К уменьшению прироста

скорости сейсмических волн приводит уменьшение скорости роста плотности вещества. Вещество полностью переходит в состояние, когда в объеме содержатся только атомы составляющих веществ (жидкий расплав). Энергия разрушенных под воздействием давления атомных связей выделяется в виде тепла.

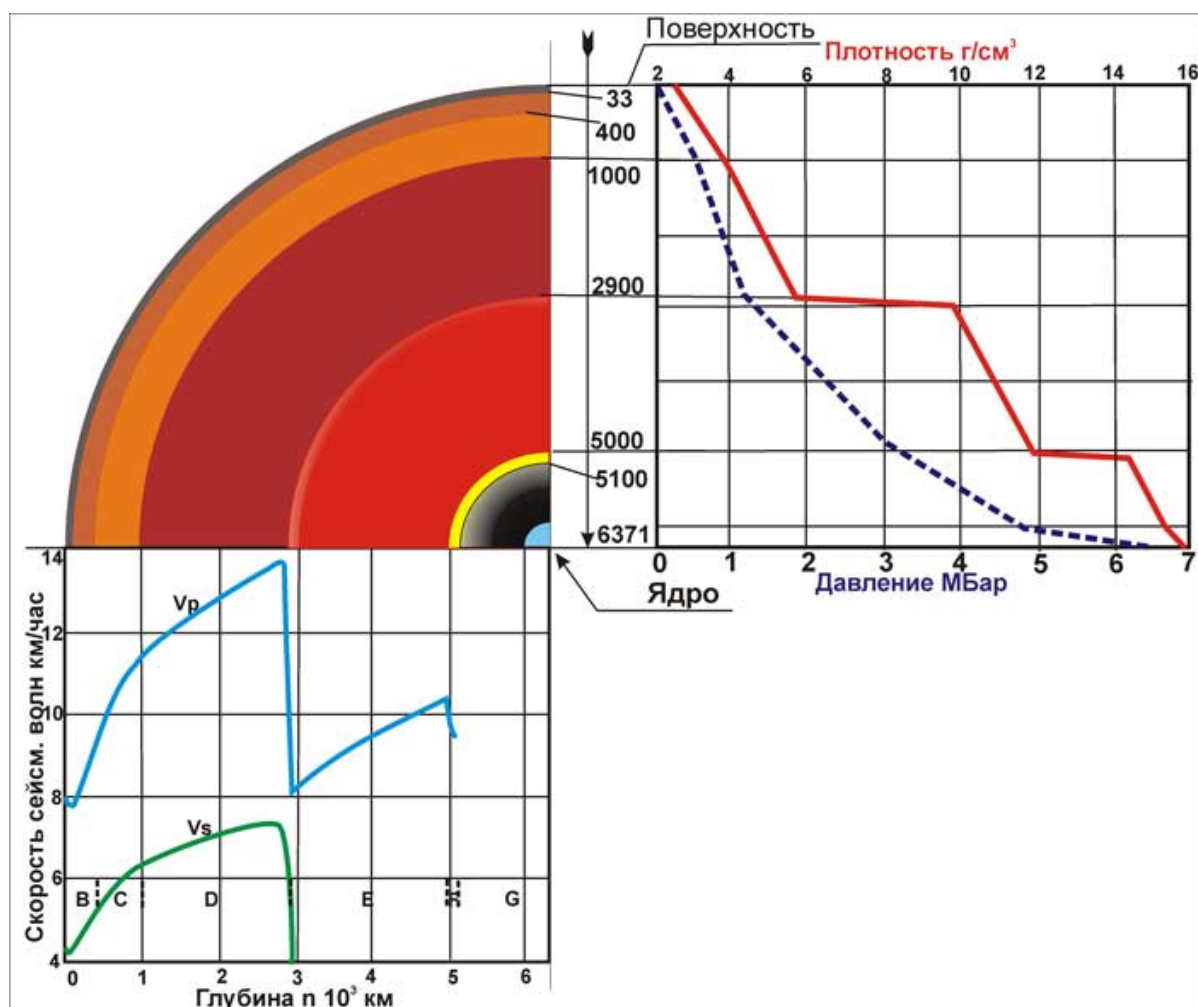


Рис. 2.9. Изменение плотности вещества, давления и скорости сейсмических волн с глубиной: В – литосфера; С – астеносфера, входит в верхнюю мантию; D – нижняя мантия; E – внешнее ядро; F – пограничная зона; G – внутреннее ядро; V_p – скорость продольных сейсмических волн; V_s – скорость поперечных сейсмических волн

Состояние вещества в зоне D (до глубины 2900 км) характеризуется низкой теплопроводностью, высокой вязкостью и плотностью ~5–6 г/см^3 . Давление достигает 1,1–1,5 МБар, а температура от 1000 $^{\circ}\text{C}$ на границе со слоем С до 5–7 тысяч градусов вблизи слоя Е.

В зоне Е, даже на внешней ее оболочке, давление настолько велико, что вещество переходит в новое состояние. Это состояние характеризуется настолько плотной упаковкой атомов, что наиболее слабо связанные с атомом внешние электроны отрываются и стано-

ваются общими для всех атомов. Вещество ионизировано, оно состоит из свободных электронов и ионов. Ионизации в первую очередь подвергаются атомы, где энергия связи электронных оболочек с атомом минимальна. При дальнейшем росте давления атомы сближаются и теряют электроны с внутренних оболочек и так вплоть до потери всех электронов на нижней границе зоны E.

Электроны из внутренних областей зоны E диффундируют в область меньшей плотности вещества. Отсюда внешняя область сферы E характеризуется избыточным содержанием электронов, повышенной проводимостью и рядом других, не обычных для вещества такой плотности физических параметров (аномально низка вязкость). В силу избыточности электронов вещество не является электрически нейтральным. Так как эта область вращается вместе с планетой во внешних магнитных полях Солнечной системы, то она индуцирует упорядоченное движение избыточных электронов. Упорядоченное движение заряженных частиц (электрический ток) обуславливает создание магнитного поля Земли.

Дальнейшее сжатие приводит к совершенно новому состоянию вещества. При давлении, превышающем 5 МБар, начинают сливаться ядра вещества, освобождая энергию связи ядер. Можно предположить, что давление достигает критического значения, достаточного для слияния всех ядер.

Делать какие-либо предположения о состоянии вещества на глубинах более 5000 км (внутренняя граница зон E, F и G) проблематично, так как это состояние вещества в лабораторных экспериментах не оценено. Слишком много неизвестных факторов, чтобы смоделировать такое состояние. Можно констатировать только одно – плотность вещества в этой области чрезвычайно велика (более 13 г/см³).

Понятие о тепловом потоке Земли. Тепловой поток – количество теплоты, переданное через изотермическую поверхность в единицу времени (БСЭ). Распределение теплового потока Земли по источникам энергии приведено в табл. 2.6.

Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но лишь очень малая часть этой энергии проникает вглубь планеты. Главная часть излучается обратно в пространство. Ниже поверхности Земли влияние солнечного тепла резко снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается *пояс постоянной температуры*, равной среднегодовой температуре данной местности. Глубина расположения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от первых метров до 20–30 м. Ниже пояса постоянных тем-

ператур главное значение приобретает внутренняя тепловая (геотермическая) энергия Земли. О высокой температуре земных недр свидетельствуют вулканические извержения и рост температуры при погружении в глубокие шахты. Зависимость температуры от глубины погружения в приповерхностных частях земной коры характеризуют геотермический градиент и геотермическая ступень.

Таблица 2.6

Распределение теплового потока Земли по источникам энергии

Источник энергии	Энергия, эрг/год
Солнечная энергия	10^{32}
Геотермическая энергия	10^{28}
Упругая энергия землетрясений	10^{25}
Энергия, теряемая при замедлении вращения Земли	3×10^{26}
Тепло, выносимое при извержении вулканов	$2,5 \times 10^{25}$

Геотермический градиент – величина, на которую повышается температура горных пород с увеличением глубин залегания на каждые 100 м. В среднем для глубин коры, доступных непосредственным температурным измерениям, величина геотермического градиента принимается равной приблизительно 3°C . Геотермический градиент различен в разных участках земной коры. Он изменяется в зависимости от рельефа земной поверхности, теплопроводности горных пород, циркуляции подземных вод, близости вулканических очагов, химических реакций, происходящих в земной коре, и т. д. Закономерный рост температуры с увеличением глубины указывает на существование теплового потока из недр Земли к поверхности.

Геотермическая ступень – увеличение глубины в земной коре (в метрах), соответствующее повышению температуры горных пород на 1°C . В среднем геотермическая ступень равна 30–40 м; в магматических и метаморфических породах – в несколько раз больше (до 120–200 м), чем в осадочных.

Известно, что в нагреваемой жидкости возникают конвективные потоки. Горячее вещество поднимается (восходящий поток), растекается в стороны, охлаждается и опускается вниз (нисходящий поток), т. е. происходит своеобразный круговорот. Конвективные потоки в недрах Земли (плюмы) связывают с взаимодействием более горячего ядра Земли с более холодным веществом мантии. Полагают, что конвективные потоки обуславливают движение литосферных плит. Более

подробно вопросы тектоники литосферных плит рассмотрены в восьмом разделе нашего учебного пособия.

Мощность земной коры континентов составляет в среднем 35–40 км, океанов – 5–6 км. Отсюда следует ожидать, что тепловой поток, обусловленный геотермической энергией, на континентах будет иметь меньшее значение, чем в океанах. Более мощная кора континентального типа должна в большей степени экранировать тепловой поток геотермальной энергии, чем менее мощная океаническая. Однако средний тепловой поток земной коры примерно одинаков на континентах и в океанах. Это объясняют высокой концентрацией радиоактивных элементов в коре континентов, в то время как в коре океанов этих элементов почти нет. Энергия радиоактивного распада в пределах континентов компенсирует уменьшение теплового потока геотермической энергии за счет большой мощности континентальной коры. Отсюда, тепловой поток земной коры континентального типа в большей мере обусловлен распадом содержащихся в коре этого типа радиоактивных элементов и в меньшей мере геотермической энергией Земли. Тепловой поток земной коры океанического типа в большей степени обусловлен геотермической энергией Земли.

Оболочки Земли. Практически все исследователи выделяют такие оболочки Земли: атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу. Все оболочки Земли взаимодействуют между собой и зачастую обуславливают многие параметры геологических процессов. Например, геологическая деятельность ветра определяется процессами, происходящими в атмосфере; состав осадочных пород зависит от солёности воды и жизнедеятельности организмов; состав геологических образований в верхних частях земной коры во многом определяется количеством атмосферных осадков и т. п.

Атмосфера Земли (греч. *atmos* – пар и *sphaira* – шар) – газовая оболочка, окружающая Землю (БСЭ). Атмосферой принято считать ту область вокруг Земли, в которой газовая среда вращается вместе с Землёй как единое целое. Масса атмосферы составляет около $5,15 \times 10^{15}$ т.

Многочисленные наблюдения показывают, что атмосфера имеет четко выраженное слоистое строение (рис. 2.10). Основные черты слоистой структуры атмосферы определяются в первую очередь особенностями вертикального распределения температуры. В самой нижней части атмосферы – тропосфере – температура убывает с увеличением высоты, причём уменьшение температуры по вертикали составляет в среднем 6°K на 1 км. Высота тропосферы изменяется

от 8–10 км в полярных широтах и до 16–18 км у экватора. В связи с тем, что плотность воздуха быстро убывает с высотой, в тропосфере сосредоточено около 80 % всей массы атмосферы. Над тропосферой расположен переходный слой – тропопауза с температурой 190–220 °K. Выше начинается стратосфера. В нижней части стратосферы уменьшение температуры с высотой прекращается, и температура остаётся приблизительно постоянной до высоты 25 км – так называемая изотермическая область (нижняя стратосфера); выше температура начинает возрастать – область инверсии (верхняя стратосфера). Температура достигает максимума ~270 °K на уровне стратопаузы, расположенной на высоте порядка 55 км. Слой атмосферы, находящийся на высотах от 55 до 80 км, где вновь происходит понижение температуры с высотой, получил название мезосферы. Над ней находится переходный слой – мезопауза, выше которой располагается термосфера, где температура, увеличиваясь с высотой, достигает очень больших значений (свыше 1000 °K). Ещё выше (на высотах ~1000 км и более) находится экзосфера (на рис. 2.10 не показана), откуда атмосферные газы рассеиваются в мировое пространство и где происходит постепенный переход от атмосферы к межпланетному пространству.

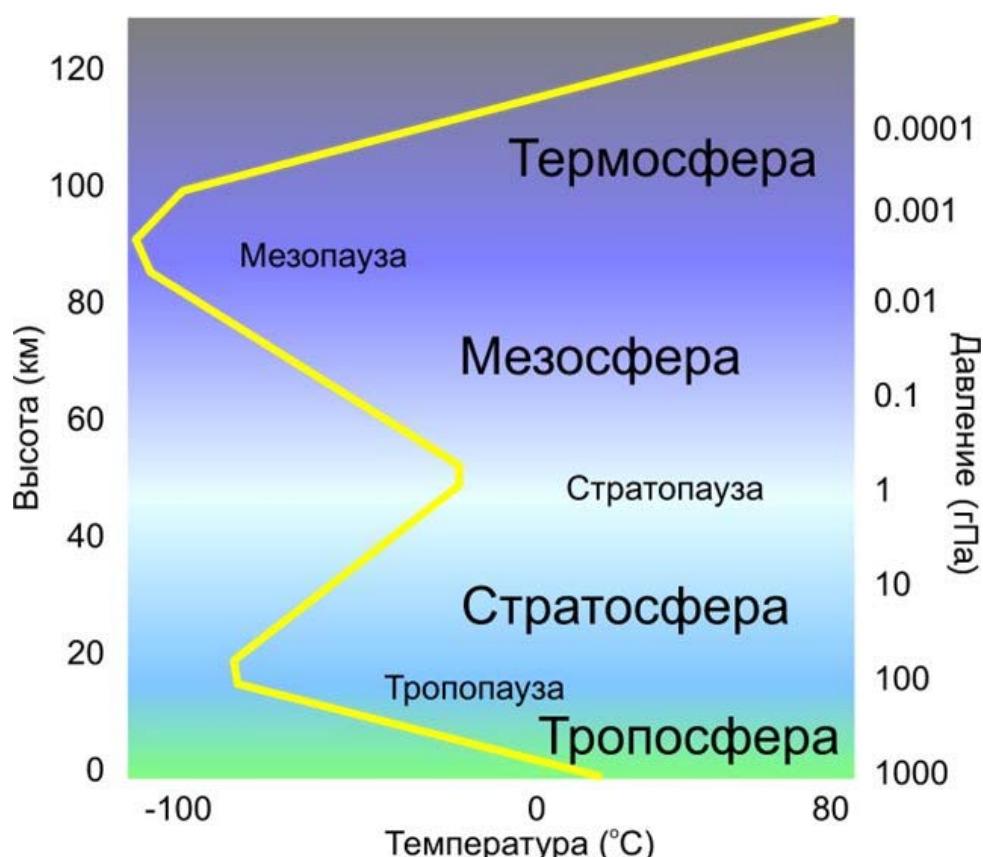


Рис. 2.10. Строение атмосферы Земли

Все параметры атмосферы – температура, давление, плотность и др., обладают значительной пространственно-временной изменчивостью – широтной, годовой, сезонной, суточной и др. Поэтому данные рис. 2.10 отражают лишь среднее состояние атмосферы.

Слоистая структура атмосферы имеет и много других разнообразных проявлений. Неоднороден по высоте химический состав атмосферы. На высотах до 90 км химический состав относительно постоянен. Выше 90 км наблюдается высокая изменчивость химического состава атмосферы с высотой. Типичные черты этой части – слои озона и собственное свечение атмосферы. Слоистым является вертикальное распределение электронов и ионов в атмосфере, что выражается в существовании ионосферы – ионизированной части верхней атмосферы. Ионосфера начинается от высоты 50 км. Нижняя часть земной атмосферы (~80 % от всей массы атмосферы) состоит в основном из азота (~78 %) и кислорода (~21 %).

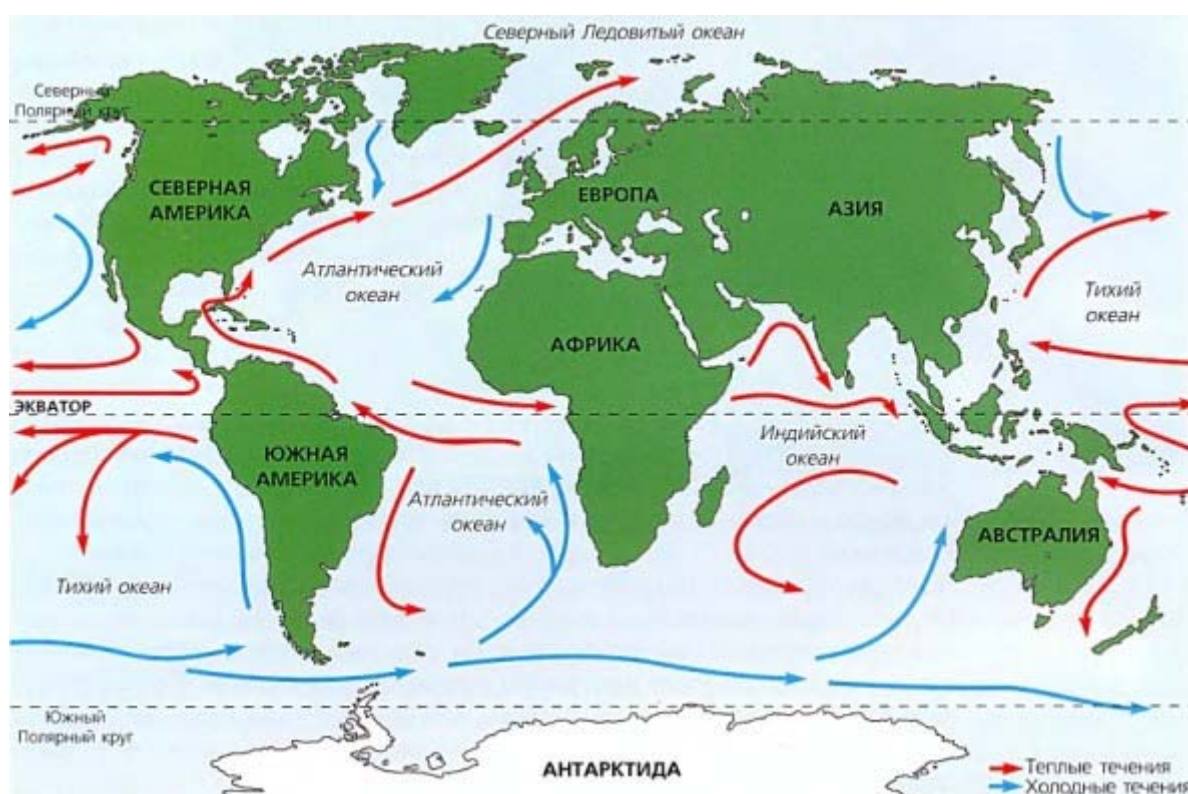


Рис. 2.11. Гидросфера Земли

Гидросфера – прерывистая водная оболочка Земли (рис. 2.11), располагающаяся между атмосферой и твёрдой земной корой (литосферой) и представляющая собой совокупность океанов, морей и поверхностных вод суши (БСЭ). В более широком смысле в состав гидросферы включают также подземные воды, лёд и снег Арктики и Ан-

тарктики, а также атмосферную воду и воду, содержащуюся в живых организмах. Распределение вод по видам в составе гидросферы приведено в табл. 2.7. Химический состав гидросферы (табл. 2.8) приближается к среднему составу морской воды. Масса гидросферы составляет порядка $1,46 \times 10^{21}$ кг.

Таблица 2.7

Распределение вод в гидросфере Земли

Виды вод	Объём, млн км ³	Отношение к общему объёму гидросферы, %
Морские воды	1370	94
Подземные (за исключением почвенной) воды	61,4	4
Лёд и снег (Арктика, Антарктика, Гренландия, горные ледниковые области)	24,0	2
Поверхностные воды суши – озёра, водохранилища, реки, болота, почвенные воды	0,5	0,4
Атмосферные воды	0,015	0,01
Воды, содержащиеся в живых организмах	0,00005	0,0003

Таблица 2.8

Средний химический состав гидросферы Земли

Соединение	Количество, %
Хлориды	88,7
Сульфаты	10,8
Карбонаты	0,3
Соединения азота, фосфора, кремния, органических веществ	0,2

Часть гидросферы, взаимодействующая с атмосферой, находится в постоянном движении (рис. 2.12).

Литосфера – внешняя, относительно прочная оболочка твёрдой Земли, расположена над менее вязкой и более пластичной астеносферой (рис. 2.13). Кровля астеносферы лежит под материками на глубине 80–100 км, под океанами – 50–70 км (иногда менее), нижняя граница астеносферы – на глубине 250–400 км, нерезкая. Астеносфера выделяется по геофизическим данным как слой пониженной скорости поперечных сейсмических волн.

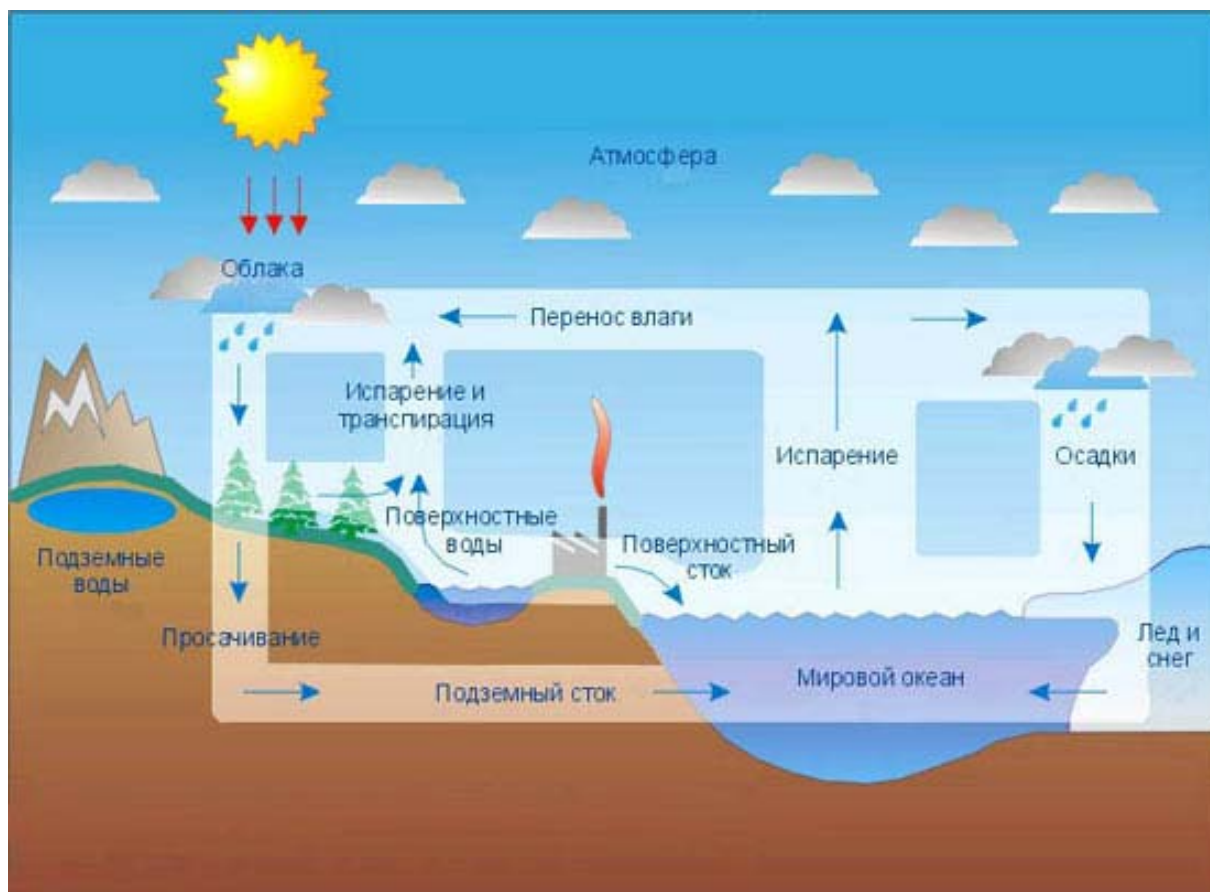


Рис. 2.12. Кругооборот воды в приповерхностной части Земли

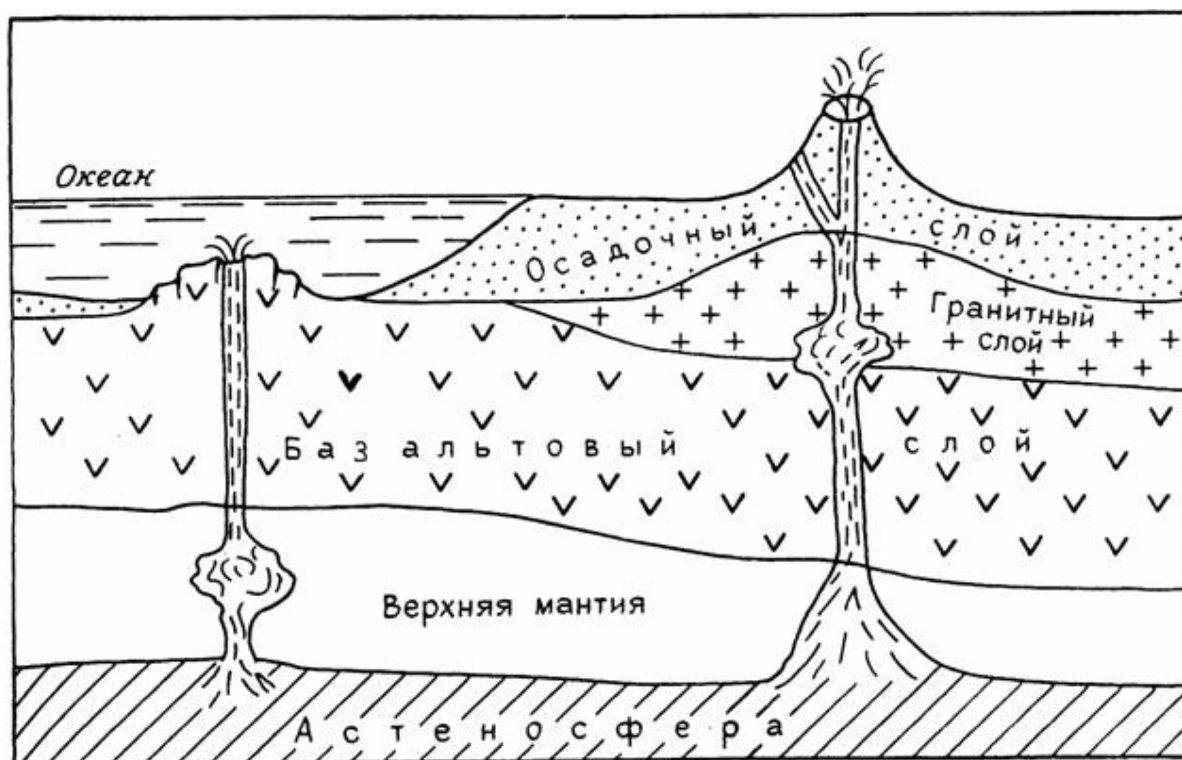


Рис. 2.13. Схема вертикального строения литосферы Земли

Термин «литосфера» предложен американским геологом Барреллом в 1916 году и первоначально отождествлялся с земной корой.

Позднее было установлено, что литосфера почти повсюду включает и верхний относительно жесткий слой мантии Земли мощностью несколько десятков километров. Нижняя граница литосферы нерезкая и выделяется по уменьшению скорости сейсмических волн, обусловленному уменьшением вязкости вещества в данной области. Считается, что вязкость уменьшается за счет частичного (несколько %) плавления вещества. Мощность литосферы под океанами составляет 5–100 км (минимальна под срединно-океаническими хребтами, максимальна на периферии океанов). Мощность литосферы под континентами – 25–200 км, иногда до 400 км (минимальна под молодыми горными сооружениями, вулканическими дугами и континентальными рифтовыми зонами; максимальна под щитами древних платформ).

Наибольшие значения мощности литосферы наблюдаются в наименее прогретых и наименьшие – в наиболее прогретых ее областях. В ходе геологического времени мощность литосферы в среднем увеличивалась в связи со снижением теплового потока геотермической энергии.

По реакции на длительно действующие нагрузки в литосфере выделяют верхний упругий (мощностью несколько десятков километров) и пластичный нижний слой. Кроме того, на разных уровнях в тектонически активных областях литосферы прослеживаются горизонты относительно пониженной вязкости (пониженной скорости сейсмических волн). По мнению некоторых исследователей, по этим горизонтам происходит «проскальзывание» одних слоёв литосферы относительно других. Это явление называется расслоённостью литосферы.

Наиболее крупные структурные единицы литосферы – литосферные плиты (рис. 2.14), размеры которых в поперечнике варьируют от одной до десяти тысяч км. Исследователи выделяют разное число крупных литосферных плит (обычно 7 или 8) и более мелких плит. Границы плит являются зонами максимальной тектонической, сейсмической и вулканической активности. Согласно теории тектоники плит (глава 8) литосферные плиты движутся по астеносфере (в первом приближении как жёсткое целое) на расстояния до нескольких тысяч километров со скоростью до первых десятков см/год. Наряду с горизонтальными важную роль играют вертикальные движения литосферы (скорость до нескольких десятков см/год). Вертикальное движение происходит по системе субвертикальных глубинных разломов,

разбивающих литосферные плиты на блоки размером от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Блоки литосферы находятся в состоянии, близком к изостатическому равновесию.

Изостазия, изостатическое равновесие (греч. *isostásios* – равный по весу) – состояние равновесия масс земной коры и мантии. Проявляется в том, что на определенной глубине (глубине компенсации) в недрах происходит выравнивание давления вышележащих горизонтов. Изостатическая компенсация достигается за счет существования астеносферы.



Рис. 2.14. Литосферные плиты Земли

Средний химический состав литосферы (по А.П. Виноградову) приведен в табл. 2.9.

Таблица 2.9

Средний химический состав литосферы

Элемент	Содержание, %	Элемент	Содержание, %
O	47,2	Mg	2,10
Si	27,6	C	0,10
Al	8,8	S	0,09
Fe	5,1	Mn	0,09
Ca	3,6	P	0,08
Na	2,64	Cl	0,045
K	2,60	N	0,01

Александр Павлович Виноградов (1895–1975) – советский геохимик, биогеохимик и химик-аналитик, академик АН СССР. Ученик В.И. Вернадского.

Средние значения относительного содержания (проценты) химических элементов в верхнем слое земной коры по предложению советского геохимика А.Е. Ферсмана стали называть *кларками элементов* в честь американского ученого Ф. Кларка (1847–1931), который разработал методы количественной оценки распространенности химических элементов. В дальнейшем понятие «кларк элемента» (чаще просто «кларк») расширилось. В настоящее время кларками называют числовые оценки средних содержаний химических элементов не только в земной коре, но и в гидросфере, атмосфере, Земле в целом, различных типах горных пород, космических объектах и других системах.

Биосфера (греч. *bios* – жизнь и «сфера») – оболочка Земли, состав, структура и энергетика которой в существенных чертах обусловлены прошлой или современной деятельностью живых организмов. Биосфера охватывает нижнюю (15–20 км) часть атмосферы, всю гидросферу и верхнюю часть литосферы (рис. 2.15), которые взаимосвязаны сложными биогеохимическими циклами миграции веществ и энергии (по В.И. Вернадскому – биогенная миграция атомов). Термин «биосфера» ввел австрийский геолог Э. Зюсс в 1875 году. Основы учения о биосфере, которые актуальны и в современной науке, были разработаны русским ученым, академиком В.И. Вернадским.

В состав биосферы (в соответствии с пониманием В.И. Вернадского) входит гидросфера, атмосфера, живое вещество и верхняя часть земной коры с весьма неопределенным положением нижней границы. При таком понимании границ биосферы многие исследователи считают, что средний химический состав биосферы близок к составу гидросферы (табл. 2.8).

Масса биосферы оценивается около 3×10^{18} т, масса живого вещества в биосфере – $2,4 \times 10^{12}$ т. Сравнение масс оболочек Земли приведено в табл. 2.10.

Несмотря на относительно незначительную массу, живое вещество играет огромную роль в происходящих на Земле процессах. В процессе фотосинтеза зелёные растения преобразуют энергию около 10^{22} Дж в год, поглощают $1,7 \times 10^8$ т CO_2 , выделяют около $11,5 \times 10^7$ т кислорода и испаряют $1,6 \times 10^{13}$ т воды. Исчезновение растений привело бы к катастрофическому накоплению углекислоты в атмосфере, и через сотню лет жизнь на Земле в её нынешних проявлениях погиб-

ла бы. Наряду с фотосинтезом в биосфере происходит почти такое же по масштабам окисление органических веществ в процессах дыхания и разложения.

Таблица 2.10

Сравнение масс оболочек Земли

Оболочки Земли	Отношение к массе живого вещества
Живое вещество	1
Атмосфера	2 146
Гидросфера	602 500
Земная кора	1 670 000

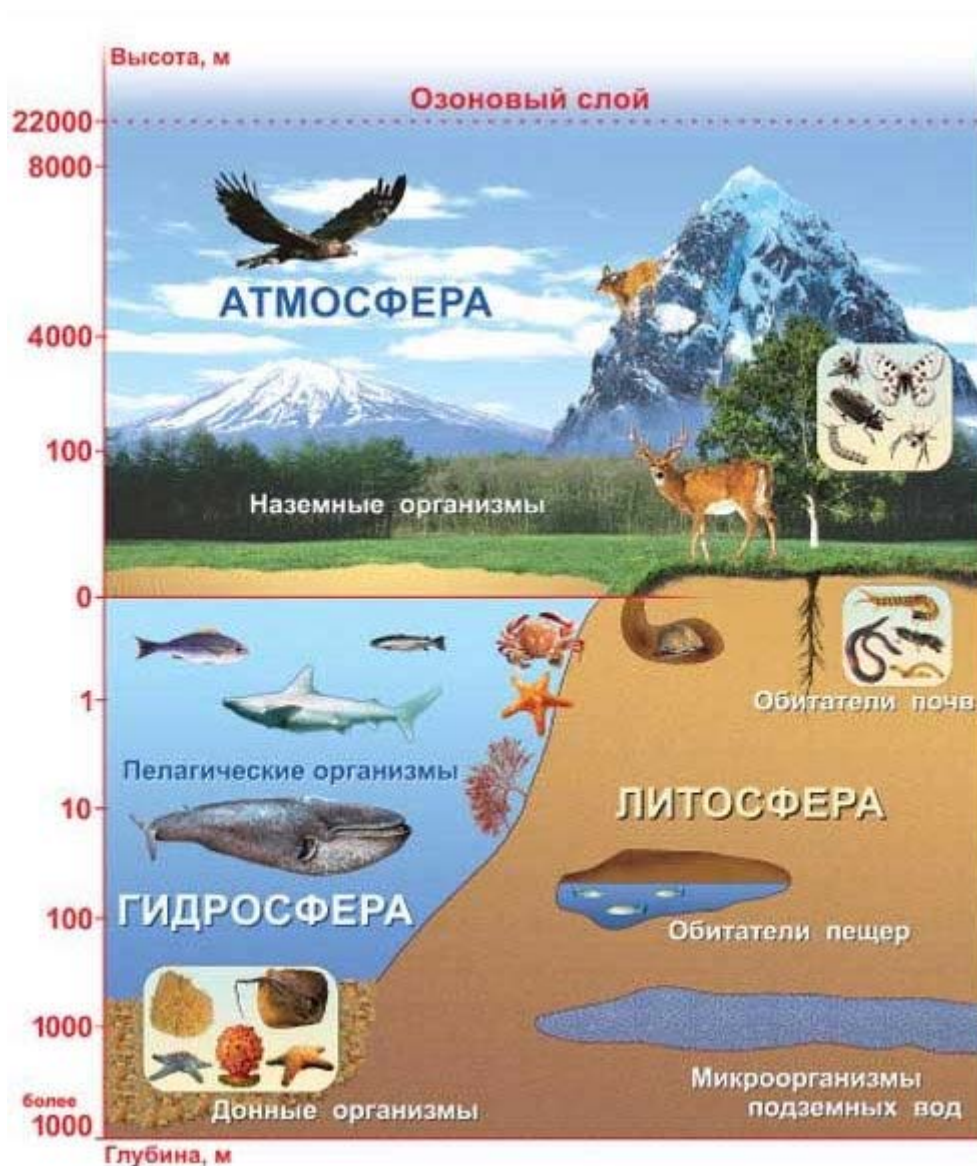


Рис. 2.15. Схема строения биосферы Земли

В организмах содержатся все известные сегодня химические элементы. Некоторые из них (водород, кислород, углерод, азот, фосфор и т. д.) являются основой жизни. Другие (рубидий, платина, уран) присутствуют в организмах в очень малых количествах. Организмы участвуют в миграции химических элементов, например, при выделении кислорода в атмосферу, окислении и восстановлении различных веществ в почвах и гидросфере, восстановлении сульфатов, окислении соединений железа, марганца и других элементов и т. п. Биогенная миграция атомов вызвана обменом веществ, ростом и размножением организмов. Огромную роль в биогеохимической активности играет человек, извлекая ежедневно в ходе добычи полезных ископаемых миллиарды тонн горной породы. Влияние антропогенного фактора на геологические процессы с каждым годом растёт.

2.4. Геологические методы познания верхней части земной коры

Геологические исследования определённой территории начинаются с изучения и сопоставления горных пород, наблюдаемых на поверхности Земли в различных естественных обнажениях (выходах на поверхность Земли горных пород из-под наносов), а также в искусственных выработках (шурфах, карьерах, шахтах, буровых скважинах и др.). Таким образом проводят полевые исследования (полевые работы). Породы изучают как в их природном залегании, так и путём отбора образцов, которые затем анализируют в лабораториях.

Обязательным элементом полевых работ геолога является геологическая съёмка, сопровождаемая составлением геологической карты и геологических профилей. На карте изображается распространение горных пород, указывается их генезис (происхождение) и возраст, а также состав пород и характер их залегания. Геологические профили отражают взаимное расположение слоев горных пород по вертикали на разрезах. Геологические карты и профили служат одним из основных документов, на основании которых делают эмпирические обобщения и выводы, обосновывают поиск и разведку полезных ископаемых, оценивают условия при возведении инженерных сооружений.

Геологические методы непосредственного изучения недр не дают возможности познать строение Земли глубже, чем на несколько километров от её поверхности. Самая глубокая на настоящий момент, пробуренная перпендикулярно земной поверхности, Кольская сверх-

глубокая скважина (Россия) достигла глубины 12 262 метра. Имеются скважины большей длины: – нефтяная скважина Maersk Oil BD-04A (12 290 м), находится в нефтяном бассейне Аль-Шахин, Катар; – нефтяная скважина месторождения Одопту-море проекта Сахалин-1 длиной 12 345 метров. Однако две последние скважины пробурены под острым углом к земной поверхности и поэтому глубина их проникновения в земную кору меньше, чем у Кольской сверхглубокой. Как следует из изложенного, даже самая глубокая в настоящее время скважина не пересекает земную кору континентального типа на всю ее мощность (35–40 км). Поэтому для изучения земной коры, а тем более нижележащих геосфер, геология не обходится без помощи косвенных методов, разработанных другими науками, особенно без геохимических и геофизических методов. Очень часто применяется комплекс геологических, геофизических и геохимических методов.

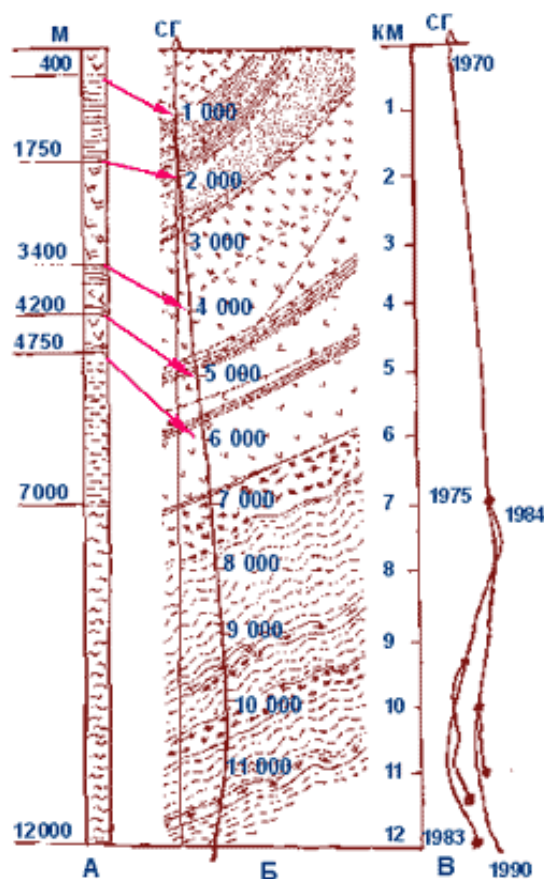


Рис. 2.16. Кольская сверхглубокая скважина (СГ). А – прогноз геологического разреза. Б – геологический разрез, построенный на основании данных бурения СГ. Стрелки от колонки А к колонке Б указывают, на какой глубине встречены прогнозируемые породы. В – ствол скважины со многими пробуренными и потерянными стволами ниже 7 км. Ствол скважины по форме напоминает разветвленные корни гигантского растения. Скважина словно извивается, потому что бур постоянно отклоняется в сторону менее прочных пород

Бурение сверхглубоких скважин – один из главных геологических методов познания верхней части земной коры. Фактические данные по Кольской сверхглубокой скважине (рис. 2.16) показали, что многие прогнозные представления о строении земной коры в данном районе не подтвердились. Картина, которая ожидалась на протяжении первых 5 км, в скважине растянулась на 7 км. Прогнозируемых на глубине 7 км базальтов не нашли, даже когда опустились до 12 км. На месте прогнозируемой по геофизическим данным границы между гранитным и базальтовым слоями земной коры (раздел Конрада) оказалась граница между гранитами и менее прочными и трещиноватыми породами – гнейсами. Много несовпадений и в других прогнозируемых параметрах. Отсюда интерпретация геофизических данных дает вероятностную оценку геологического строения оцениваемой территории. Это один из важных теоретико-познавательных аспектов бурения Кольской сверхглубокой скважины. Кроме того, при бурении скважины получено много новой информации для оценки времени возникновения жизни на Земле, глубины образования месторождений, потенциала нефтегазоносности, изменчивости геотермического градиента и многое другое.

В геологических исследованиях можно различить три основных направления. Задача первого из них (описательная геология) – описание минералов, горных пород и их типов; изучение состава, формы, размеров, взаимоотношений, последовательности залегания и всех прочих вопросов, связанных с современным размещением и составом геологических тел (слоев горных пород, магматических массивов и др.).

Второе направление (динамическая геология) – изучение геологических процессов и их эволюция. По основному источнику энергии геологические процессы подразделяют на экзогенные и эндогенные. Для экзогенных геодинамических процессов основной источник энергии – это энергия, получаемая Землей от Солнца. Экзогенные процессы являются внешними по отношению к земной коре и более глубоким геосферам. Эндогенные геодинамические процессы обусловлены внутренней энергией Земли. К эндогенным процессам относятся магматизм, тектонические движения земной коры, метаморфизм, сейсмическая активность. Геологические процессы изучают не только в естественных условиях, но и экспериментально.

Восстановление картины геологического прошлого Земли (историко-геологическая реконструкция) составляет сущность третьего направления геологических исследований (историческая геология). Задачи этого направления сводятся к изучению распространения и по-

следовательности образования геологических напластований и др. геологических тел, а также к установлению последовательности различных геологических процессов и событий. Например, процессов тектогенеза, метаморфизма, образования и разрушения залежей полезных ископаемых, трансгрессий и регрессий морей, смены эпох оледенений эпохами межледниковий и т. д.

Все три направления геологии неразрывно связаны друг с другом. Исследование каждого геологического объекта, как и любой оцениваемой в геологическом отношении территории, ведётся со всех трёх позиций. Следует четко понимать, что указанные три направления не исчерпывают множества других направлений в геологии.

Использованные источники [2; 9; 12;16;19; 26; 27; 29; 35; 41;48;50;56; 66; 69; 71; 72; 75; 77; 82].

Контрольные вопросы и задания

1. Охарактеризуйте современную точку зрения на образование Вселенной. Что такое «Большой взрыв»? Назовите факты «за» и «против» гипотезы «Большого взрыва».

2. Охарактеризуйте гипотезы образования Солнечной системы. Назовите авторов гипотез. Обоснуйте, чем обусловлена необходимость введения, кроме небулярных гипотез, также и гипотез захвата.

3. На какие группы подразделяются планеты Солнечной системы? Назовите параметры сходства внутри групп и различия между группами.

4. Что такое «солнечный ветер»? Чем обусловлено наличие водородно-гелиевой атмосферы у планет гигантов?

5. Почему изучение планет земной группы и метеоритов важно для получения информации о строении и составе планеты Земля?

6. На каких методах базируются современные данные о внутреннем строении Земли? Охарактеризуйте изменение параметров продольных и поперечных сейсмических волн при их прохождении через среды, находящиеся в разном агрегатном состоянии.

7. Каково внутреннее строение Земли? Укажите параметры планеты Земля – размеры, массу, плотность.

8. Какую фигуру имеет планета Земля? Какая из «правильных» геометрических фигур наиболее близка к фигуре Земли?

9. Что такое земной и референц-эллипсоид? Укажите название референц-эллипсоида, применяемого для территории России.

10. Охарактеризуйте гравитационное и магнитное поля Земли. Что такое аномалии силы тяжести и магнитные аномалии?
11. Каковы изменения давления и температуры с глубиной? Приведите понятие об агрегатном состоянии внутреннего вещества Земли.
12. Что такое и чем обусловлен тепловой поток Земли? Что такое геотермический градиент и геотермическая ступень?
13. Охарактеризуйте оболочки Земли – атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу.
14. Чем отличаются понятия «земная кора» и «литосфера»?
15. Охарактеризуйте геологические методы познания верхней части земной коры.
16. Что такое поверхность (граница, раздел) Мохоровичича и раздел Конрада?
17. Что такое астеносфера?
18. Охарактеризуйте неоднозначность интерпретации геофизических данных на примере Кольской сверхглубокой скважины.

Глава 3

ЗЕМНАЯ КОРА, ЕЕ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ

Большинство исследователей рассматривают вещественный состав земной коры как иерархию «химический элемент – минерал – горная порода». Средний химический состав земной коры приведен на диаграмме – рис. 3.1.

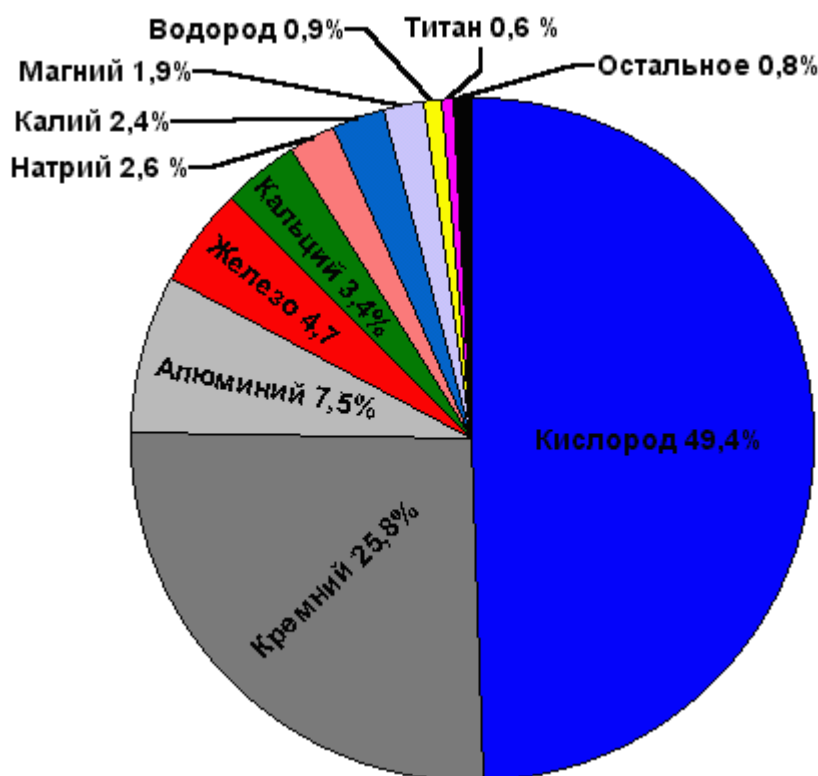


Рис. 3.1. Средний химический состав земной коры

Из диаграммы видно, что более 80 % в составе земной коры – это O, Si, Al, а 98 % – всего восемь элементов – O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg. Остальные элементы составляют 2 %, но без этих элементов не было бы всего многообразия минерального состава.

3.1. Понятие о минералах.

Принципы классификации минералов

Согласно А. А. Годовикову, «...*минералом* называют химически и физически индивидуализированный неорганический продукт природ-

ной физико-химической реакции, находящийся в кристаллическом состоянии». Для некоторых очень немногих природных продуктов, не находящихся в кристаллическом состоянии, сделано исключение из определения минерала, и эти продукты к минералам относятся. Например, минерал жидкая металлическая ртуть, аморфная модификация углерода – минерал графит и некоторые другие. Корректировка и упорядочение исторически сложившейся номенклатуры минералов – одна из задач Международной минералогической ассоциации (основана в 1958 году). Современная минералогическая систематика насчитывает свыше 2800 минеральных видов.

Александр Александрович Годовиков (1927–1995) – доктор геолого-минералогических наук, профессор, минералог широкого профиля, специалист в области теоретической и экспериментальной минералогии, роста кристаллов, директор Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН.

В основу современной классификации минералов положена взаимосвязь между химическим составом и кристаллической решеткой. Такая классификация получила название *кристаллохимической классификации минералов*. Впервые кристаллохимическую классификацию применили для минералов класса «Силикаты» английский физик У. Брэгг (1890–1971) и норвежский геохимик В. Гольдшмидт (1888–1947). За основную единицу такой классификации принят минеральный вид. *Минеральный вид* – природное химическое соединение, характеризующееся определённой кристаллической структурой. Объединяет совокупность минеральных индивидов (минералов), обладающих одинаковой (или однотипной) кристаллической структурой и относительно постоянным химическим составом. Химический состав может колебаться только в определённых границах в результате изоморфного замещения главных элементов, входящих в состав минералов, их кристаллохимическими аналогами.

Количество выделяемых классов минералов у авторов разных классификаций незначительно колеблется. Практически все авторы выделяют следующие классы минералов: самородные элементы; сульфиды; галоиды; окислы и гидроокислы (оксиды и гидрооксиды); карбонаты; сульфаты; фосфаты; силикаты. Класс минералов «Силикаты» очень часто называют еще классом «Силикаты и алюмосиликаты». В курсе «Общей геологии» оба названия в терминологическом отношении можно понимать как равноценные, хотя принципиальное различие между терминами «силикаты» и «алюмосиликаты» существует. Оно кратко обозначено в данном учебном пособии при рассмотрении класса «Силикаты».

По А.Г. Бетехтину распределение минералов в земной коре выглядит так, как представлено в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Распределение минералов в земной коре

Класс минералов	Содержание в земной коре, весовых %
Силикаты	Около 75. Из них на долю полевых шпатов приходится 55
Окислы и гидроокислы	Около 17. Из них кварц – 12,6; окислы и гидроокислы железа – 3,6
Карбонаты (главным образом кальцит и доломит)	1,7
Фосфаты (преимущественно апатит)	0,7
Галоиды (преимущественно галит и флюорит)	0,5
Сульфиды и сульфаты (главным образом сульфид железа – пирит)	0,4
Самородные элементы	0,1

Анатолий Георгиевич Бетехтин (1897–1962) – геолог, минералог, академик АН СССР. Автор классических трудов по минералогии платины, структурам руд, минералогии марганца, автор учебников по минералогии, руководств по минераграфии. Лауреат Сталинской и Ленинской премий.

Из табл. 3.1 видно, что силикаты и кварц в земной коре составляют около 87 % от ее массы. Классы минералов, такие как фосфаты, сульфиды, сульфаты, окислы (кроме кварца и окислов железа), в весовом отношении составляют очень незначительную долю состава земной коры. Тем не менее следует подчеркнуть, что именно эти классы минералов содержат многие ценные металлы, важные для горно-металлургической, химической и других отраслей промышленности.

3.2. Взаимосвязь кристаллической структуры, химического состава и физических свойств минералов. Диагностические признаки минералов

Физические свойства минералов причинно обусловлены их химическим составом и кристаллической структурой. Иллюстрируем сказанное примером. На рис. 3.2 приведены кристаллические струк-

туры двух минералов – алмаза и графита. Химический состав их одинаков – углерод С. Однако различное кристаллическое строение обусловило существенное различие физических свойств: графит очень мягок, алмаз – самый твердый минерал; графит электропроводен, алмаз – диэлектрик; плотность графита значительно меньше, чем у алмаза, и т. д.

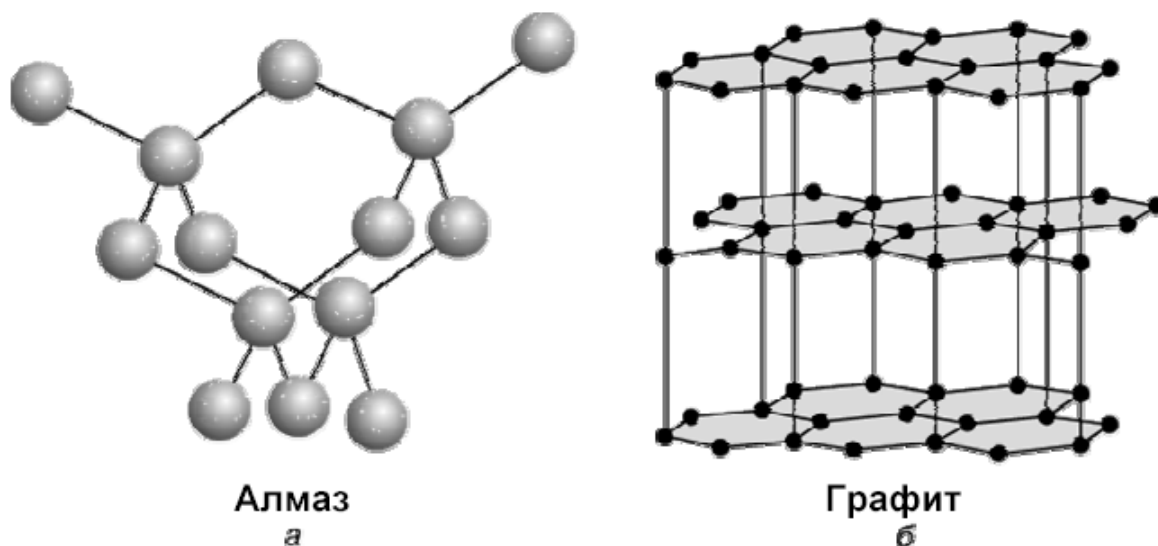


Рис. 3.2. Кристаллическая структура алмаза (а) и графита (б)

Изучение причинной обусловленности (взаимосвязи) между физическими свойствами минералов и их химическим составом и кристаллической структурой является предметом одного из разделов химии – кристаллохимии.

Химический состав определяет характер химической связи элементов в минералах и, отсюда, физические свойства минералов. Например, для минералов группы слюд (класс силикаты, подкласс слоистые силикаты) химическая связь внутри слоев сильная – ионная, между слоями – слабая, обусловленная силами Ван-дер-Ваальса. Поэтому эти минералы легко расщепляются на отдельные пластинки по направлению действия сил Ван-дер-Ваальса. Расщепления в перпендикулярном направлении не происходит. Такое различие физических свойств в зависимости от направления получило название *анизотропии*. В противоположность, одинаковость физических свойств вне зависимости от направления называется *изотропия*.

Диагностические признаки минералов. Из определения минерала (индивидуализированный продукт) постоянство химического состава и внутренней структуры обуславливает постоянство физических свойств минералов. На этом основаны различные методы минерало-

гических исследований и определений минералов. Большинство методов требует специального оборудования. Однако исследователи минералов владеют методами их полевого определения, основанного на изучении внешних, видимых невооруженным глазом (макроскопических) свойств. Такие свойства называют *диагностическими признаками минералов*. Как синоним этого термина часто употребляют словосочетание «физические свойства минералов». Следует понимать, что диагностические признаки являются только частью физических свойств минералов и определяются визуально без применения специального оборудования. Поэтому конкретизация термина «диагностические признаки...» для отличия его от других физических свойств минералов обоснована. Далее в подразделе диагностические признаки при первом появлении в тексте выделены курсивом.

Морфология минералов. Подавляющее большинство минералов являются кристаллическими веществами. Кристаллические вещества обладают способностью самоограняться, т. е. образовывать правильные кристаллические многогранники – кристаллы. Кристалл ограничен плоскостями, называемыми гранями; линии, образующиеся от пересечения граней, называются ребрами; точки пересечения ребер – вершины кристалла. Внешний облик кристалла (габитус) используется для определения минерала. Изменяются размеры и количество ребер кристалла и его внешний облик, но взаимное расположение граней, связанное с внутренней структурой данного вещества, остается постоянным, т. е. остаются постоянными углы между соответствующими гранями. Закон постоянства граничных углов во всех кристаллах одного и того же вещества позволяет определять минералы даже по мельчайшим кристаллам. Кристаллическое строение вещества – это предмет кристаллографии – науки об атомно-молекулярном строении, симметрии, физических свойствах, образовании и росте кристаллов.

Кристаллы по форме, как правило, симметричны, т. е. отдельные элементы (грани, ребра и вершины) или их комбинации закономерно повторяются. Элементами симметрии кристалла являются плоскость, центр и ось симметрии.

Плоскость симметрии – плоскость, которая делит фигуру на две части, расположенные друг относительно друга, как предмет и его зеркальное отражение (рис. 3.3, а). В кристалле может быть несколько плоскостей симметрии. Плоскость симметрии обозначается буквой «Р». Цифра перед буквой «Р» – это количество плоскостей симметрии в кристалле. Например, 3Р – три плоскости симметрии.

Центр симметрии (центр инверсии, центр обратного равенства) – особая точка внутри фигуры, характеризующаяся тем, что любая прямая, проведенная через центр симметрии, встречает одинаковые (соответственные) точки фигуры по обе стороны от центра на равных расстояниях (рис. 3.3, б). У кристалла может быть только один центр симметрии или он отсутствует. Центр симметрии обозначается буквой «С».

Ось симметрии (поворотная ось симметрии) – воображаемая линия, при повороте вокруг которой на 360° отдельные элементы фигуры повторяются определенное число раз (рис. 3.3, в–д). Ось симметрии обозначается буквой «L». Подстрочный индекс – порядок оси симметрии. Соответственно этому оси будут называться осями симметрии второго (L_2), третьего (L_3), четвертого (L_4) и шестого (L_6) порядка. Для кристаллов никаких других порядков, кроме указанных, для осей симметрии не существует. В одном и том же кристалле может быть несколько осей симметрии одного или разных порядков. Например, $6L_2$ – шесть осей симметрии второго порядка.

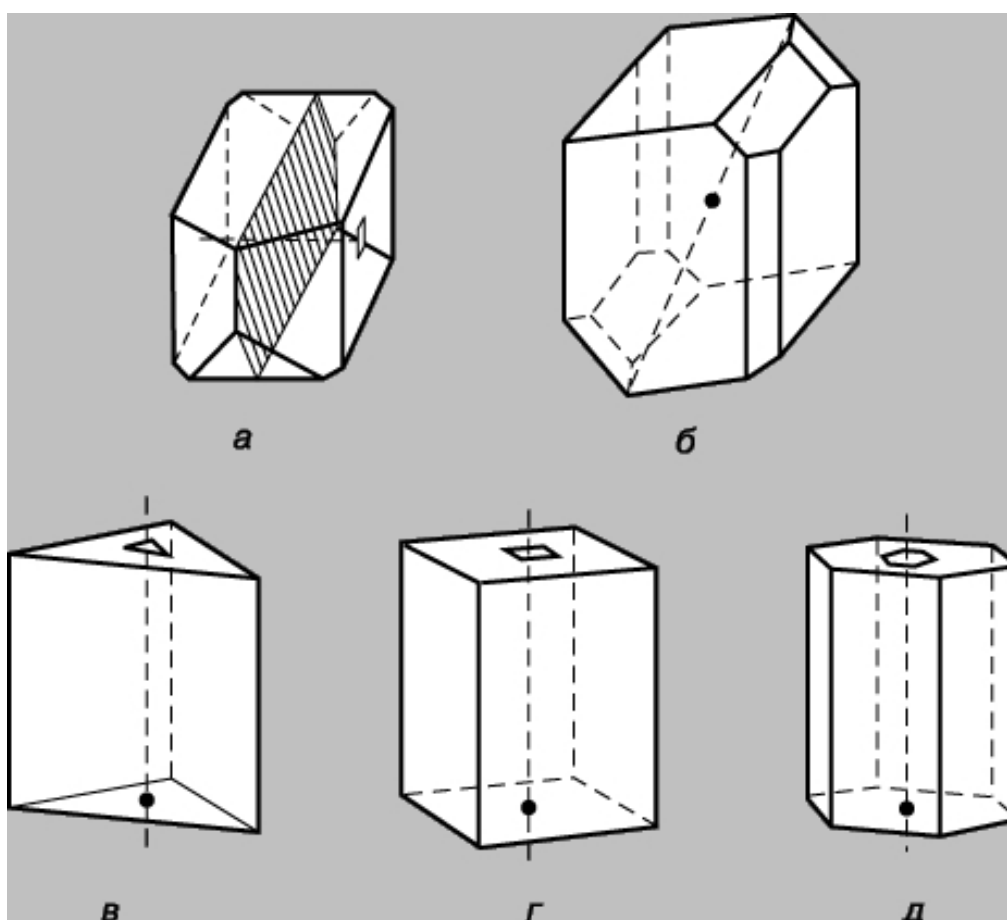


Рис. 3.3. Элементы симметрии: а – плоскость симметрии (Р); б – центр симметрии (С); в, г, д – оси симметрии соответственно 3-го, 4-го, 6-го порядка (L_3 , L_4 , L_6)

Сингония – диагностический признак кристалла по количеству элементов симметрии. Всего выделяется семь кристаллографических сингоний. Все сингонии объединены в три категории (табл. 3.2). Все минеральные виды кристаллизуются только в одной присущей им сингонии.

Изучение морфологии минералов и определение сингонии имеет важное диагностическое значение.

Цвет – способность минерала поглощать определенную часть светового спектра. Цвет – важный диагностический признак минералов, но использовать его следует лишь в совокупности с другими признаками. Для некоторых минералов цвет – постоянный диагностический признак и эти минералы являются эталонами цвета (табл. 3.3).

Таблица 3.2

Кристаллографические сингонии

Категория	Сингония	Характерные элементы симметрии
Низшая	Триклинная	C
	Моноклинная	L_2 PC
	Ромбическая	$3L_2$ 3PC
Средняя	Тригональная	L_3 $3L_2$ 3PC
	Тетрагональная	L_4 $4L_2$ PC
	Гексагональная	L_6 $6L_2$ 7PC
Высшая	Кубическая	$3L_4$ $4L_3$ $6L_2$ 9PC

Таблица 3.3

Минералы – эталоны цвета

Минерал – эталон цвета	Цвет
Азурит $2CuCO_3 \times Cu(OH)_2$	Синий
Лимонит $Fe_2O_3 \times nH_2O$	Бурый
Малахит $CuCO_3(OH)_2$	Зеленый
Молибденит MoS_2	Свинцово-серый
Киноварь HgS	Красный
Магнетит Fe_3O_4	Черный
Халькопирит $CuFeS_2$	Латунно-желтый
Золото Au	Золотисто-желтый

Для большинства минералов этот диагностический признак непостоянен. Полевые шпаты бывают белого, желтого, красного, зеленого, темно-серого цветов. Кальцит встречается бесцветный, белый, жел-

тый, зеленый, голубой, фиолетовый, бурый, черный. Примеры, когда один и тот же минерал обладает различным цветом, бесчисленны.

Цвет (*окраска*) минералов определяется в первую очередь их химическим составом. Каждый химический элемент, входящий в состав минералов, и каждое химическое соединение придают им определенную, очень характерную окраску. Минералы, содержащие углекислые соединения меди, имеют зеленый или синий цвет (малахит, азурит). Минерал берилл в чистом виде бесцветен и прозрачен, а при наличии примеси окиси хрома приобретает зеленый цвет (изумруд); минералы, содержащие окислы железа, характеризуются красными, бурыми, желтыми цветами (бурый железняк).

Разновидностью диагностического признака – цвета – является вариант этого признака – *побежалость*. Некоторые минералы, особенно содержащие медь, на своей поверхности имеют пестроокрашенную тонкую пленку – розоватую, красноватую, желтоватую, голубоватую и др., обусловленную процессами химического выветривания. Цвет пленки отличается от цвета самого минерала. Такое явление получило название побежалости. Например, побежалость очень характерна для минерала халькопирита (CuFeS_2).

Важным диагностическим признаком является *цвет минерала в порошке* или *цвет черты* (часто просто – *черта*). Цвет черты может не отличаться от цвета минерала в образце, но может быть и другим. Для определения цвета черты минералом проводят по шероховатой поверхности фарфоровой пластинки (часто употребляется термин – фарфоровый бисквит), на которой остается черта, соответствующая цвету порошка минерала.

Прозрачность – способность минерала пропускать падающий свет. По этому признаку выделяют минералы: *прозрачные*, пропускающие свет подобно обычному стеклу; *полупрозрачные* или *просвечивающие*, пропускающие свет подобно матовому стеклу; *просвечивающие* лишь в тонкой пластинке; *непрозрачные*, не пропускающие световых лучей.

Блеск – способность минерала отражать падающий свет. Выделяют минералы с *металлическим блеском*, к которым относятся непрозрачные минералы, имеющие темноокрашенную черту. Блеск, напоминающий блеск потускневшего металла, называют *металловидным*. Значительно более обширную группу составляют минералы с *неметаллическим блеском*, к которой относятся: алмазный, стеклянный, жирный, перламутровый, шелковистый, восковой, матовый и ряд других, более редко встречаемых разновидностей неметаллического блеска.

Излом – характер поверхности при расколе минерала. Эта поверхность может напоминать ребристую поверхность раковины – *раковистый излом*, может иметь неопределенно–неровный характер – *неровный излом*. В мелкозернистых агрегатах определить излом отдельных минеральных зерен не удастся; в этом случае описывают излом агрегата – *зернистый, занозистый, игольчатый, землистый*.

Спайность – способность минерала раскалываться с образованием ровных поверхностей – плоскостей спайности. Плоскости спайности соответствуют направлениям наименьшего сцепления частиц в кристаллической структуре минерала. В зависимости от того, насколько легко образуются сколы по плоскостям и насколько плоскости спайности выдержаны, выделяют различные степени спайности: *весьма совершенная* – минерал легко расщепляется на тонкие пластинки; *совершенная* – минерал при ударе раскалывается по плоскостям спайности; *средняя* – при ударе минерал раскалывается как по плоскостям, так и по неровному излому; *несовершенная спайность* – на фоне неровного излома лишь изредка образуются сколы по плоскостям; *весьма несовершенная* – всегда образуется неровный или раковистый излом. Спайность может быть выражена в одном, двух, трех, реже четырех и шести направлениях.

Твердость – способность минерала противостоять внешнему механическому воздействию. В минералогии для определения твердости применяется шкала Мооса, разработанная в 1811 году немецким минералогом Фридрихом Моосом (1773–1839). Это сравнительная шкала твердости – твердость одного минерала определяется относительно твердости другого. Моос использовал твердость известных минералов в качестве отправной точки, присваивая им значение от 1 до 10. Получилось, что минерал с твердостью 2 царапает минерал с твердостью 1 (а не наоборот); минерал с твердостью 3 царапает минералы с твердостью 1 и 2 и так далее. Позднее Мооса австрийский минералог Август Розиваль (1860–1923) разработал шкалу твердости, аналогичную шкале Мооса, где абстрактные номера минералов заменены значениями твердости шлифования в воде. Практика показала, что простая сравнительная шкала Мооса оказалась жизнеспособнее шкалы Розиваля. В настоящее время для определения твердости минералов используют шкалу Мооса (табл. 3.4) без столбца «Твердость абсолютная (Розиваль)».

При сравнении шкал Мооса и Розиваля хорошо видно, что абсолютная твердость минералов не пропорциональна их относительной твердости. При возрастании относительной твердости на единицу абсолютная твердость может изменяться во много раз.

Таблица 3.4

Относительная и абсолютная шкала твердости

Твердость относительная (Моос)	Минерал – эталон твердости	Сравнительная характеристика	Твердость абсолютная (Розиваль)
1	Тальк	Легко царапается ногтем	0,03
2	Гипс	Царапается ногтем	1,25
3	Кальцит	Царапается медной монетой	4,5
4	Флюорит	Легко царапается ножом	5,0
5	Апатит	С трудом царапается ножом	6,5
6	Ортоклаз	Царапается напильником	37
7	Кварц	Царапает оконное стекло	120
8	Топаз	Легко царапает кварц	175
9	Корунд	Легко царапает топаз	1000
10	Алмаз	Не царапается ничем	140000

Минералы определяются и по диагностическому признаку *плотность*. В минералогических справочниках, изданных до начала 1970-х годов, можно встретить близкое к плотности по значению понятие – *удельный вес*. При макроскопическом изучении минералов важно уметь простым взвешиванием на ладони отнести минерал к группе *легких* – с плотностью до $2,5 \text{ г/см}^3$, *средних* – $2,5\text{--}4 \text{ г/см}^3$, *тяжелых* – $4\text{--}6 \text{ г/см}^3$, *очень тяжелых* минералов – с плотностью свыше 6 г/см^3 . Для минералов, в состав которых входят тяжелые металлы, высокая плотность является существенным диагностическим признаком.

Плотность ρ – масса единицы объема вещества. Удельный вес γ – вес единицы объема вещества. Удельный вес и плотность связаны между собой соотношением $\gamma = \rho g$, где g – ускорение силы тяжести. Ускорение силы тяжести на Земле изменяется в зависимости от местоположения. Поэтому в современном понимании удельный вес не является числовым выражением физического свойства вещества.

Кроме общих для всех минералов (перечислено выше), существует целый ряд диагностических признаков, характерных для определенных минеральных видов. Например, *магнитность* – определяется по отклонению минералом стрелки компаса. Характерна для минерала магнетит. *Пьезоэлектричество* – явление, когда под действием давления вдоль полярной оси кристалла на концах кристалла концентрируются положительные и отрицательные заряды. Характерно для

определенных разновидностей кварц – пьезокварц. *Реакция с соляной кислотой*, когда происходит бурное выделение CO_2 – кислота «закипает» на поверхности минерала. Характерно для карбонатов. *Вкус* – минерал галит (каменная соль) имеет соленый вкус; минерал сильвин – горько-соленый вкус. *Запах* – минералы, содержащие в своем составе мышьяк, при раскалывании пахнут чесноком. Кроме этого, *радиоактивность, ковкость, поведение перед паяльной трубкой, люминесценция* и многое другое.

3.3. Понятие о породообразующих минералах.

Характеристика минералов по классам

Породообразующие минералы – минералы, слагающие горные породы земной коры. В современном понимании к породообразующим также часто относят минералы лунных породы и метеоритов. Большая часть породообразующих минералов принадлежит классам силикатов, окислов (оксидов), карбонатов, галоидов и сульфатов. По процентному содержанию в породе выделяют главные (основные) породообразующие минералы, которые составляют свыше 10 % от массы (объема) породы; второстепенные – 1–10 %; акцессорные (лат. «акцессориус» – дополнительный) – менее 1 %. Некоторые исследователи к акцессорным относят минералы, содержание которых в породе не превышает 5 %. Наиболее распространённые породообразующие минералы – полевые шпаты, кварц, слюды, амфиболы, пироксены, оливин, глинистые минералы, кальцит, доломит, апатит, галит, флюорит, гипс и др.

По А.Г. Бетехтину при геологических процессах, совершающихся в земной коре, происходит закономерное пространственное распределение химических элементов, а следовательно, и минералов в различных продуктах этих процессов. Такое распределение приводит к образованию, с одной стороны, огромных относительно простых по составу массивов горных пород (магматических, осадочных, метаморфических), составляющих главную часть земной коры. С другой – генетически связанных с горными породами, но существенно отличных по составу от пород месторождений полезных ископаемых. Месторождения, подчиняясь общим законам минералообразования, возникают в результате тех же геологических процессов, что и горные породы. Поэтому породообразующие минералы входят не только в состав горных пород, но и являются составной частью месторождений

полезных ископаемых. В этом случае минералы, как правило, называют рудообразующими. Приведенное в настоящем абзаце следует учесть для понимания некоторой условности деления минералов на породообразующие (горные породы) и рудообразующие (месторождения).

Генезис (греч. genesis – происхождение) в геологии – происхождение каких-либо геологических образований (горных пород, месторождений полезных ископаемых и др.), возникших в определенных условиях при воздействии геологических процессов.

Характеристика минералов класса «Силикаты». На долю силикатов приходится примерно одна треть всего числа известных в природе минеральных видов. Силикаты – породообразующие минералы всех магматических горных пород и подавляющего большинства метаморфических горных пород. Силикаты входят в состав осадочных горных пород, являясь для многих из них также породообразующими минералами, например для различных глин.

Рентгенометрические исследования силикатов позволили установить особенности кристаллических структур этих соединений (рис. 3.4).

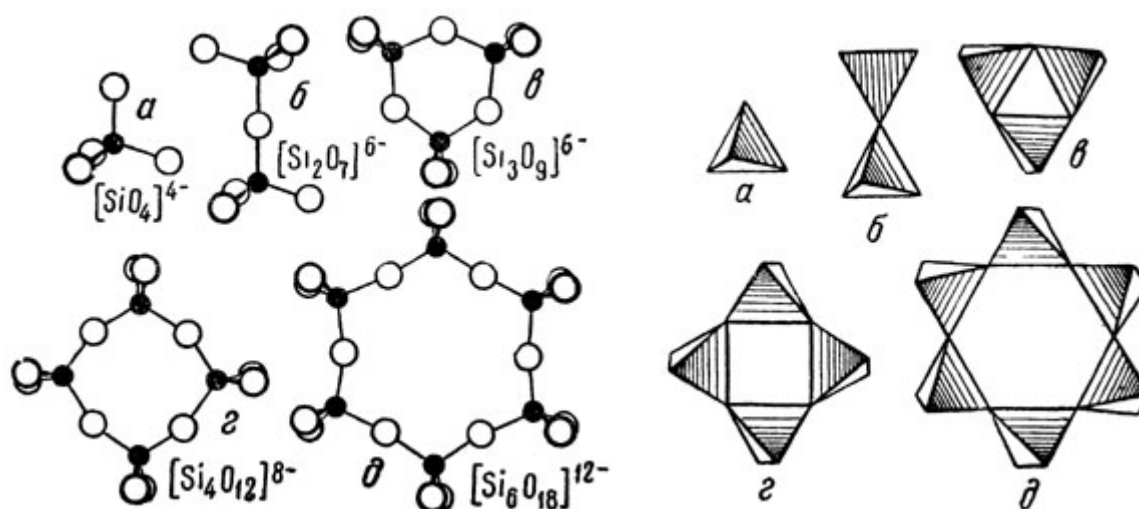


Рис. 3.4. Типы групп кремнекислородных тетраэдров в двух изображениях: *a* – единственный изолированный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$; *б* – группа из двух связанных общей вершиной тетраэдров $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$; *в* – группа из трех тетраэдров, связанных в кольцо $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$; *з* – группа из четырех тетраэдров, связанных в кольцо $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$; *д* – группа из шести тетраэдров, связанных в кольцо $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$

Во всех силикатах каждый ион Si^{4+} всегда находится в окружении четырех ионов O^{2-} , располагающихся в углах по тетраэдру вокруг него. Химическая связь ионов кислорода с кремнием гораздо сильнее, чем связь кислорода с другими катионами в кристаллических струк-

турах силикатов. Отсюда кремнекислородный тетраэдр, т. е. группа $[\text{SiO}_4]^{4-}$ является основной структурной единицей всех силикатов.

Кремнекислородные тетраэдры в кристаллических решетках силикатов могут находиться либо в виде изолированных друг от друга структурных единиц $[\text{SiO}_4]^{4-}$, либо сочленяться друг с другом разными способами, образуя сложные комплексные анионные радикалы. При этом сочленение совершается только через углы тетраэдров с образованием общих вершин, но не через ребра или грани.

В зависимости от того как происходит сочленение кремнекислородных тетраэдров, выделяют следующие подклассы силикатов: островные; кольцевые; цепочечные; ленточные; слоистые (слоевые, листовые); каркасные.

Для всех силикатов характерно явление изоморфизма. Изоморфизм – способность атомов, ионов или молекул замещать друг друга в кристаллических структурах. В результате изоморфизма образуются твердые растворы замещения (изоморфные ряды).

Из наиболее распространенных породообразующих минералов к островным силикатам относятся минералы группы оливина; кольцевые силикаты – минералы берилл и турмалин; цепочечные – группа пироксенов; ленточные – группа амфиболов; слоистые – группа слюд и группа глин; каркасные – группа полевых шпатов и группа нефелина (иногда включая минералы группы содалита, называемые фельшпатоиды).

В кристаллической структуре силикатов часть ионов Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах нередко бывает заменена ионами Al^{3+} . В этом случае образуются минералы, называемые алюмосиликатами. Алюмосиликаты встречаются в цепочечных, ленточных, слоистых и широко распространены в каркасных силикатах.

Подкласс островные силикаты. Эти минералы образуют, как правило, хорошо ограненные кристаллы, т. е. обладают высокой степенью идиоморфизма. *Идиоморфизм* (греч. *idios* – свой, своеобразный, особый и *morphe* – форма) – способность зёрен минералов принимать при кристаллизации свойственную этим минералам форму хорошо огранённых кристаллов.

Цвет островных силикатов обычно обусловлен присутствием в их составе элементов-хромофоров – Fe, Mn, Ti и Cr. Кроме того, атомы Fe^{2+} , Fe^{3+} , в зависимости от соотношения, обуславливают зелёные (гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$), коричневатые (андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$, ставролит $\text{Al}_4\text{Fe}[\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, титанит $\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH}, \text{F})$) оттенки цвета. Лишь в редких случаях

встречаются бесцветные, белые островные силикаты – это химически чистые гроссуляр, форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, топаз $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})$ и др.

Твердость островных силикатов 6–8. Из-за большой твердости эти минералы черты не дают (они сами процарапывают фарфор); даже у густо окрашенных минералов черта чуть заметна. Как породообразующие, наиболее распространены минералы группы оливина. К этой группе относятся островные силикаты типа $\text{A}^{2+}_2[\text{SiO}_4]$, где $\text{A} = \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{Zn}, \text{Ca}$ и Pb . Все названные элементы, за исключением Ca и Pb , в кристаллических решетках изоморфно замещают друг друга. Силикаты группы оливина образуют изоморфный ряд, крайними членами которого являются минералы форстерит Mg_2SiO_4 и фаялит Fe_2SiO_4 . Минерал оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ в этом ряду занимает промежуточное положение.

Подкласс кольцевые силикаты объединяет сравнительно небольшое число редких в природе минералов. Среди кольцевых силикатов только два минерала – берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ и турмалин $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{30}]$ – играют в некоторых случаях роль второстепенных и иногда главных минералов месторождений. В минералогическом отношении как драгоценные и поделочные камни интересны следующие разновидности берилла:

- изумруд – густо окрашенная в приятный ярко-зеленый цвет разновидность (отсюда обычно употребляющееся название цвета – изумрудно-зеленый). Прозрачные экземпляры, не содержащие трещин, высоко ценятся как драгоценный камень. Окраска обусловлена ничтожным содержанием хрома;

- аквамарин – прозрачная разновидность синевато-голубой окраски. Название происходит от латинских слов: «аква» – вода и «марэ» – море;

- воробьевит – разновидность розового цвета (содержит цезий). Названа в честь русского минералога В.И. Воробьева (1875–1908);

- гелиодор – желтая прозрачная разновидность (содержит небольшое количество окиси железа).

Подклассы цепочечные и ленточные силикаты. Главнейшими представителями силикатов данных подклассов являются минералы группы пироксенов (цепочечные) и группы амфиболов (ленточные). Несмотря на существенное различие в количественных соотношениях компонентов, пироксены и амфиболы имеют ряд общих характерных черт – аналогичный облик кристаллов, близкие кристаллические структуры, одинаковая степень проявления спайности, много общего в оптических свойствах, близкие плотности, близкая твердость и т. д.

Среди катионов в пироксенах и амфиболах представлены главным образом следующие элементы – Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^{1+} , иногда Li^{1+} , а также Al^{3+} , Fe^{3+} ; среди анионов – $[SiO_4]^{4-}$, иногда $[AlO_4]^{5-}$, а в амфиболах также $[OH]^{1-}$, F^{1-} и Cl^{1-} .

В природе наиболее распространены железо-магнезиальные пироксены и амфиболы, являющиеся важнейшими породообразующими минералами во многих магматических горных породах. Общее их количество от массы земной коры достигает 16 %.

Физические свойства цепочечных и ленточных силикатов обусловлены особенностями их кристаллического строения. Кристаллическая структура представляет собой вытянутые в одном направлении анионные комплексы непрерывно связанных друг с другом кремнекислородных тетраэдров. Основные общие физические свойства минералов рассматриваемых подклассов сводятся к следующим:

- кристаллические индивиды обычно вытянуты в одном направлении;
- спайность устанавливается в двух направлениях по призме согласно вытянутости индивидов.

Между цепочечными и ленточными силикатами, несмотря на многие общие свойства, имеются и существенные отличия. Эти отличия обусловлены различным кристаллическим строением рассматриваемых минералов:

- пироксены характеризуются спайностью по призме под углом 87° ;
- амфиболы – спайность по призме под углом 124° ;
- кристаллы пироксенов имеют в поперечном сечении псевдотетрагональный облик (рис. 3.5, а);
- кристаллы амфиболов имеют в поперечном сечении псевдогексагональный облик (рис. 3.5, б).

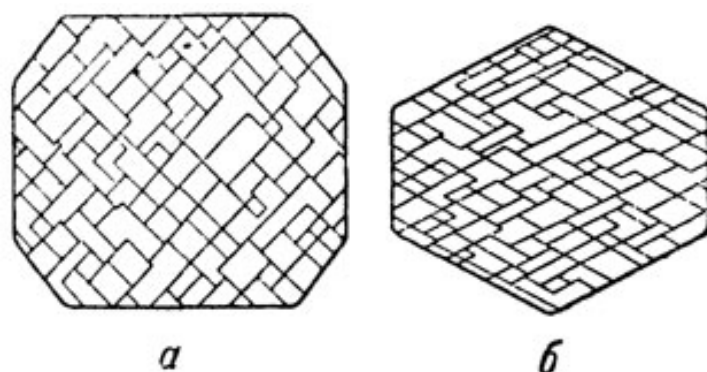


Рис. 3.5. Поперечные сечения кристаллов пироксенов (а) и амфиболов (б)

В качестве типичного представителя группы пироксенов приведем широко распространенный минерал – диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; амфиболов – минерал роговая обманка $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$.

Подкласс слоистые силикаты. Для них характерна кристаллическая структура с кристаллическими решетками – плоскими сетками.

Химической особенностью слоистых силикатов является то, что в их составе всегда принимает участие гидроксил $[\text{OH}]^{1-}$, нередко вместе с F^{1-} . Из катионов распространены Mg^{2+} и Al^{3+} , которые часто изоморфно замещаются Fe^{2+} , Ni^{2+} , Mn^{2+} , Li^{1+} совместно с Fe^{3+} , реже Cr^{3+} , V^{3+} . Кроме того, во многие минералы, в структуре которых тетраэдры SiO_4 частично заменены AlO_4 (т. е. в алюмосиликаты), входят катионы K^{1+} , Na^{1+} , Ca^{2+} и молекулы воды. Все катионы, а также молекулы воды располагаются между слоями кремнекислородных тетраэдров, связывая эти слои между собой.

Слоистое строение кристаллической решетки обуславливает свойство минералов рассматриваемого подкласса расщепляться на тонкие листочки. Способность к расщеплению и степень упругости листочков для разных групп минералов неодинакова. Это определяется прочностью (типом) химической связи между плоскими сетками, а также прочностью химических связей внутри плоских сеток. При вандерваальсовских (слабых) связях между плоскими сетками расщепление происходит легко. Такое расщепление характерно для минералов группы талька и минералов группы слюд. Однако получаемые при расщеплении листочки могут быть и хрупки, и упруги. Этот физический параметр зависит от химической связи внутри плоских сеток. Например, для минералов группы талька, где связи между плоскими сетками обусловлены силами Ван-дер-Ваальса, а внутри сеток все связи компенсированы – расщепление происходит легко и листочки хрупкие. По этой же причине для минералов группы талька характерна низкая твердость.

В тех минералах, в которых часть ионов Si^{4+} заменяется ионами Al^{3+} , наблюдается существенное изменение физических свойств. Замена одного иона Si^{4+} на ион Al^{3+} приводит к увеличению отрицательного заряда в анионном радикале на единицу. Для нейтрализации приобретенного отрицательного заряда в пространство между пакетами плоских сеток входят одновалентные катионы K^{1+} с большим ионным радиусам. В итоге образуются прочно связанные между собой пакеты внутри плоских сеток. Связи между плоскими сетками существенно не изменяются, т. е. в значительной степени определя-

ются силами Ван-дер-Ваальса. Отсюда, как следствие, твердость таких минералов (типичных слюд) значительно выше, чем талька; отщепляемые тонкие листочки обладают упругостью, т. е. способностью при изгибании возвращаться в прежнее положение.

Из минералов этого подкласса порообразующими наиболее часто являются минералы группы слюд, минералы группы талька и минералы группы серпентина – каолинита.

Слюды принадлежат к числу широко распространенных в природе минералов. Общее количество слюд в земной коре достигает примерно 3,8 %, причем в главной массе они встречаются в кислых интрузивных породах и кристаллических слюдяных сланцах (метаморфические горные породы). В слюдах широко распространены изоморфные смеси, в которых, с одной стороны, как обычно, Mg^{2+} заменяется Fe^{2+} , $Al^{3+} - Fe^{3+}$, а с другой – существуют гетеровалентные изоморфные замещения $Mg^{2+}(Fe^{2+}) - Al^{3+}(Fe^{3+})$ и др.

Все минеральные виды группы слюд кристаллизуются в моноклинной сингонии. Кристаллические структуры являются типичными слоистыми. Al в виде алюмокислородных тетраэдрических групп входит лишь частично в состав комплексного аниона, заменяя одну четверть кремнекислородных тетраэдров. Избыток Al участвует в числе катионов, заменяя катионы Mg.

Физические свойства слюд, несмотря на различия в химическом составе, во многом тождественны, так как кристаллические структуры однотипны. Характерны стеклянный и перламутровый блеск, относительно низкая твердость – 2–3, весьма совершенная спайность в одном направлении (отщепляемые листочки упруги), плотность порядка 3,0–3,2 г/см³. Наиболее характерные представители этой группы – минералы биотит $K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH,F]_2$ и мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$.

Минералы группы талька образуют изоморфный ряд, крайними членами которого являются тальк $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$ – пирофиллит $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$. Наиболее распространен в природе тальк. Диагностические признаки – жирен на ощупь, твердость 1, спайность весьма совершенная в одном направлении (отщепляемые листочки гибки, но не упруги), блеск стеклянный, часто с перламутровым отливом, плотностью 2,7–2,8 г/см³.

Для минералов группы серпентина $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$ – каолинита $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ характерно образование коллоидальных веществ или скрыточешуйчатых агрегатов. Явно кристаллические формы минералов крайне редки.

Подкласс каркасные силикаты. Принадлежат к числу весьма широко распространенных и важных порообразующих минералов. Соединения этого подкласса представляют собой почти исключительно алюмосиликаты.

Весьма характерно, что в числе катионов принимают участие только катионы, обладающие большими ионными радиусами: Na^{1+} , Ca^{2+} , K^{1+} , Ba^{2+} , изредка Cs^{1+} и Rb^{1+} . Катионы с малым ионным радиусом Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} и т. д., которые широко представлены в других подклассах силикатов, в соединениях каркасных силикатов совершенно отсутствуют. Катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} и некоторые другие являются хромофорами, т. е. обуславливают окраску минералов. Отсутствие этих катионов в составе каркасных силикатов определяет преимущественно светлую окраску минералов данного подкласса.

Твердость каркасных силикатов в основном колеблется между 5 и 6,5, уступая лишь островным силикатам. Спайность каркасных силикатов проявляется от ясной до совершенной в основном по двум направлениям. Из минералов подкласса каркасные силикаты как главные порообразующие наиболее распространены минералы группы полевых шпатов и минералы группы нефелина.

Шпатами в геологии называют минералы, обладающие совершенной спайностью в двух и более направлениях. Происхождение прилагательного «полевые» не ясно. Возможно, что обломки этих минералов находили в средние века чаще всего именно на крестьянских полях.

Группа полевых шпатов. По А.Г. Бетехтину (см. табл. 3.1) полевые шпаты составляют 55 % от массы земной коры. По горным породам распределение полевых шпатов выглядит следующим образом: магматические – примерно 60 %; метаморфические – около 30 %; осадочные – 10–11 %.

По химическому составу полевые шпаты представляют алюмосиликаты Na, K и Ca, изредка Ba. Иногда в ничтожных количествах присутствуют Li, Rb, Cs в виде изоморфной примеси к щелочам и Sr, заменяющий Ca.

Кристаллизуются полевые шпаты в моноклинной или триклинной сингонии, причем те и другие по морфологическим признакам мало отличимы друг от друга. Рентгенометрические исследования показывают большое сходство в кристаллической структуре всех шпатов.

Много общего в физических свойствах полевых шпатов. Все они преимущественно имеют светлую окраску; большую твердость – 6–6,5; совершенную спайность по двум направлениям, пересекаю-

щимся под углом, близким к 90^0 ; сравнительно небольшую плотность – 2,5–2,7 г/см³. По этим признакам полевые шпаты довольно легко отличаются от похожих на них минералов. Характерной особенностью полевых шпатов является их способность образовывать изоморфные ряды.

В соответствии с химическим составом и параметрами кристаллического строения среди группы полевых шпатов выделяют две (в природе встречаются и другие) наиболее распространенные подгруппы:

– натриево-кальциевых полевых шпатов, называемых плагиоклазами. Представляют собой непрерывный изоморфный ряд альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$;

– кали-натриевых полевых шпатов, которые при высоких температурах также дают непрерывные твердые растворы $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, распадающиеся при медленном охлаждении на два компонента – существенно калиевый и существенно натриевый.

Разновидности и состав плагиоклазов приведены в табл. 3.5.

Таблица 3.5

Плагиоклазы

Название минерала	Формула	Содержание анортитовой молекулы (An)
Альбит (Ab)	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	0–10
Олигоклаз	Изоморфные смеси Ab+An	10–30
Андезин		30–50
Лабрадор		50–70
Битовнит		70–90
Анортит (An)	$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	90–100

Русский минералог и кристаллограф Евграф Степанович Федоров в XIX веке предложил очень удобную и наиболее рациональную классификацию с обозначением каждого плагиоклаза определенным номером соответственно процентному содержанию в нем анортитовой молекулы. Например, плагиоклаз № 72 представляет изоморфную смесь, содержащую 72 % анортита и 28 % альбита.

При систематике магматических горных пород часто придерживаются деления плагиоклазов по их составу, а именно: плагиоклазы кислые – № 0–30; плагиоклазы средние – № 30–60; плагиоклазы основные – № 60–100.

Плагиоклаз в переводе с греческого языка – косораскалывающийся. По сравнению с другими полевыми шпатами, у которых угол между плоскостями спайности равен 90^0 или очень близок к этой цифре, у плагиоклазов он меньше – $86^024' - 86^050'$.

Плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Цвет белый, серовато-белый, иногда с зеленоватым, синеватым, реже красноватым оттенком. Блеск стеклянный. Твердость 6–6,5. Спайность совершенная в двух направлениях под углом $86^024' - 86^050'$. Плотность непрерывно возрастает от 2,62 (альбит) до $2,76 \text{ г/см}^3$ (анортит).

Кали-натриевые полевые шпаты в зависимости от температуры могут кристаллизоваться в разных модификациях (моноклинной и триклинной). Вследствие того, что K^{1+} и Na^{1+} существенно отличны друг от друга по размерам ионных радиусов (соответственно 1,33 и $0,98 \text{ \AA}$), образующиеся при высоких температурах твердые растворы с постепенным понижением температуры распадаются, образуя так называемые *пертиты* (рис. 3.6), обычно представляющие закономерные сростания продуктов распада твердых растворов.



Рис. 3.6. Пертит – калиевый полевой шпат с закономерно ориентированными, так называемыми пертитовыми, вросками альбита (белое)

Для соединения $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ в природе существуют две моноклинные модификации минералов: санидин, устойчивый при температуре выше 900^0C ; ортоклаз, устойчивый ниже температуры 900^0C . Кроме того, существует одна триклинная модификация соединения $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – минерал микроклин.

Наиболее распространены два минерала подгруппы кали-натриевых полевых шпатов – ортоклаз и микроклин. Оба минерала имеют одинаковый химический состав – $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Визуально, без аппаратного обеспечения, отличить ортоклаз и микроклин аналогичной окраски крайне сложно. Ортоклаз (с греческого) – прямораскалывающийся. Действительно, угол между плоскостями спайно-

стями равен 90^0 . Микроклин (с греческого) – незначительно отклоненный; угол между плоскостями спайности отличается от прямого угла всего на $20'$. Физические свойства ортоклаза и микроклина близки ко всем полевым шпатам.

К группе нефелина относятся алюмосиликаты с небольшим (по сравнению с другими силикатами) содержанием SiO_2 . Общая формула минералов группы – $\text{R}^{1+}[\text{AlSiO}_4]$, $\text{R} - \text{Li, Na, K}$. Наиболее широко распространен в группе минерал нефелин $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Является, как и другие минералы этой группы, породообразующим минералом в щелочных магматических породах, богатых натрием и калием. Сингония гексагональная. Бесцветный, но чаще серовато-белый или серый с желтоватым, буроватым, красноватым, зеленоватым оттенком. Блеск на плоскостях кристаллов стеклянный, в изломе жирный. Твердость 5–6. Хрупок. Спайность практически отсутствует. Плотность $2,6 \text{ г/см}^3$.

Характеристика минералов класса «Окислы и гидроокислы»
.Окислы – соединения металлов и неметаллов с кислородом. Окислы подразделяются на безводные(простые и сложные) и гидроокислы. Химические связи большинства окислов – ионные, иногда молекулярные, обусловленные силами Ван-дер-Ваальса.

Простые окислы – химическое соединение одного элемента с кислородом. Например, SiO_2 – минерал кварц.

Сложные окислы – химическое соединение нескольких элементов с кислородом. Например, MgAl_2O_4 – минерал шпинель.

Гидроокислы – окислы, в состав которых входит гидроксильная группа $[\text{OH}]^{1-}$. Например, $\text{Mg}[\text{OH}]_2$ – минерал брусит. Иногда в химической формуле гидроокислов молекулу воды показывают в явном виде, например, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$ – минерал лимонит.

Общее количество окислов и гидроокислов от массы земной коры составляет около 17 %. Из них на долю кварца SiO_2 приходится 12,6 %. Окислы и гидроокислы железа составляют 3,6 %. Из остальных наибольшее значение имеют окислы и гидроокислы алюминия, марганца, титана и хрома.

Основная масса разнообразных по составу окислов и гидроокислов сосредоточена в самых верхних частях земной коры – на границе ее с атмосферой, содержащей свободный кислород. Глубина проникновения свободного кислорода в земную кору контролируется в основном уровнем грунтовых вод. Кора выветривания горных пород вместе с зонами окисления рудных месторождений – область химических реакций, приводящих к образованию различных минералов, сре-

ди которых доминирующую роль играют окислы и гидроокислы металлов.

Весьма существенное значение в образовании окислов и гидроокислов имеет не только свободный кислород воздуха, но и дождевая вода, которая с растворенными в ней кислородом и углекислым газом просачивается с поверхности в земную кору.

Для окислов, большинство из которых обладают ионной химической связью, характерны высокая твердость – 6–9 по шкале Мооса, высокая химическая стойкость, тугоплавкость, очень низкая растворимость и т. д.

Безводные окислы образуются преимущественно при эндогенных процессах. Эндогенные процессы – геологические процессы, основной источник энергии которых – геотермическая энергия Земли. Окислы, образующиеся в эндогенных условиях, обычно имеют высокую твердость, стойки к истиранию, характеризуются значительным удельным весом и поэтому часто накапливаются в россыпях (рутил TiO_2 , касситерит SnO_2 , хромшпинелиды $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_4$, магнетит FeFe_2O_4 и др.). Этим минералам свойственна тенденция к образованию кристаллов.

Многие окислы образуются на поверхности, т. е. имеют экзогенное происхождение. Экзогенные процессы – геологические процессы, происходящие на поверхности Земли и в самых верхних частях земной коры (выветривание, эрозия, деятельность ледников и др.); обусловлены главным образом энергией, получаемой Землей от Солнца, силой тяжести и жизнедеятельностью организмов. При экзогенных процессах образуются, например, двуокись марганца – пиролюзит MnO_2 , окислы меди – куприт Cu_2O и тенорит CuO и др. Такие окислы чаще всего бывают мягкими до сажистых, мажущихся масс и нередко встречаются в виде сплошных землистых скоплений, пленок, примазок и т. п.

Гидроокислы, обладающие слоистыми кристаллическими решетками, ввиду слабых (вандерваальсовских) связей между слоями характеризуются значительно меньшей по сравнению с окислами твердостью. Многие гидроокислы могут легко расщепляться по спайности на тонкие листочки. Большинство гидроокислов обладает очень низкой растворимостью в воде. Поэтому при интенсивных процессах окисления гидроокислы способны образовывать сильно пересыщенные растворы, чем обусловлено то, что гидроокислы часто наблюдаются в виде скрытокристаллических и коллоидных масс.

В природе различные гидроокислы алюминия, железа и марганца находятся в тонкодисперсных агрегатах, отдельные составные части

которых различаются с большим трудом. Такие образования известны под собирательными названиями – боксит, лимонит, псиломелан.

Наиболее широко распространенные формы выделений гидроокислов – плотные тонко- и скрытокристаллические, рыхлые, землистые, пористые или натечные агрегаты, различные налеты, корочки, пленки и т. п.; часто встречаются аморфные разности (твердые гели). Для многих гидроокислов характерны широкие колебания состава и физических свойств.

Содержание воды в гидроокислах всегда значительно, но обычно непостоянно; при нагревании они теряют воду – часть уже при температурах выше 110°C , часть при более высоких. Теряя воду, гидроокислы превращаются в стойкие простые окислы. Обычно такие превращения связаны с процессами метаморфизма.

Большинство окислов и гидроокислов – промышленно ценные рудные минералы. Из них добывают многие широко используемые в промышленности металлы, такие как железо, алюминий, хром, марганец, титан, олово, уран и др.

Как примеры обширного количества минеральных видов данного класса, кратко рассмотрим наиболее распространенный в земной коре окисел – минерал кварц, гидроокисел – минерал лимонит, тонкодисперсный агрегат гидроокислов алюминия – боксит.



Рис. 3.7. Кварц

Кварц SiO_2 (рис. 3.7). Кристаллическая структура кварца имеет особенность – ион Si^{4+} всегда находится в четверном окружении ионов O^{2-} , расположенных по вершинам тетраэдра. Каждая вершина такого тетраэдра одновременно служит вершиной другого смежного тетраэдра. Таким образом, кристаллическая решетка кварца состоит из каркасов сцепленных друг с другом тетраэдров. Отсюда, кристаллическая структура кварца аналогична кристаллической структуре каркасных силикатов.

Прозрачные или полупрозрачные красиво окрашенные разновидности кварца носят особые названия:

- горный хрусталь – бесцветные водянoproзрачные кристаллы;
- аметист – фиолетовые разновидности;
- раухтопаз – дымчатые прозрачные разновидности, окрашенные в сероватые или буроватые тона;
- морион – кристаллы кварца, окрашенные в черный цвет;
- цитрин – золотисто-желтые или лимонно-желтые кристаллы.

Блеск кварца стеклянный. Твердость 7 (минерал шкалы Мооса). Спайность отсутствует или весьма несовершенная. Излом раковистый. Плотность – 2,5–2,8 г/см³.

Лимонит $\text{FeOON} \times (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n\text{H}_2\text{O})$ (рис. 3.8). Сингония ромбическая. Цвет темнобурый до черного. Порошковатый или охристый лимонит, нередко образующийся при физическом выветривании за счет плотного черного лимонита и силикатов железа, обладает довольно светлым желто-бурым цветом. Черта большей частью имеет светлорусый или желто-бурый цвет. Блеск чаще матовый. Твердость 1–4 (в зависимости от физического состояния). Спайность несовершенная. Плотность колеблется от 3,3 до 4,0 г/см³.



Рис. 3.8. Лимонит

Боксит – горная порода, состоящая в основном из гидратов глинозёма, окислов железа с примесью других минеральных

компонентов. Породообразующими минералами являются гидраты глинозёма – диаспор (HAlO_2), бемит ($\text{AlO}[\text{OH}]$), гиббсит (гидраргилит) $\text{Al}[\text{OH}]_3$. Постоянная составная часть – окись железа Fe_2O_3 . Сырьё для получения глинозёма – Al_2O_3 . Наиболее вредная примесь в промышленном процессе – двуокись кремния (кремнезём) SiO_2 . Бокситы встречаются в виде плотных (яшмовидных), бобовых, оолитовых (рис. 3.9), пористых, рыхлых, землистых агрегатов.



Рис. 3.9. Боксит оолитового строения

Оолиты (греч. оон – яйцо и *líthos* – камень) – минеральные образования в виде мелких округлых зерен концентрически-скорлуповатого, иногда радиально-лучистого строения. Размеры оолитов – от долей мм до 25 мм.

По преобладанию той или иной минеральной формы гидроокислов алюминия выделяются гиббситовая (в окраске преобладают красные тона) и бёмит-диаспоровая (окраска – зеленый до серого и черные тона) разновидности бокситов. Твёрдость наиболее плотных разновидностей до 6. Плотность в зависимости от содержания окиси железа колеблется в пределах $2,9\text{--}3,5\text{ г/см}^3$.

Характеристика минералов класса «Карбонаты». По А.Г. Бетехтину карбонаты составляют 1,7 % от массы земной коры. Карбонаты образуют весьма значительное число минеральных видов, многие из которых широко распространены в природе. Особенно это относится к кальциту CaCO_3 , который нередко слагает огромные толщи осадочно-морского происхождения. Часто карбонаты являются спутниками рудных минералов в месторождениях, а в ряде случаев сами представляют промышленный интерес как источники ряда ценных полезных компонентов.

Среди минералов класса карбонатов различают безводные и водные карбонаты. Наиболее широко распространены безводные. В состав некоторых карбонатов входит гидроксильная группа $[\text{OH}]^{1-}$.

Отметим некоторые особенности физических свойств минералов класса. Твердость безводных карбонатов никогда не бывает высокой. Обычно она колеблется от 3 до 5. Карбонаты Cu^{2+} встречаются только в виде солей, содержащих в своем составе ионы гидроксила $[\text{OH}]^{1-}$, нейтрализующих избыточный положительный заряд катиона. Наличие гидроксильной группы $[\text{OH}]^{1-}$ обуславливает интенсивную окраску карбонатов меди в зеленый и синий цвета. Все остальные карбонаты либо бесцветны, либо окрашены в бледные тона.

Характерным диагностическим признаком карбонатов является реакция с соляной кислотой HCl . Кислота на поверхности минерала «закипает», что обусловлено бурным выделением углекислого газа CO_2 . Здесь необходимо отметить, что при комнатной температуре (в геологии часто употребляется термин – «на холоду») с HCl хорошо реагирует только минерал кальцит. В природе в подавляющем большинстве случаев кальцит входит в парагенетические ассоциации карбонатов, но иногда и не входит. Поэтому отсутствие реакции с HCl при комнатной температуре еще не свидетельствует об отсутствии в образце карбонатов. Возможно, что определяемом образце просто нет кальцита.

Ассоциация минералов парагенетическая – закономерное сообщество одновременно образовавшихся минералов, возникшее в течение одной стадии минерализации или части стадии.

Количество минеральных видов класса карбонатов велико. Рассмотрим наиболее распространенный в земной коре минерал – *кальцит* CaCO_3 (рис. 3.10).

В природных условиях карбонат кальция CaCO_3 кристаллизуется в двух структурных модификациях – тригональной и ромбической сингониях. Структурная модификация тригональной сингонии наиболее распространена в природе и называется минерал кальцит. Ромбическая модификация карбоната кальция распространена гораздо меньше и называется минерал арагонит.



Рис. 3.10. Кальцит

Сингония тригональная. большей частью бесцветный или молочно-белый, но иногда окрашен примесями в различные (обычно светлые) оттенки серого, желтого, розового, красного, бурого и черного цветов. Блеск стеклянный. Твердость 3 (минерал шкалы Мооса). Хрупок. Спайность совершенная. Плотность 2,6–2,8 г/см³. Весьма характерна реакция с HCl.

Характеристика минералов класса «Фосфаты». Минералы, в состав которых входит трехвалентный анион $[\text{PO}_4]^{3-}$ называются фосфатами. Количество минеральных видов в данном классе велико, но распространенность в земной коре большинства этих видов незначительна.

Наиболее распространены соединения аниона $[\text{PO}_4]^{3-}$ с катионами двухвалентных металлов Ca, Sr и отчасти Pb. Ионные радиусы этих катионов близки по размерам к ионному радиусу аниона $[\text{PO}_4]^{3-}$. Преобладают соединения рассматриваемого аниона с Ca. По правилу нейтральности заряда химических соединений, в соединения аниона $[\text{PO}_4]^{3-}$ с катионами двухвалентных металлов всегда входят добавочные анионы $[\text{OH}]^{-1}$, F^{-1} , Cl^{-1} .

В земной коре чаще всего встречается минерал *апатит* (рис. 3.11). Под этим названием, как правило, объединены три разновидности минерала – фторапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, хлорапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ и гидроксилапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$. «Апатао» по-гречески – «обманываю». В прежнее время апатит часто ошибочно принимали за другие минералы призматического или шестоватого облика. Встречаются и другие соединения аниона $[\text{PO}_4]^{3-}$ с Ca. Общая формула этих соединений – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$; некоторые из них в минералогии имеют собственные названия.



Рис. 3.11. Апатит (зеленовато-голубой)

Сингония апатита гексагональная. Бесцветный (прозрачный), белый, чаще бледнозеленый до изумрудно-зеленого, голубой, жел-

тый, бурый, фиолетовый. Блеск стеклянный, а на поверхностях излома жирный. Твердость 5 (минерал шкалы Мооса). Хрупок. Излом неровный, иногда раковистый. Спайность несовершенная. Плотность 3,18–3,21 г/см³.

В осадочных породах широко распространены скопления фосфатов различной формы, обычно содержащие многочисленные включения глинистых и других минералов (кварца, кальцита и т. д.). Эти скопления носят общее название *фосфоритов*.

Характеристика минералов класса «Галоиды». С точки зрения химии к галоидам относятся минералы, представляющие собой соли следующих кислот: плавиковой – HF; соляной – HCl; бромоводородной – HBr; иодоводородной – HI. Соответственно названиям кислот среди минералов выделяют фториды, хлориды, бромиды и иодиды. Бромиды и иодиды в природе распространены незначительно.

Геохимия анионов F¹⁻ и Cl¹⁻, Br¹⁻, I¹⁻ существенно отлична. *Геохимия* – наука о химическом составе Земли, законах распространённости и распределения в ней химических элементов, способах сочетания и миграции атомов в ходе природных процессов.

Хлор и резко подчиненные ему по распространенности бром и йод в основном связаны с Na и K. В экзогенных (поверхностных) условиях хлориды Na, в меньшей степени хлориды K, Mg и других металлов, образуются в огромных массах в усыхающих соленосных бассейнах. Вместе с хлором здесь наблюдается также бром и йод. Фториды в соленосных осадках в сколько-нибудь значительных количествах не встречаются. Главная масса фтора в земной коре связана с Ca. На путях следования к морским бассейнам фтор в значительной мере выпадает из растворов с образованием труднорастворимого соединения CaF₂ и задерживается в континентальных осадках. Здесь соединение CaF₂, как правило, аморфно. В настоящее время 70–75 % всего имеющегося в земной коре хлора и брома, а также свыше 90 % йода сосредоточено в морской воде. Содержание фтора в морской воде ничтожно – порядка 0,8 г на 1 м³.

Наибольшее количество кристаллического соединения CaF₂ – минерал флюорит – образуется при гидротермальных процессах минералообразования.

Среди хлоридов в природе наиболее распространен минерал галит NaCl, среди фторидов – минерал флюорит CaF₂.

Галит NaCl (рис. 3.12). Синонимы: каменная соль – в плотных крупнокристаллических массах, залегающих среди горных пород; самосадочная соль – в рыхлых кристаллических агрегатах на дне соленосных бассейнов.



Рис. 3.12. Галит

Сингония галита кубическая. Чистые массы галита прозрачны и бесцветны или имеют белый цвет. Но часто те или иные красящие пигменты обуславливают окраску в различные цвета – серый (обычно глинистые частицы), желтый (гидроокислы железа), красный (безводная или маловодная окись железа), бурый и черный (органические вещества, исчезающие при нагревании) и др. Для каменной соли иногда наблюдается очень характерная интенсивная синяя окраска в виде пятен или полос, особенно в участках, подвергшихся сильной деформации. Блеск стеклянный, на поверхностях слегка выветрелых разновидностей жирный. Твердость 2. Хрупок. Спайность весьма совершенная по кубу. Плотность 2,1–2,2 г/см³.

Флюорит CaF₂ (рис. 3.13). Синоним – плавиковый шпат.



Рис. 3.13. Флюорит

Сингония кубическая. Редко бывает бесцветным и водяно-прозрачным. Большею частью окрашен в различные цвета: желтый, зеленый, голубой, фиолетовый, иногда фиолетово-черный. Блеск стеклянный. Твердость 4 (минерал шкалы Мооса). Хрупок. Спайность совершенная по октаэдру. Плотность 3,18 г/см³.

Октаэдр (греч. okto – восемь и hedra – грань) – один из пяти типов правильных многогранников; имеет 8 граней (треугольных), 12 ребер, 6 вершин (в каждой сходятся 4 ребра).

Характеристика минералов класса «Сульфиды». Сульфиды – природные сернистые соединения металлов и некоторых неметаллов. В химическом отношении рассматриваются как соли сероводородной кислоты H_2S .

Общие физические свойства: металлический блеск; сравнительно низкая твёрдость 1–4 (исключение – наиболее распространенный минерал пирит и менее распространенный арсенопирит – твердость 6–6,5); относительно большая плотность, как правило, более 4 г/см^3 .

В природных условиях сера встречается в двух валентных состояниях: аниона S^{2-} , образующего сульфиды; катиона S^{6+} , который входит в сульфатный радикал SO_4 и образует сульфаты. Сера также способна образовывать электрически нейтральные восьмиатомные молекулы – самородная сера. Геохимия серы определяется степенью окисленности среды: восстановительная среда способствует образованию сульфидных минералов; окислительная среда – образованию сульфатных минералов.

Сульфиды являются рудами многих металлов – Cu, Ag, Hg, Zn, Pb, Sb, Co, Ni и др.

Наиболее широко среди сульфидов распространен минерал пирит FeS_2 (рис. 3.14). Синонимы – серный колчедан, железный колчедан.



Рис. 3.14. Пирит

Сингония кубическая. Цвет светлый латунно-желтый, часто с побежалостью желтовато-бурого и пестрых цветов. Тонкодисперсные сажистые разности имеют черный цвет. Черта буровато- или зеленовато-черная. Блеск сильный, металлический. Твердость 6–6,5. Относительно хрупок. Спайность весьма несовершенная. Излом неровный, иногда раковистый. Плотность $4,9\text{--}5,2\text{ г/см}^3$.

Характеристика минералов класса «Сульфаты». Сульфаты – продукты химических реакций комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$, входящего в состав серной кислоты H_2SO_4 , с катионами металлов. Сульфат-

ты образуются в окислительной среде, как при эндогенных, так и при экзогенных процессах.

Среди сульфатов наблюдается большое разнообразие химических соединений, однако количество устойчивых в природе минералов сульфатов невелико. Для крупного (с большим ионным радиусом) комплексного аниона, каким является $[\text{SO}_4]^{2-}$, стойкие кристаллические решетки возможны лишь при сочетании этого аниона с крупными двухвалентными катионами. Действительно, в природе наиболее устойчивы сульфаты Ca, Ba, Sr и Pb – соответственно минералы гипс и его безводная разновидность ангидрит, барит, целестин и англезит. Наиболее широко распространены минералы гипс, ангидрит и барит.

Общим физическим свойством минералов класса сульфатов является отсутствие минералов с высокой твердостью. Твердость выше 3,5 не установлена ни для одного минерала этого класса.

Гипс $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ (рис. 3.15). Сингония моноклинная. Цвет белый. Отдельные кристаллы часто водяно-прозрачны и бесцветны. Бывает окрашен также в серый, медово-желтый, красный, бурый и черный цвет (в зависимости от цвета захваченных при кристаллизации примесей). Блеск стеклянный, на плоскостях спайности – перламутровый отлив. Твердость 2 (минерал шкалы Мооса). Весьма хрупок. Спайность весьма совершенная. Плотность 2,3 г/см³.



Рис. 3.15. Гипс

Ангидрит CaSO_4 (рис. 3.16). Название минерала – (греч. «безводный») указывает на отсутствие в нем воды, в отличие от гипса. Сингония ромбическая. Цвет белый, часто с голубым, сероватым, иногда красноватым оттенками. Встречаются бесцветные прозрачные кристаллы. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности – перламутровый отлив. Особенно отчетливо этот отлив проявляется при нагревании

образцов. Твердость 3–3,5. Спайность в трех направлениях совершенная и средняя. Плотность 2,8–3,0 г/см³.



Рис. 3.16. Ангидрит

Барит BaSO₄ (рис. 3.17). «Барос» по-гречески – тяжесть. Большая плотность этого минерала легко ощутима в руке. Среди очень немногочисленных бариевых минералов барит является главным, а среди безводных сульфатов – наиболее распространенным после ангидрита.



Рис. 3.17. Барит (светлый)

Сингония ромбическая. Встречаются бесцветные водно-прозрачные кристаллы. большей частью барит посторонними примесями окрашен в белый или серый (микроскопическими включениями газов и жидкостей), красный (окисью железа), желтый или бурый (гидроокислами железа), темно-серый и черный (битуминозными веществами), иногда голубоватый, зеленоватый и другие оттенки цвета. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Твердость 3–3,5. Хрупок. Спайность в трех направлениях совершенная, средняя и несовершенная. Плотность 4,3–4,7 г/см³.

Характеристика минералов класса «Самородные элементы». Этот класс объединяет минералы, являющиеся по своему составу не-

связанными в химические соединения элементами таблицы Д.И. Менделеева, образующиеся в природных условиях в ходе тех или иных геологических (а также космических) процессов.

В самородном состоянии в природе известно порядка 45 химических элементов, но большинство из них встречается очень редко. По подсчетам В.И. Вернадского на долю самородных элементов, включая газы атмосферы, приходится не более 0,1 % от массы земной коры. Нахождение элементов в самородном виде связано со строением их атомов, имеющих устойчивые электронные оболочки. Химически инертные в природных условиях элементы называются благородными; самородное состояние для них является наиболее характерным.

Из металлов к благородным элементам относятся золото Au, платина Pt и элементы группы платины – осмий Os, иридий Ir, рутений Ru, родий Rh, палладий Pd, а также относительно устойчивое в природе серебро Ag.

Кроме перечисленных благородных металлов к благородным элементам относятся благородные газы (инертные) – элементы VIII группы периодической таблицы Д.И. Менделеева – гелий He, неон Ne, аргон Ar, криптон Kr, ксенон Xe, радон Rn.

Из самородных металлов, которые не относятся к благородным, несколько чаще других встречается медь Cu. Самородное железо Fe отмечается преимущественно в виде метеоритов, их состав достаточно сложен (содержат никель, благородные металлы и другие элементы). Металлы – свинец Pb, олово Sn, ртуть Hg, алюминий Al – как самородные элементы довольно редки.

Из неметаллов очень часто в самородном состоянии встречаются углерод C (каменный уголь), сера S. Минералы углерода – алмаз и графит также относятся к самородным элементам.

«Полуметаллы». Термин «полуметаллы» не является строго научным. Это исторически сложившийся термин, происхождение которого относится к химическим традициям девятнадцатого века. К самородным «полуметаллам» относятся мышьяк As, сурьма Sb, висмут Bi.

Как пример, приведем краткую минералогическую характеристику широко известного и относящегося к классу «самородные элементы» минерала – алмаза.

Алмаз C (рис. 3.18). Название происходит от греческого слова «адамас» – непреодолимый (очевидно, имеется в виду наивысшая твердость и устойчивость по отношению к физическим и химическим агентам).



Рис. 3.18. Алмаз. Имя собственное данного образца – «Горняк»

Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии. Алмазы бесцветны, водяно-прозрачны или окрашены в голубой, синий, желтый, бурый и черный цвета. Блеск сильный алмазный. Твердость 10 (минерал шкалы Мооса). Абсолютная твердость в 1000 раз превышает твердость кварца и в 150 раз – корунда (твердость 9 по шкале Мооса). Хрупок. Спайность средняя. Плотность 3,47–3,56 г/см³.

3.4. Горные породы и их генетическая классификация

Горные породы – природные агрегаты минералов относительно постоянного состава, образующие самостоятельные геологические тела. Термин «горная порода» в современном смысле впервые употребил в 1798 году русский минералог и химик В.М. Севергин.

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют:

- *магматические* (синоним – *изверженные*) *горные породы*. Образование магматических пород связано с застыванием силикатного расплава – магмы и лавы в различных условиях;
- *осадочные горные породы*, образующиеся на поверхности в результате различных экзогенных геодинамических процессов;
- *метаморфические горные породы*, возникающие при преобразовании магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давления, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

3.4.1. Понятие о строении горных пород

Строение горных пород – характер сложения горных пород из минералов и минеральных агрегатов. Строение горных пород – обоб-

щённый термин, охватывающий понятия структуры и текстуры горных пород.



a



б



в

Рис. 3.19. Примеры строения горной породы: *a* – полнокристаллическая структура, массивная текстура; *б* – порфировая структура, плотная текстура; *в* – полнокристаллическая структура, полосчатая текстура

Структура горной породы определяется размерами, формой и взаимными отношениями минералов.

Текстура горной породы обусловлена общими особенностями более крупных составных частей породы (минеральных агрегатов) и их расположением в пространстве.

Когда порода целиком состоит из кристаллических зерен, выделяют полнокристаллическую структуру. При резком преобладании нераскристаллизовавшейся массы говорят о стекловатой или аморфной структуре. Если в стекловатую массу вкраплены кристаллические зерна, то структуру называют порфировой. Если крупные кристаллические зерна вкраплены также в кристаллическую, но более мелкозернистую массу, то структура называется порфировидной. Когда порода состоит из каких-либо обломков, говорят об обломочной структуре.

Кристаллическая и обломочная структуры подразделяются по величине зерен и обломков. Так, среди кристаллических структур выделяют крупнозернистые, с диаметром зерен более 5 мм, среднезернистые с зернами от 5 до 2 мм в поперечнике, мелкозернистые с диаметром зерен менее 2 мм. В тех случаях, когда порода состоит из очень мелких, не различимых невооруженным глазом кристаллических зерен, ее структура определяется как афанитовая, или скрытокристаллическая. При относительно одинаковых размерах зерен породы говорят о равномернозернистой структуре, в противном случае – о неравномернозернистой.

Под текстурой понимают расположение в пространстве породы слагающих ее частей (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют плотную, пористую, однородную (она же массивная) и ориентированную (слоистую, сланцеватую, полосчатую и т. п.) текстуры.

Приведенными примерами структур и текстур их многообразие далеко не исчерпывается; в данном параграфе дается только понятие о строении горной породы. Для иллюстрации на рис. 3.19 приведены некоторые примеры строения горной породы.

3.4.2. Магматические горные породы

Магматические горные породы образуются из расплава, формирующегося в глубинах Земли – магмы. Крупные объемы магмы могут застывать, не достигая земной поверхности. В этом случае образуются интрузивные (лат. «*интрузио*» – проникаю, внедрять) массивы. Когда магматические расплавы вырываются на поверхность, происходят извержения вулканов. Такой тип магматизма называют эффузивным

(лат. «эффузио» – излияние). Поэтому, говоря о магматизме, следует различать интрузивные процессы, связанные с образованием и движением магмы ниже поверхности Земли, и эффузивные (вулканические) процессы, обусловленные выходом магмы на земную поверхность. В этом случае термин «магма» заменяется термином «лава».

В зависимости от того, в результате каких процессов сформировалась магматическая горная порода, эти породы подразделяются на:

- интрузивные – образующиеся в глубинах земной коры;
- эффузивные – образующиеся при излияниях магмы (лавы) на земную поверхность.

Несколько обособленное место среди интрузивных занимают жильные породы, образующиеся при внедрении магмы в трещины вмещающих пород. Для жильных пород характерна полнокристаллическая структура, обычно мелкозернистая, часто порфировидная. Встречаются породы и с очень крупнозернистой структурой. По минеральному составу жильные породы могут соответствовать интрузивным породам любой кислотности.

В основе классификации магматических горных пород лежит их химический состав. Учитывается, прежде всего, содержание окиси кремния SiO_2 , по которому магматические породы условно делят на четыре группы кислотности (табл. 3.6): ультраосновные породы, содержащие не более 45 % SiO_2 ; основные – 45–52 %; средние – 52–65 %; кислые – не менее 65 %. Химический состав может быть определен лишь при лабораторных исследованиях. Однако минеральный состав отражает химический и может быть использован для выяснения группы кислотности.

Породообразующими минералами магматических пород являются кварц и минералы класса силикатов – полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, которые в сумме составляют около 93 % всех входящих в магматические породы минералов. Далее по распространенности следуют оливин, фельдшпатоиды, некоторые другие силикаты и порядка 1 % минералов других классов.

В основных породах преобладают цветные (темноцветные) минералы, а в кислых – преимущественно светлые. Такое распределение цветных и светлоокрашенных минералов является важным диагностическим признаком при макроскопическом диагностировании магматических пород. В геологии существует понятие «цветное число», под которым понимают количество (объемную долю, %) темноцветных минералов в породе. Чем больше цветное число (чем темнее порода), тем ее меньше кислотность. Для ультраосновных пород цвет-

ное число 95–100 %, основных – около 50 %, средних – порядка 30 %, кислых – 10 %. В неизменённых разностях ультраосновные породы имеют чёрный цвет, основные – тёмно-серый, средние – серый, кислые – светло-серый, светло-розовый до белого.

Физико-химические условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны. Наиболее отчетливо это выражается в структуре пород. На глубине при медленном застывании магмы в условиях постепенного снижения температуры и давления, в присутствии летучих компонентов, способствующих кристаллизации, образуются породы с полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен зависят от свойств магмы, режима охлаждения, скорости кристаллизации. Излившаяся на поверхность лава попадает в иные условия температуры и давления, теряет растворенные в ней газы и застывает или в виде аморфной массы, имеющей стекловатую структуру, или образует микрокристаллическую массу, т. е. афанитовую структуру. У эффузивных пород встречается также порфировая структура, кристаллические включения которой и основная некристаллическая масса возникли в разных условиях и одновременно.

Интрузивные породы обладают массивной текстурой, характеризующейся отсутствием ориентировки минеральных зерен. Реже встречается ориентированная текстура, отражающая движение магмы в процессе застывания, или как результат гравитационной дифференциации магмы. *Гравитационная дифференциация магмы* – разделение неоднородного магматического расплава по плотности под действием гравитации.

В эффузивных породах часто встречаются ориентированные текстуры. При этом кристаллические зерна, струи вулканического стекла, пустоты располагаются упорядоченно по направлению течения потока лавы и породы приобретают флюидальную текстуру. Для эффузивных пород характерна также пористая текстура, отражающая процесс дегазации лавы при ее застывании.

По отношению кремнезема (SiO_2) и щелочей (Na_2O , K_2O) выделяют нормальный ряд пород, характеризующийся относительно малым содержанием щелочей, и щелочной ряд с повышенным содержанием Na_2O и K_2O . Среди щелочных пород наиболее часто встречаются сиениты и нефелиновые сиениты. В целом в земной коре преобладают породы нормального ряда.

Краткая обобщенная характеристика магматических горных пород приведена в табл. 3.6.

Таблица 3.6

Краткая характеристика магматических горных пород

Содержание SiO ₂ (кислотность)					
Интрузивные породы	Кислые, SiO ₂ ≥ 65%	Средние, SiO ₂ – 52–65%		Основные, SiO ₂ – 45–52%	Ультраосновные, SiO ₂ ≤ 45%
	Гранит	Сиенит	Диорит	Габбро, лабрадорит	Дунит, перидотит, пироксенит
Эффузивные породы	Липарит, риолит, кварцевый порфир	Трахит, полевошпатовый порфир	Андезит, порфирит	Базальт, долерит, диабаз	В природе не встречаются
Главные породообразующие минералы (минеральный состав) интрузивных и эффузивных пород					
Светлые	Кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз	Кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат	Средние плагиоклазы	Основные плагиоклазы	Отсутствуют
Цветные	Биотит, роговая обманка		Роговая обманка, биотит, пироксены	Пироксены, роговая обманка, оливин	Оливин, роговая обманка, пироксены
Наиболее характерные для интрузивных пород	Структура	Полнокристаллическая, порфировая			
	Текстура	Массивная			
Наиболее характерные для эффузивных пород	Структура	Стекловатая, афанитовая, порфировая, порфировидная			
	Текстура	Плотная, пористая, флюидальная, полосчатая			
Формы залегания	Интрузивных пород	Батолиты, штоки, лакколиты, лополиты, факолиты, дайки, силлы			
	Эффузивных пород	Покровы, потоки, купола, обелиски			

С магматическими горными породами связаны различные комплексы металлических полезных ископаемых. К ультраосновным породам приурочены руды платины, железа, хрома, никеля. С основными породами связаны месторождения магнетита, титаномагнетита $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4$, ильменита FeTiO_3 , медных и полиметаллических руд. Со средними – месторождения магнетита, халькопирита, золота и др.;

кислые породы содержат золото, цветные, редкие, радиоактивные металлы. Нефелиновые сиениты используют как руду на алюминий.

Многие магматические породы сами по себе являются полезными ископаемыми. Гранит и сиенит часто применяются как строительный материал, лабрадорит вследствие присущей ему иризации – как облицовочный камень и т. п.

Иризация – радужная окраска, возникающая под действием света – интерференция световых волн.

3.4.3. Осадочные горные породы

Осадочные горные породы составляют порядка 10 % массы земной коры и покрывают около 75 % поверхности Земли. Основная их масса сосредоточена на материках, шельфах и континентальных склонах. Часть осадочных пород расположена на дне океанов.

Среди исследователей нет однозначного мнения в вопросе классификации осадочных горных пород. Это само по себе свидетельствует о том, что процессы образования (генезиса) осадочных пород сложны и многообразны.

В общем случае образование осадочных горных пород происходит по следующей схеме: возникновение исходных продуктов путём разрушения материнских пород → перенос вещества водой, ветром, ледниками и др. → осаждение вещества на поверхности суши и в водных бассейнах. В результате образуется рыхлый и пористый насыщенный водой осадок, сложенный из разнородных компонентов. Он представляет собой неуравновешенную сложную физико-химическую (и частично биологическую) систему, с течением времени постепенно превращающуюся в осадочную породу. Процесс преобразования осадка в осадочную горную породу носит название «*литогенез*».

Источником вещества для образования осадочных горных пород являются:

- продукты выветривания магматических, метаморфических и более древних осадочных пород, слагающих земную кору;
- растворённые в природных водах компоненты;
- газы атмосферы;
- продукты, возникающие при жизнедеятельности организмов;
- вулканогенный материал – твёрдые частицы, выброшенные вулканами, горячие водные растворы и газы, выносимые вулканическими извержениями на поверхность Земли и в водные бассейны;
- органические остатки. В составе осадочных пород, как правило, присутствуют органические остатки (растительного и животного-

го происхождения), синхронные времени образования породы, реже более древние (переотложенные). Некоторые осадочные породы (известняки, угли, диатомиты и др.) целиком сложены органическими остатками;

– космический материал. В современных океанических осадках (красная глубоководная глина, ил и др.) и в древних осадочных породах встречается космический материал – мелкие шарики никелистого железа, силикатные шарики, кристаллы магнетита и т. п.

В осадочных породах часто встречаются минералы первичного происхождения, которые еще не разрушились при химическом выветривании материнских пород. Например, полевые шпаты, слюды, кварц и др.

Таблица 3.7

Классификация осадочных пород преимущественно по вещественному составу

Название группы пород	Породы – наиболее типичные представители группы
Глиноземистые	Латериты, бокситы
Железистые	Бурые железняки, сидеритовые и шамозитовые породы, железистые кварциты (джеспелиты)
Марганцовые	Псиломелан-пиролюзитовые и кремнисто-пиролюзитовые породы, карбонатные руды марганца
Фосфатные	Фосфориты
Кремнистые	Кремни, яшмы, диатомиты, трепела, опоки
Карбонатные	Известняки, доломиты
Соли (сульфатные, хлоридные)	Гипс, каменная и самосадочная соль
Каустобиолиты	Нефть, уголь, горючие сланцы, торфа

Как отмечалось, единого мнения (унификации) у различных исследователей в классификации осадочных пород нет. Приведем две наиболее часто встречающихся. Обе классификации – генетические. В одной из них основополагающим классификационным признаком является вещественный состав осадочной породы (табл. 3.7). В другой на первое место ставятся процессы образования породы. Очень часто исследователи используют обе классификации, комбинируя их элементы друг с другом.

Каустобиолиты – горючие ископаемые органического происхождения, представляющие собой продукты преобразования остатков растительных (реже животных) организмов под воздействием геологических факторов.

Классификация осадочных пород преимущественно по процессам образования:

- обломочные (включая вулканогенно-осадочные) породы, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;

- глинистые породы, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов (без перехода этих минералов в раствор);

- химические (хемогенные) породы, образовавшиеся в результате химических процессов;

- органогенные породы, образовавшиеся в результате биологических процессов;

- полигенные (смешанные) породы – породы, образовавшиеся в результате различных процессов.

Структуры обломочных (синоним – «терригенные») пород приведены в табл. 3.8; хемогенных – в табл. 3.9.

Предельным размером, ниже которого обломочные частицы не окатываются и имеют угловатую форму, считается размер 0,01 мм. Поэтому породы пелитовой размерности по степени окатанности не подразделяются.

Глинистые породы состоят из мельчайших (меньше 0,01 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов. Кроме того, в их состав входят столь же мелкие зерна других минералов, являющихся продуктами химического разрушения различных пород и отчасти глинистых минералов. Третья составляющая глинистых пород – разнообразные обломки размерами меньше 0,01 мм (0,005 мм). По степени литифицированности среди глинистых пород выделяют глины – легко размокающие породы, а также аргиллиты – сильно уплотненные, потерявшие способность размокать глины.

Существует ряд смешанных пород, состоящих из частиц разных размеров и состава. К ним относятся *супеси*, содержащие наряду с песчаными до 20–30 % глинистых частиц, и *суглинки*, в которых количество глинистых частиц увеличивается до 40–50 %.

Структура органогенных пород определяется состоянием слагающих их органических остатков и принадлежностью организмов к тем или иным классификационным таксонам биологии.

Таблица 3.8

Структуры обломочных пород*

Структура	Величина обломков, мм		Название породы			
			Рыхлые		Сцементированные	
			угловатые	окатанные	угловатые	окатанные
Псефитовая (грубообломочная)	≥2,0	>100	Глыба	Валун	Глыбовая брекчия	Валунный конгломерат
		100–10	Щебень	Галька, галечник	Брекчия	Галечный конгломерат
		10–2,0	Дресва	Гравий		Гравийный конгломерат, гравелит
Псаммитовая (песчаная)	0,1–2,0	2,0–0,5	Крупнозернистый песок		Крупнозернистый песчаник	
		0,5–0,25	Среднезернистый песок		Среднезернистый песчаник	
		0,25–0,1	Мелкозернистый песок		Мелкозернистый песчаник	
Алевритовая (пылеватая)	0,01–0,1	0,1–0,05	Крупнозернистый алеврит		Крупнозернистый алевролит	
		0,05–0,025	Среднезернистый алеврит		Среднезернистый алевролит	
		0,025–0,01	Мелкозернистый алеврит		Мелкозернистый алевролит	
Пелитовая	≤0,01		Глина		Аргиллит	

*Существуют классификации структур обломочных пород, в которых размеры обломков несколько иные. Однако порядок чисел, указывающих величины обломков, во всех классификациях одинаков.

Важнейший признак, характеризующий строение осадочных пород, – их слоистая текстура. Образование слоистости связано с условиями накопления осадков. Любые перемены условий вызывают либо изменение состава отлагающегося материала, либо остановку в его поступлении. В разрезе это приводит к появлению слоев, разделенных поверхностями напластования и часто различающихся составом и строением. Слои представляют собой относительно плоские тела, го-

ризонтальные размеры которых во много раз превышают их толщину (мощность). Мощность слоев может достигать десятков метров или не превышать долей сантиметра. Важным текстурным признаком осадочных пород является также пористость, характеризующая степень их проницаемости для воды, нефти, газов, а также устойчивость под нагрузками. Невооруженным глазом видны лишь относительно крупные поры; более мелкие легко обнаружить, проверив интенсивность поглощения породой воды.

Таблица 3.9

Структуры хемогенных пород

Структура	Размер зерен, мм	Морфологические особенности
Грубозернистая	$\geq 1,0$	Крупные зерна легко и хорошо видимы невооруженным глазом (макроскопически)
Крупнозернистая	1,0–0,5	Зерна видны макроскопически
Среднезернистая	0,5–0,1	Зерна плохо видны макроскопически, но в шлифе (под микроскопом) имеют вид заметных кристаллов
Мелкозернистая	0,1–0,05	Макроскопически зерна не видны, в шлифе (под микроскопом) различимы, порода однородна
Тонкозернистая	0,05–0,01	Макроскопически порода однородна, с землистым или раковистым изломом. В шлифе отдельные зерна частью не различимы, даже при сильных увеличениях, так как, перекрываясь, сливаются друг с другом
Пелитоморфная	$\leq 0,01$	Макроскопически и микроскопически порода совершенно однородна

Классификация хемогенных и органогенных горных пород обычно производится по составу слагающих их минералов. Среди этих осадочных пород наиболее распространены карбонатные, кремнистые породы и соли (сульфатные и хлоридные). Важное практическое значение имеют каустобиолиты.

Образование и размещение на поверхности Земли осадочных горных пород определяется главным образом климатическими и тектоническими условиями. Так, в областях гумидного климата образуются глинозёмистые, железистые, марганцевые породы и различные каустобиолиты; для аридных областей характерны отложения доло-

митов, гипса, галита, калийных солей, красноцветных пород; для нивальных областей – продукты физического выветривания, представленные различными обломочными породами.

Гумидный климат (лат. *humidus* – влажный) – климат с избыточным увлажнением, при котором количество получаемого солнечного тепла недостаточно для испарения всей влаги, поступающей в виде осадков.

Аридный климат (лат. *aridus* – сухой) – климат с высокими температурами воздуха, испытывающими большие суточные колебания, и малым количеством атмосферных осадков (100–150 мм/год) или полным их отсутствием.

Нивальный климат (лат. *nivalis* – снежный, холодный) – климат, в котором твёрдых осадков выпадает больше, чем успевает растаять и испариться.

Влияние тектонического режима не менее важно. В тектонически активных областях накапливаются мощные толщи осадочных пород. Эти толщи, как правило, характеризуются изменчивостью в пространстве и пёстрым (многокомпонентным) составом обломочного и другого материала, наличием пластов вулканогенно-осадочных пород и т. п. В тектонически спокойных областях залегают небольшие по мощности толщи осадочных пород, часто с пластами, выдержанными в пространстве, с однородным (однокомпонентным) составом обломочного материала.

Свыше 75 % всех полезных ископаемых, извлекаемых из недр Земли, заключено в осадочных горных породах. Это нефть, газ, уголь, соли, руды железа, марганца, алюминия, россыпи золота и платины, фосфориты, строительные материалы и др.

Метаморфические горные породы рассмотрены в параграфе 6.3.1.

3.5. Типы земной коры

Как отмечалось в параграфе 2.3, земная кора подразделяется по типам на континентальную и океаническую (рис. 3.20). В строении земной коры участвуют все типы горных пород, залегающие выше границы Мохоровичича (граница М) – магматические, осадочные и метаморфические.

Земная кора континентального типа укрупнено состоит из трех слоев – осадочного, гранитного и базальтового. До недавнего времени считалось, что земная кора океанического типа состоит из двух сло-

ев – осадочного и базальтового, как показано на рис. 3.20. В настоящее время имеются данные, позволяющие выделить в земной коре океанического типа три слоя.



Рис. 3.20. Схема строения земной коры

Строение земной коры находит свое отражение в основных чертах современного рельефа земной поверхности. Более подробно этот вопрос рассмотрен в параграфе 5.2.

Континентальный (материковый) тип земной коры. Мощность континентальной земной коры изменяется от 35–40 (45) км в пределах платформ до 55–70 (75) км в молодых горных сооружениях. Континентальная кора продолжается и в подводные окраины материков. В области шельфа ее мощность уменьшается до 20–25 км, а на материковом склоне (на глубине порядка 2,0–3,0 км) континентальная земная кора выклинивается. Самый верхний осадочный слой представлен осадочными горными породами мощностью от 0 до 5 (10) км в пределах платформ и до 15–20 км в тектонических прогибах горных сооружений. Скорость продольных сейсмических волн (V_p) меньше 5 км/с. В слое практически нет глубоководных отложений, но широко представлены континентальные. Второй слой – традиционно называемый «гранитный», на 50 % сложен гранитами, на 40 % – гнейсами и другими в разной степени метаморфизованными породами. Исходя из этих данных, второй слой часто называют гранитогнейсовым или гранитометаморфическим. Его средняя мощность составляет 15–20 км (иногда в горных сооружениях до 20–25 км). Скорость сейсмических волн (V_p) – 5,5–6,0 (6,4) км/с. Третий (нижний) слой называется «базальтовый». По среднему химическому составу и скорости

сейсмических волн этот слой близок к базальтам – магматическим горным породам основного состава. Возраст земной коры континентального типа ~ четырех млрд лет.

Океанический тип земной коры. Длительное время океаническая кора рассматривалась как двухслойная модель, состоящая из верхнего осадочного слоя и нижнего – базальтового. В результате проведенных детальных исследований – бурения многочисленных скважин и неоднократных драгирований (взятие образцов пород со дна океана драгами), было уточнено строение океанической коры. По современным данным океаническая земная кора имеет трехслойное строение при общей мощности от 5 до 9 (12) км, чаще 6–7 км. Некоторое увеличение мощности наблюдается под океаническими островами.

Верхний, первый слой океанической коры – осадочный, состоит преимущественно из различных осадков, находящихся в рыхлом состоянии. Его мощность от нескольких сот метров до километра. Скорость распространения сейсмических волн (V_p) в слое 2,0–2,5 км/с. Второй слой, располагающийся ниже, по данным бурения, сложен преимущественно базальтами с прослоями карбонатных и кремнистых пород. Мощность его от 1,0–1,5 до 2,5–3,0 км. Скорость распространения сейсмических волн (V_p) 3,5–4,5 (5) км/с. Третий, нижний слой бурением еще не вскрыт. Но по данным драгирования, проводимого с исследовательских судов, этот слой сложен основными магматическими породами типа габбро с подчиненными ультраосновными породами (серпентинитами, пироксенитами). Мощность слоя по сейсмическим данным от 3,5 до 5,0 км. Скорость сейсмических волн (V_p) от 6,3–6,5 км/с, а местами увеличивается до 7,0 (7,4) км/с. Возраст земной коры океанического типа – не старше 180 млн лет.

Рядом исследователей выделяются переходные типы земной коры – субконтинентальный и субокеанический. Эти типы включают элементы строения как коры континентального, так и океанического типов. Критерии отнесения земной коры к переходным типам не определены и дискуссионны.

Использованные источники [7; 16; 17; 18; 21; 22; 24; 29; 53; 54; 57; 58; 60; 63; 70; 71; 72; 74; 75; 76; 79; 81; 83; 84; 85].

Контрольные вопросы и задания

1. Охарактеризуйте средний химический состав земной коры. Назовите иерархию описания вещественного состава земной коры.

2. Что такое минерал?
3. Назовите принципы классификации минералов.
4. Приведите определения элементов симметрии.
5. Что такое сингония?
6. Охарактеризуйте диагностические свойства минералов.
7. Определите взаимосвязь между внутренним строением, химическим составом и физическими свойствами минералов.
8. Что такое породообразующие минералы? Главные породообразующие, второстепенные и акцессорные минералы?
9. Охарактеризуйте различные классы минералов. Приведите названия минералов, наиболее распространенных внутри различных классов.
10. Охарактеризуйте распределение различных классов минералов в земной коре.
11. Что такое горная порода?
12. Охарактеризуйте понятие «строение горной породы».
13. Назовите типы горных пород, слагающих земную кору. Приведите распространенность различных типов пород в земной коре.
14. Охарактеризуйте магматические горные породы.
15. Охарактеризуйте осадочные горные породы.
16. Какие полезные ископаемые связаны с магматическими и осадочными горными породами?
17. Назовите типы земной коры и охарактеризуйте каждый из типов.
18. Чем отличается геолого-геофизическое понимание терминов «океан» и «континент (материк)» от географического понимания этих терминов?

Глава 4

ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ

Стратиграфия (лат. *stratum* – настил, слой) – раздел геологии, изучающий последовательность формирования геологических тел и их первоначальные пространственные взаимоотношения. Становление геологии как науки исторической началось с определения возраста осадочных образований по остаткам ископаемых организмов, которые находили в этих образованиях. Суть метода – в одновозрастных геологических телах находятся организмы сингенетичные с этими телами. Поэтому стратиграфия тесно связана с палеонтологией, а также с геохронологией. Стратиграфия послужила основой создания геологических карт, а также стратиграфической и геохронологической шкал.

Геохронология – учение о хронологической последовательности формирования и возрасте горных пород, слагающих земную кору.

Стратиграфическая шкала – шкала, показывающая последовательность и соподчинённость стратиграфических подразделений горных пород, слагающих земную кору; отражает этапы исторического развития земной коры. Объектом стратиграфической шкалы являются слои горных пород. Основа современной стратиграфической шкалы была разработана ещё в первой половине XIX века и принята в 1881 году на II сессии Международного геологического конгресса в Болонье. Позднее стратиграфическая шкала была дополнена геохронологической шкалой.

Геохронологическая шкала отражает последовательность подразделений времени, в течение которых формировались определенные комплексы отложений, и эволюцию органического мира. Объектом геохронологической шкалы является геологическое время.

В табл. 4.1 показано соответствие таксонометрических единиц стратиграфической и геохронологической шкал. Таксон – группа дискретных объектов, связанных той или иной степенью общности свойств и признаков.

В табл. 4.2 приведена международная стратиграфическая шкала (с упрощениями).

Названия подразделений стратиграфической и геохронологической шкал происходят от греческих слов: «археос» – самый древний, древ-

нейший; «протерос» – первичный; «палеос» – древний; «мезос» – средний; «каинос» – новый. Слово «зой» происходит от «зоикос» – жизненный. Отсюда «кайнозойская эра» означает эру новой жизни и т. п.

Таблица 4.1

**Соответствие стратиграфических
и геохронологических подразделений**

Стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения
Эонотема	Эон
Эратема (группа)	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век
Зона (хронозона)	Фаза

Таблица 4.2

Международная стратиграфическая шкала (с упрощениями)

Эонотема (эон)	Эратема (группа)	Система (период)	Начало – окончание, млн лет назад
Фанерозойская	Кайнозойская	четвертичная	65 – до настоящего времени
		неогеновая	
		палеогеновая	
	Мезозойская	меловая	251–65
		юрская	
		триасовая	
	Палеозойская	пермская	535–251
		каменноугольная	
		девонская	
		силурийская	
		ордовикская	
		кембрийская	
Протерозойская	Верхнепротерозойская	вендская	600–535
	Рифейская		1650–600
	Нижнепротерозойская (карельская)		2500–1650
Архейская	Верхнеархейская (лопийская)		3150–2500
	Нижнеархейская (самская)		4000–3150

Согласно современным представлениям возраст Земли оценивается в 4,5–5 млрд лет. В современной геологии наиболее часто встречается оценка возраста в 4,55–4,56 млрд лет, с оценкой погрешности в несколько процентов. Подобные оценки основаны на данных определения возраста пород методами радиоизотопной датировки. Цифра в 4,567 млрд лет представляет собой своего рода компромисс между различными датировками возраста горных пород, которые дают цифры от 4,2 до 4,6 млрд лет.

Граница между эратемами фанерозоя проходит по крупнейшим эволюционным событиям – глобальным вымираниям организмов. Палеозой отделён от мезозоя крупнейшим за историю Земли пермo-триасовым вымиранием видов. Мезозой отделён от кайнозоя мел-палеогеновым вымиранием.

4.1. Относительная геохронология

Методы относительной геохронологии – методы определения относительного возраста горных пород, которые фиксируют только последовательность образования горных пород относительно друг друга. Эти методы базируются на нескольких простых принципах. В 1669 году датский геолог Николас Стено (1638–1686) сформулировал *принцип суперпозиции*, гласящий, что в ненарушенном залегании каждый вышележащий слой моложе нижележащего. Напомним, что в определении подчёркивается применимость принципа только в условиях ненарушенного залегания. Метод определения последовательности образования слоёв, базирующийся на принципе Стено, часто называют стратиграфическим.

Другой важнейший принцип, известный как *принцип пересечений*, сформулирован шотландским естествоиспытателем, геологом, физиком и химиком Джеймсом Хаттоном (1726–1797). Д. Хаттона считают отцом современной геохронологии. Принцип пересечений гласит, что любое тело, пересекающее толщу слоёв, моложе этих слоёв.

Отметим ещё один важный принцип: время преобразования или деформации пород моложе, чем возраст образования этих пород.

Как пример, рассмотрим использование приведенных принципов применительно к толще осадочных пород, прорванных несколькими секущими магматическими телами (рис. 4.1). Последовательность событий, изображенных на рис. 4.1, такова – первоначально происходи-

ло накопление осадочных толщ нижнего слоя (1), затем, последовательно накопление вышележащих слоев (2, 3, 4, 5), каждый из которых моложе нижележащего. Накопление осадочных пород в подавляющем большинстве случаев происходит в форме горизонтально лежащих слоев. Так первоначально залегали и сформированные слои (1–5). Позднее эти толщи были деформированы (6), и в них внедрилось тело магматических пород (7). Затем, вновь горизонтально, началось накопление вышележащего слоя, залегающего и на внедрившемся магматическом теле. При этом, учитывая, что образующийся слой лежит на выровненной горизонтальной поверхности, очевидно, что его накоплению предшествовало выравнивание территории – её размыв (8). Вслед за размывом территории накопился следующий слой (9). Наиболее молодым образованием является магматическое тело 10.

Еще одна большая группа методов относительной геохронологии – *биостратиграфические методы*. Они основаны на изучении окаменелостей – ископаемых остатков организмов, заключённых в слоях горных пород. В основе методов лежит принцип, сформулированный английским инженером, одним из основоположников биостратиграфии У. Смитом (1769–1839) – одновозрастные осадки содержат одни и те же или близкие остатки ископаемых организмов; в разновозрастных слоях пород встречаются разные комплексы остатков организмов, характеризующие развитие флоры и фауны в ту или иную геологическую эпоху. Этот принцип дополняется ещё одним важным положением, гласящим, что ископаемые флоры и фауны сменяют друг друга в определённом порядке. Таким образом, в основе всех биостратиграфических методов лежит положение о непрерывности и необратимости изменения органического мира – закон эволюции Ч. Дарвина.

Каждый отрезок геологического времени характеризуется населённостью определёнными представителями флоры и фауны. Определение относительного возраста горных пород сводится к сравнению найденных в них ископаемых с данными о времени существования этих организмов в геологической истории.

Среди биостратиграфических методов долгое время оставался важнейшим метод руководящих форм. *Руководящими формами* называют остатки вымерших организмов соответствующие следующим критериям: эти организмы существовали короткий промежуток времени; были распространены на значительной территории; окаменелости этих организмов часто встречаются и легко определяются.

Последовательность событий?

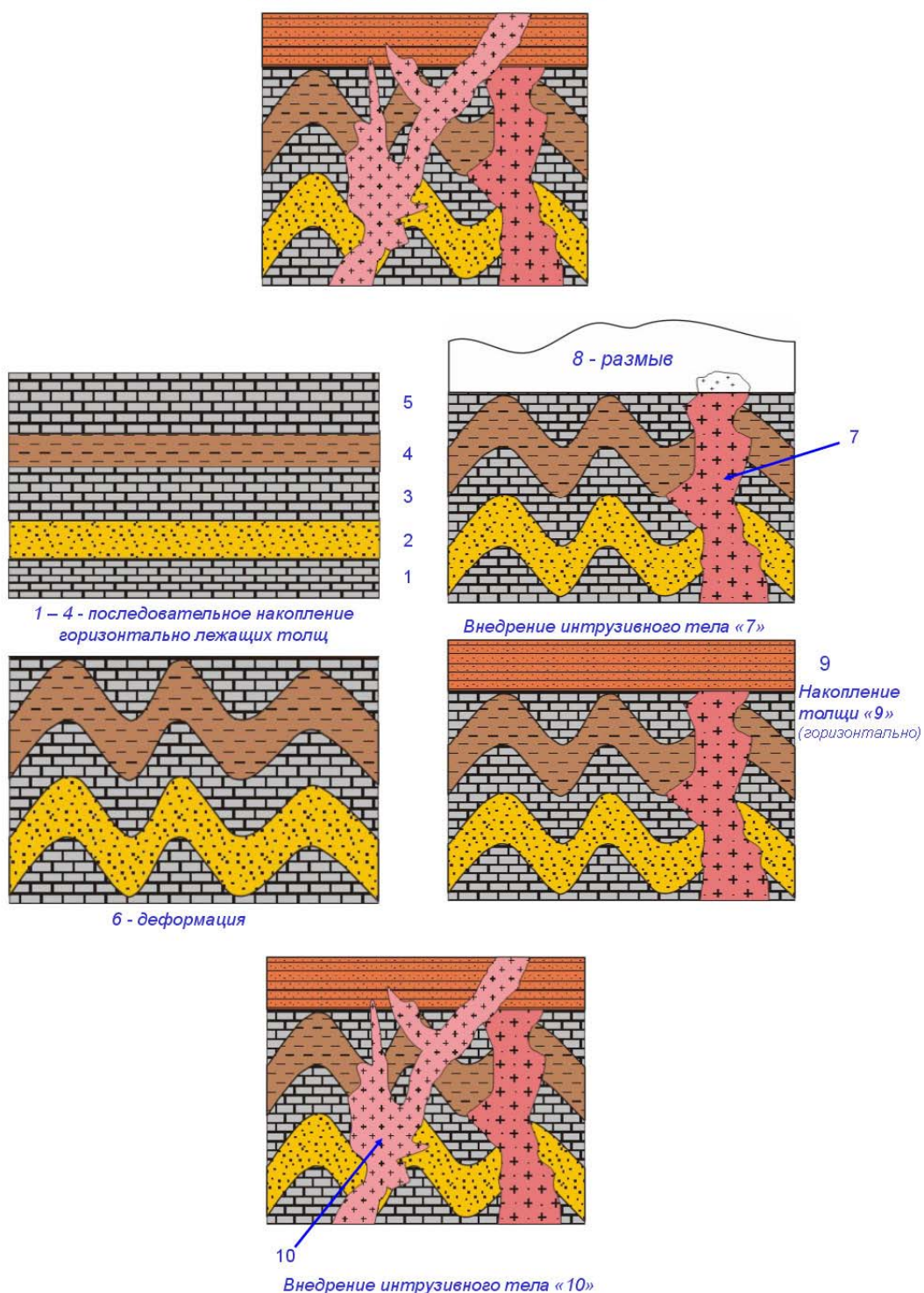


Рис. 4.1. Пример определения относительного возраста горных пород

При определении возраста среди найденных в изучаемом слое ископаемых выбирают наиболее для него характерные. Затем они сопоставляются с атласами руководящих форм, описывающими, какому интервалу времени свойственны те или иные формы. Первый из таких

атласов был создан еще в середине XIX века немецким палеонтологом Г. Бронном (1800–1862).

На сегодняшний день основным в биостратиграфии является *метод анализа органических комплексов*. При его применении вывод об относительном возрасте строится на сведениях обо всем комплексе окаменелостей, а не на находках единичных руководящих форм, что значительно повышает точность метода.

В ходе геологических исследований стоят задачи не только расчленения толщ по возрасту и отнесения их к какому-либо интервалу геологической истории, но и сопоставления – корреляции – удаленных друг от друга разновозрастных толщ. Наиболее простым методом выявления разновозрастных толщ является прослеживание слоев на местности от одного обнажения к другому. Очевидно, что этот метод эффективен только в условиях хорошей обнаженности. Более универсален биостратиграфический метод сопоставления характера органических остатков в удаленных разрезах – разновозрастные слои обладают одинаковым комплексом окаменелостей. Данный метод позволяет проводить региональную и глобальную корреляцию разрезов.

4.3. Абсолютная геохронология

Методы абсолютной геохронологии позволяют определить возраст геологических объектов и событий в единицах времени. Среди этих методов наиболее распространены методы *изотопной геохронологии*, основанные на подсчёте времени распада радиоактивных изотопов, заключенных в минералах (или, например, в остатках древесины, или в окаменелых костях животных).

Сущность методов заключена в следующем. В состав некоторых минералов входят радиоактивные изотопы. С момента образования такого минерала в нём протекает процесс радиоактивного распада изотопов, сопровождающийся накоплением продуктов распада. Распад радиоактивных изотопов протекает самопроизвольно, с постоянной скоростью, не зависящей от внешних факторов; количество радиоактивных изотопов убывает в соответствии с экспоненциальным законом. Принимая во внимания постоянство скорости распада, для определения возраста достаточно установить количество оставшегося в минерале радиоактивного изотопа и количество образовавшегося при его распаде стабильного изотопа. Эта зависимость описывается уравнением, которое часто называют *главным уравнением геохронологии* (1):

$$t = 1/\lambda \ln (Nk/Nt + 1), \quad (1)$$

где t – геологическое время, абсолютные единицы; λ – постоянная распада – доля распавшихся ядер данного изотопа за единицу времени (известная табличная величина для любого радиоактивного элемента); Nk – число изотопов конечного продукта распада; Nt – число радиоактивных изотопов, не распавшихся за время t .

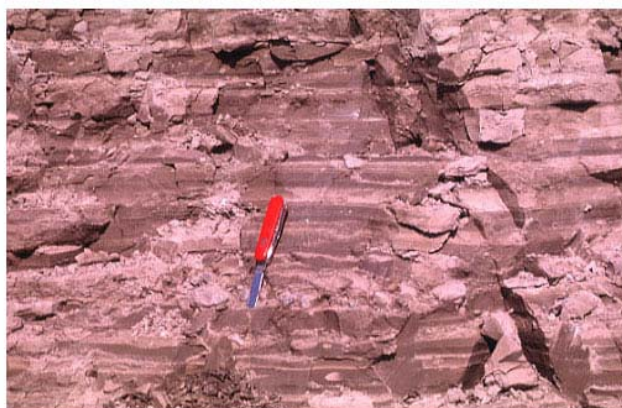
Для определения возраста используют многие радиоактивные изотопы – ^{238}U , ^{235}U , ^{40}K , ^{87}Rb и др. Названия изотопно-геохронологических методов обычно образуются из названий радиоактивных изотопов и конечных продуктов их распада – уран-свинцовый, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый и т. д.

Радиоуглеродный метод основан на изучении радиоактивного изотопа углерода C^{14} в растительной ткани (обычно в древесине). Этот изотоп образуется в атмосфере из азота N^{14} под воздействием космических лучей и усваивается живыми организмами. После отмирания организма происходит распад C^{14} с определенной скоростью, что и позволяет определить абсолютный возраст захоронения организма и вмещающих его пород. Период полураспада C^{14} сравнительно небольшой и приблизительно равен 5,5–6 тыс. лет. Поэтому радиоуглеродный метод используют для определения возраста молодых четвертичных отложений и в археологии, т. е. когда возраст объектов исследования не превышает 50–70 тыс. лет.

Следует отметить, что методы изотопной (ядерной) геохронологии имеют определенную погрешность, которая обусловлена в том числе и тем, что продолжительность астрономического года в течение длительной геологической истории Земли изменялась.

Еще одна группа методов абсолютной геохронологии представлена *сезонно-климатическими методами*. Примером таких методов является метод абсолютной геохронологии, основанный на подсчете годовичных слоев в «ленточных» отложениях приледниковых озер. Для приледниковых озер характерными отложениями служат так называемые «ленточные глины» – четко слоистые осадки, состоящие из большого числа параллельных лент (рис. 4.2). Каждая лента – результат годовичного цикла осадконакопления в условиях озер, находящихся большую часть года в замерзшем состоянии. Лента всегда состоит из двух слоев. Верхний – зимний слой, представлен глинами темного цвета (за счет обогащения органикой), образованными под ледяным покровом. Нижний – летний слой, сложен более грубозернистыми светлоокрашенными осадками. Эти осадки представлены в основном

тонкими песками или алевро-глинистыми отложениями, образованными за счет приносимого в озеро талыми ледниковыми водами материала. Каждая пара слоев (зимний – летний) соответствует году.



Обладают правильной сезонной слоистостью с чередованием *песчаных* (весенних и летних) и *глинистых, обогащённых органикой*, (осенних и зимних) прослоев

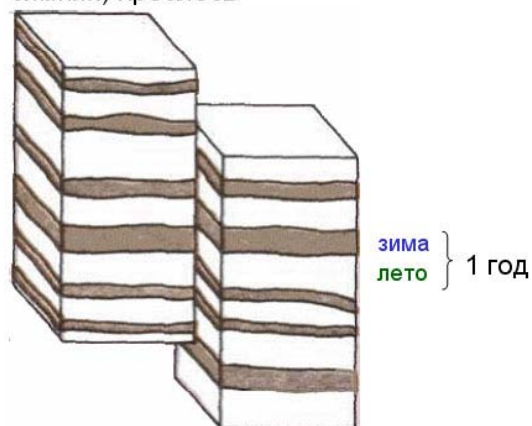


Рис. 4.2. Иллюстрация к определению абсолютного возраста озерных приледниковых отложений методом «ленточных глин»

Изучение ритмичности ленточных глин позволяет не только определять абсолютный возраст, но и проводить корреляцию расположенных неподалёку друг от друга разрезов, сопоставляя мощности слоёв.

К недостаткам сезонно-климатических методов определения абсолютного возраста следует отнести узкую область применимости этих методов – только для ледниковых отложений.

4.3. Метод актуализма.

Понятие о сравнительно-историческом методе в геологии

Геологические процессы, происходящие на Земле, характеризуются значительной длительностью и захватывают огромные территории и внутренние объёмы планеты. Время проявления геологических процессов – миллионы и миллиарды лет. Большинство геологических процессов, формирующих и изменяющих земную кору, недоступны для непосредственного наблюдения и не могут быть воспроизведены в лабораторных условиях. Оценивать геологические процессы можно

лишь по их результатам, проявляющимся, например, в образовании различных пород и руд, геологических структур, разных типов рельефа земной поверхности и т. д. Для понимания сути геологических процессов требуется восстановить их историю, т. е. в конечном счете, восстановить историю Земли как планеты. Вот почему геология, прежде всего, историческая наука.

Подход к геологии как науке исторической начал формироваться стихийно (в Средней Азии – Ибн Сина, Бируни –X–XI века, в Италии – Леонардо да Винчи – XV–XVI века, в Дании – Н. Стено – XVII век и др.), а с середины XVIII века все более сознательно (М.В. Ломоносов в России, Дж. Хаттон в Великобритании и др.).

Идеи понимания геологии как науки исторической были впервые изложены в 1795 году шотландским геологом Джеймсом Хаттоном в его работе «Теория Земли» и позднее развиты Чарльзом Лайелем в главном труде учёного «Принципы геологии» (1830 год).

Чарлз Лайель (1797–1875) – английский естествоиспытатель, один из основоположников актуализма в геологии, иностранный член-корреспондент Петербургской АН.

Термин «актуализм» появился в немецкой геологической литературе во второй половине XIX века. *Актуализм в геологии, актуалистический метод* – метод естественнонаучного познания истории развития Земли. Актуализм исходит из положения, сформулированного Лайелем «Современность – ключ к познанию прошлого». Исходя из этого положения, актуализм позволяет распространить современные знания о геологических процессах на палеогеологическую реконструкцию процессов, происходящих в прошлой геологической истории Земли. По Лайелю современные геологические процессы следует считать полностью аналогичными соответствующим процессам в геологическом прошлом Земли. Принцип актуализма оказал огромное положительное влияние на развитие современной геологии, и с ним справедливо связывают начало зарождения науки геологии.

Следует отметить, что Ч. Лайель, показав значение актуализма для расшифровки геологической истории, вместе с тем использовал актуализм в качестве одного из элементов концепции униформизма. Униформизм исходит из представления о неизменяемости системы геологических факторов во времени. Ошибочность такого подхода, особенно в литологии, была показана в ходе дискуссий, развернувшихся в Германии в 30-е, а в СССР – в 50-е годы XX века (первое Всесоюзное литологическое совещание, 1952).

В современной геологии идея актуализма претерпела серьезные изменения. Она приобрела новую, качественно более высокую форму сравнительно-исторического метода. Сравнение образований прошлых геологических эпох с современными производится не механически, а с учетом физико-химической обстановки, физико-географических условий и других факторов, которые определяли течение геологических процессов в прошлой истории Земли. *Сравнительно-исторический метод* в геологии – метод, согласно которому, изучая современные геологические процессы, можно судить об аналогичных процессах далекого прошлого. Принципиальное отличие от метода актуализма состоит в том, что сравнительно-исторический метод применяется с учетом хода развития Земли и изменяющейся геологической обстановки.

Значительный вклад в разработку сравнительно-исторического метода в геологии (особенно в литологии) внесли многие отечественные ученые – Н.М. Страхов, В.Т. Фролов, В.Н. Шванов и др.

Николай Михайлович Страхов (1900–1978) – геолог, академик АН СССР. Основоположник отечественной теоретической литологии. Главная работа Н.М. Страхова «Основы теории литогенеза» (1960, 1962) – итог развития генетической литологии 50-х годов XX века.

Владимир Тихонович Фролов (1923) – доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик Российской академии естественных наук и Международной академии наук Высшей школы. Заслуженный профессор МГУ. Автор трехтомного труда «Литология» (1992, 1993, 1995), в котором он детально охарактеризовал эволюцию литогенеза Земли.

Валентин Николаевич Шванов (1933–1999) – профессор кафедры литологии и морской геологии Санкт-Петербургского государственного университета, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный геолог Российской Федерации. Под его редакцией в 1998 году опубликован труд большого авторского коллектива «Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов». В настоящее время эта работа наиболее полно отражает современное состояние литологии.

Использованные источники [9; 13; 16; 18; 24; 29; 62; 67; 71; 72; 74; 75; 80; 81; 84].

Контрольные вопросы и задания

1. Приведите определения стратиграфии и геохронологии.
2. Что такое стратиграфическая и геохронологическая шкалы и в чем заключается их принципиальное отличие?
3. Назовите соответствие подразделений стратиграфической и геохронологической шкал.
4. Охарактеризуйте международную стратиграфическую шкалу.
5. Охарактеризуйте методы относительной геохронологии.
6. Охарактеризуйте методы абсолютной геохронологии.
7. Назовите области применимости радиоуглеродного и сезонно-климатического методов.
8. Охарактеризуйте метод актуализма в геологии. Назовите основоположников метода. Обоснуйте область применимости метода.
9. Что входит в понятие «сравнительно-исторический метод»?

Глава 5

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геологические процессы – процессы, приводящие к образованию и разрушению минералов и горных пород, изменению условий их залегания, образованию и изменению рельефа земной поверхности, изменению структуры земной коры и внутренней структуры Земли в целом. Принято делить геологические процессы на внешние (экзогенные) и внутренние (эндогенные) в зависимости от источника энергии. Экзогенные процессы в основном обусловлены энергией, получаемой Землей от Солнца и вообще из мирового пространства. Эндогенные – энергией, возникающей в недрах Земли. Геологические процессы находятся в непрерывном взаимодействии. Геологические образования могут возникать в результате совместного действия эндогенных и экзогенных процессов (например рельеф) или при преобладании одного вида процессов. Во многих случаях образование геологических тел обусловлено почти исключительно одним видом процессов, в то время как другой вид оказывает косвенное влияние. Например, тектонические структуры, магматические породы возникают под действием эндогенных процессов, осадочные – под действием экзогенных.

К названию процессов (эндогенных и экзогенных) часто добавляется термин «геодинамические». *Геодинамика* (от греч. *ge* – Земля и *dynamis* – сила) – отрасль геологии, изучающая силы и процессы в коре, мантии и ядре Земли, обуславливающие глубинные и поверхностные движения масс во времени и пространстве.

5.1. Эндогенные процессы

Эндогенные процессы – геологические процессы, связанные с энергией, возникающей в недрах Земли. К ним относятся тектонические движения земной коры, магматизм, метаморфизм, сейсмическая активность. В современной геологии предполагается, что главными источниками энергии таких процессов являются генерация тепла и перераспределение материала в недрах Земли по плотности (гравитационная дифференциация).

Большинство исследователей, в том числе общепризнанный авторитет в области тектоники В.Е. Хаин, считают, что энергетический баланс Земли складывается в порядке убывающего значения: из тепла гравитационной дифференциации; остаточного тепла аккреции Земли; радиогенного тепла; приливного тепла; механической энергии гравитации, включая проявления гравитационной неустойчивости в мантии и коре. По существу, роль лишь одного из этих факторов – радиогенного тепла – поддается относительно строгой количественной оценке, для остальных источников энергии основные параметры весьма неопределенны. Аккреция (от лат. *accretio* – приращение, увеличение) – падение вещества на космическое тело под действием сил тяготения. Она сопровождается выделением гравитационной энергии.

Виктор Ефимович Хаин (1914–2009) – отечественный геолог, академик АН СССР и академик РАН. Основные труды – по региональной тектонике материков, классификации основных структурных элементов земной коры.

Необходимо упомянуть еще один фактор, вызывающий структурные изменения в верхней части земной коры – космогенный, а именно кратерообразующий эффект метеоритных бомбардировок. Действие этого фактора было наиболее значительным на ранней стадии развития Земли, но не прекратилось вплоть до современной эпохи.

Непрерывная генерация тепла в недрах Земли ведёт к образованию потока тепла к поверхности – конвективные (конвекционные) потоки (см. рис. 2.5). Предполагается, что основной источник образования магмы – астеносфера. Возникающие в ней конвекционные потоки являются предположительной причиной вертикальных и горизонтальных движений в литосфере. Конвекция (от лат. *convectio* – принесение, доставка) – перенос теплоты в жидкостях, газах или сыпучих средах потоками вещества. Естественная (свободная) конвекция возникает в поле силы тяжести при неравномерном нагреве снизу текучих или сыпучих веществ. Нагретое вещество перемещается относительно менее нагретого в направлении, противоположном направлению силы тяжести. Интенсивность конвекции зависит от разности температур между слоями, теплопроводности и вязкости среды. Конвекция происходит в масштабе всей мантии, возможно, отдельно в нижней и верхней. Согласно современным воззрениям она обуславливает перемещение литосферных плит (см. рис. 2.14).

В зонах вулканических поясов островных дуг и окраин континентов основные очаги магм в мантии связаны с глубинными наклонны-

ми разломами – сейсмофокальные зоны Бенъофа–Заварицкого. Такие разломы уходят под континенты со стороны океана приблизительно до глубины 700 км. Достигая приповерхностных частей земной коры, магма внедряется в них в виде различных по форме интрузивов (плутонов) или изливается на поверхность, образуя вулканы.

Александр Николаевич Заварицкий (1884–1952) – советский геолог и петрограф, академик АН СССР. Автор фундаментальных научных трудов в широком спектре наук о Земле – петрография, рудные месторождения, метеоритика, вулканология, физико-химические основы магматических процессов.

Хьюго Бенъоф (1899–1968) – американский сейсмолог. Установил, что погружение океанических плит под континентальные (субдукция) вызывает землетрясения. Чем дальше от моря происходит субдукция, тем глубже находится очаг землетрясения.

Гравитационная дифференциация привела к расслоению Земли на геосферы разной плотности. На поверхности Земли гравитационная дифференциация проявляется в форме тектонических движений, которые, в свою очередь, ведут к тектоническим деформациям пород земной коры и верхней мантии. Накопление и последующая разрядка тектонических напряжений вдоль активных разломов приводят к землетрясениям.

Оба вида глубинных процессов – радиоактивное тепло и гравитационная дифференциация – тесно связаны. Радиоактивное тепло, понижая вязкость материала, способствует его дифференциации, а дифференциация ускоряет вынос тепла к поверхности. Предполагается, что сочетание этих процессов ведёт к неравномерности во времени выноса тепла и лёгкого вещества к поверхности, что, в свою очередь, может объяснить наличие в истории земной коры тектономагматических (тектонических) циклов (они же циклы тектогенеза). Предполагается, что пространственная и временная изменчивость глубинных процессов обусловила разделение земной коры на зоны различной тектонической активности: относительно стабильные – платформы; активные – подвижные пояса.

С эндогенными процессами связано образование многих важнейших полезных ископаемых. Это, например, хромовые, железные, титановые, никелевые, медные, кобальтовые, платиновые руды, руды фосфора, свинца, вольфрама, молибдена, бериллия, лития, цезия, ниобия, тантала, частично олова, урана, редкоземельных элементов и т. д.

5.2. Экзогенные процессы

Экзогенные процессы – геологические процессы, обусловленные внешними по отношению к Земле источниками энергии. Это преимущественно солнечное излучение в сочетании с силой тяжести. Такие процессы протекают в поверхностной и приповерхностной зоне земной коры в форме механического и физико-химического взаимодействия литосферы с гидросферой, атмосферой и биосферой.

К ним относятся выветривание; геологическая деятельность ветра (эоловые процессы); поверхностных и подземных вод; озер и болот; морей и океанов; ледников; процессы, происходящие в криолитозоне (зоне «вечной мерзлоты»).

Главные формы проявления экзогенных процессов: разрушение горных пород и преобразование слагающих их минералов (физическое, химическое, органическое выветривание); перенос разрыхлённых и растворимых продуктов разрушения горных пород водой, ветром и ледниками; отложение (аккумуляция) продуктов переноса в виде осадков на суше или на дне водных бассейнов; постепенное преобразование осадков в осадочные горные породы.

Экзогенные процессы обуславливают формирование многих месторождений полезных ископаемых. Например, в тропическом климате при специфических процессах выветривания и осадконакопления образуются руды алюминия (бокситы), железа, никеля, марганца и др. В результате селективного отложения минералов водными потоками формируются россыпи золота и алмазов. В условиях, благоприятствующих накоплению органического вещества и обогащенных этим веществом толщ осадочных горных пород, возникают горючие полезные ископаемые (каустобиолиты).

Эндогенные и экзогенные процессы в их сочетании формируют рельеф поверхности Земли.

5.3. Рельеф земной поверхности как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов

Рельеф – совокупность форм поверхности, характеризующих ту или иную часть литосферы. Одним из основных направляющих и регулирующих факторов в формировании рельефа всегда служит сила

тяжести. Она действует одновременно с эндогенными и экзогенными процессами.

Деятельность эндогенных процессов проявляется в различных частях литосферы и в разное геологическое время с неодинаковой интенсивностью. В определенные моменты, называемые *циклами тектогенеза*, интенсивность эндогенных процессов наиболее высока и растет быстрыми темпами. В другие моменты эта интенсивность ослабевает и проявляется в виде медленных (эпейрогенических) колебаний земной коры. Наконец, в известные периоды воздействие эндогенных процессов на поверхность Земли (или на отдельные ее зоны) почти полностью прекращается. Закономерности в изменении интенсивности проявления эндогенных процессов на поверхности Земли до настоящего времени полностью не раскрыты.

В отличие от эндогенных деятельность экзогенных процессов при формировании рельефа происходит более плавно и равномерно в пространстве и времени. Результаты действия экзогенных процессов зависят главным образом от совокупности господствующих в той или иной области метеорологических условий, т. е. климата. В зависимости от него наблюдается зональность в распределении форм рельефа – тропические, пустынные, степные, лесные, полярные зоны и т. д. При экзогенных процессах в широком масштабе происходит перемещение жидких и твердых масс по земной поверхности от более возвышенных точек к более низким местам под влиянием силы тяжести. Отсюда становится понятной контролирующая роль силы тяжести в формировании рельефа. Такие сильно влияющие на рельеф явления, как возникновение ледниковых покровов, падение крупных метеоритов, образование вечной мерзлоты, также являются экзогенными процессами.

Деятельность экзогенных процессов в целом направлена против действия эндогенных. Эндогенные процессы создают первичные неровности рельефа – поднятия и впадины; экзогенные процессы стремятся разрушить и срезать поднятия и заполнить впадины осадками, т. е. выровнять их. Эндогенные процессы формируют основные формы рельефа земной поверхности; экзогенные стремятся эти формы разрушить, нивелировать.

Процессы выравнивания рельефа объединяются в обобщающем термине – *денудационные процессы*. *Денудация* (от лат. *denudatio* – обнажение) – совокупность процессов сноса и переноса (водой, ветром, льдом, непосредственным действием силы тяжести) продуктов разрушения горных пород в пониженные участки земной поверхно-

сти. Действие денудационных процессов проявляется до определенного уровня земной поверхности, называемого базисом эрозии. *Базис эрозии* – уровень, ниже которого водный поток не может углублять свое ложе вследствие потери энергии. Различают общий (главный) и местные базисы эрозии. За общий (главный) базис эрозии принимается уровень Мирового океана. Местный базис эрозии может располагаться на любой высотной отметке и быть либо постоянным (уровень впадения реки в океан), либо временным. Пример временного местного базиса эрозии – водопад на реке. С течением времени (постепенное разрушение водой горных пород верхней кромки водопада) этот базис эрозии изменяет свою высотную отметку.

Под действием денудационных процессов образуются *поверхности выравнивания*. Образовавшиеся в гумидном (семигумидном) климате такие поверхности называются *пенеплен*, в аридном (семиаридном) – *педиплен*.

Семигумидный климат (от лат. *semi* – полу и *humidus* – влажный) – полувлажный климат, типичный для лесостепей и северной части субтропического пояса.

Семиаридный климат – климат менее сухой, чем собственно аридный климат.

Большую роль в формировании рельефа играет биосфера (в частности, растительный покров). За последние два столетия техногенная деятельность человека (как части биосферы) также оказывает значительное влияние на формирование рельефа – отвалы крупных горнодобывающих предприятий, мелиорация, распахиwanie целинных земель и т. д.

На поверхности суши почти нет форм рельефа, обусловленных деятельностью только эндогенных процессов. Исключения составляют вулканические постройки и современные зоны активной тектонической и сейсмической деятельности. Наилучшей сохранностью формы рельефа, обусловленные эндогенными процессами, обладают на дне крупных водоемов – океанов и морей.

Использованные источники [9; 16; 18; 24; 29; 49; 71; 74; 75; 76; 81; 84; 85].

Контрольные вопросы и задания

1. Что вы знаете о геологических процессах?
2. По преобладающему действию какого фактора геологические процессы подразделяются на эндогенные и экзогенные?

3. Какие эндогенные и экзогенные процессы вам известны?
4. Какие полезные ископаемые связаны с эндогенными процессами, а какие – с экзогенными?
5. Охарактеризуйте формирование рельефа земной поверхности как результат совместного действия эндогенных и экзогенных процессов.
6. Что такое аридный и гумидный климат?
7. Дайте определения базиса эрозии и денудации.
8. Что такое пенеппен и педиппен?

Глава 6

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Общая характеристика эндогенных процессов приведена в параграфе 5.1. Рассмотрим эти процессы более подробно.

6.1. Тектонические движения земной коры

Горные породы, слагающие земную кору, начиная от их образования практически никогда не остаются неподвижными. Породы перемещаются во многих направлениях – вверх, вниз и в любом горизонтальном направлении. Такие разнонаправленные механические перемещения масс земной коры называют *тектоническими движениями*. Тектонические движения – механические движения земной коры, вызываемые силами, которые действуют в земной коре и главным образом в мантии Земли. Тектонические движения приводят к деформации слагающих кору пород. О наличии таких движений свидетельствуют многие факты, например:

- широкое распространение морских отложений на материковых возвышенностях и высочайших горах. Этот факт свидетельствует о наличии восходящих (положительных) движений горных пород от места их образования;

- размещение осадочных толщ явно континентального происхождения значительно ниже уровня Мирового океана (в Донбассе континентальные угленосные толщи залегают на глубинах до 8–10 и более километров). Этот факт указывает на существование нисходящих (отрицательных) перемещений горных пород;

- складчатость линейного типа – надвиги, шарьяжи, – что свидетельствует о горизонтальном перемещении масс горных пород. Надвиг – одна из форм нарушенного залегания горных пород, возникающая в процессе тектонических движений. Образуется при надвигании одних масс горных пород на другие по наклонной плоскости разрыва в земной коре. Шарьяж (от фр. Charrier – катить, везти, волочить) – горизонтальный или пологий надвиг с перемещением масс в виде покрова на расстояния, достигающие нескольких десятков, иногда первых сотен километров.

Разнонаправленное перемещение горных масс – естественное свойство земной коры, ее нормальное физическое состояние.

В современной геологии выделяют два основных типа тектонических движений – эпейрогенические (или колебательные) и орогенические (складчатые).

Эпейрогенические движения – медленные вековые поднятия и опускания земной коры, не вызывающие изменения первичного залегания пластов. Эти движения имеют колебательный характер и обратимы, т. е. поднятие может смениться опусканием. Среди эпейрогенических движений различают:

- современные. Такие движения зафиксированы в памяти человечества и их можно измерить инструментально путем проведения повторного нивелирования. Скорость современных колебательных движений в среднем не превышает 1–2 см/г., а в горных районах она может достигать и 20 см/г.;

- неотектонические – движения за неоген-четвертичное время (~25 млн лет). Принципиально неотектонические движения ничем не отличаются от современных. Такие движения отражены в современном рельефе, главный метод их изучения – геоморфологический. Их скорость в горных районах – 1 см/г.; на равнинах – 1 мм/г. Геоморфология – наука о рельефе земной поверхности;

- древние (палеотектонические) движения зафиксированы в разрезах осадочных пород. Мощность накопившихся осадков рассматривается как мера тектонического опускания за время накопления осадка, а слоистость и ритмичность в строении осадочных пород – показатели колебательных движений. Скорость древних колебательных движений по оценке ученых меньше 0,001 мм/г.

При оценке скорости эпейрогенических движений следует учитывать, что чем длительнее интервал оценки, тем меньше будет усредненное значение оцениваемого параметра. Это обусловлено наложением результатов геологических процессов.

Эпейрогенические движения обуславливают трансгрессии и регрессии моря. *Трансгрессия моря* – геологическое явление, при котором уровень моря повышается по отношению к земле, и в результате затопления береговая полоса движется в направлении более высоких мест. *Регрессия моря* – отступление моря от берегов. Происходит в результате поднятия суши, опускания дна океана или уменьшения объёма воды в океанических бассейнах (например во время ледниковых эпох).

Орогенические движения происходят в двух направлениях – горизонтальном и вертикальном. И горизонтальные, и вертикальные

движения приводят к смятию пород в складки, разрыву сплошности пород и образованию различных структурных форм земной коры, в том числе и к горообразованию (орогенез). Орогенические движения протекают значительно быстрее, чем колебательные. Они сопровождаются активными эффузивным и интрузивным магматизмом, а также метаморфизмом.

6.1.1. Понятие о деформации горных пород

Деформация горных пород (лат. *Deformatio* – изменение формы, искажение) – изменение относительного положения частиц пород, вызывающее изменения размеров, объёма, формы отдельных участков или массивов горных пород. Деформация горных пород происходит в результате действия естественных статических (горное, оно же литостатическое давление) или динамических нагрузок (тектонические деформации, выбросы газов, горные удары и др.). Кроме того, горные породы подвергаются деформациям при ведении горных работ – различные способы разрушения горного массива, электрические, магнитные воздействия на массив, фазовые превращения и т. д. По физической сущности деформации разделяют на: упругие, исчезающие после прекращения вызвавшей их нагрузки; пластические, если после снятия нагрузки деформации не исчезают; предельные, или разрушающие, сопровождающиеся нарушением сплошности вследствие возникающих в горных породах новых поверхностей раздела и трещин. Длительное действие постоянных нагрузок приводит к постепенному росту деформации. При этом наблюдается постепенный переход упругой деформации в пластическую и далее в разрушающую. Согласно «Горной энциклопедии», по преобладающему типу деформации все горные породы подразделяются на упругохрупкие (кварциты, граниты), упругопластические (роговики, базальты), пластические (мраморы, гипсы и др.).

Деформации, происходящие в горных породах земной коры, в наибольшей степени соответствуют понятию реологических процессов. *Реология* (от греч. rheos – течение, поток и ...логия) – наука о деформациях и текучести вещества. Реология рассматривает процессы, связанные с необратимыми остаточными деформациями и течением разнообразных вязких и пластических материалов, а также явления релаксации напряжений, упругого последействия и т. д. *Реологические свойства горных пород* – совокупность свойств, определяющих способность горных пород изменять во времени напряжённо-деформированное состояние в поле действия механических сил. К ос-

новным реологическим свойствам относятся: упругость; пластичность; прочность; вязкость; ползучесть; релаксация напряжений.

Упругость горных пород – свойство горных пород восстанавливать исходную форму и размеры после снятия механической нагрузки. Полное восстановление формы возможно только в случае, если не превышен предел упругой деформации. Пределом упругой деформации называется минимальное напряжение, при котором начинаются необратимые пластические деформации.

Прочность горных пород – свойство горных пород в определённых условиях (не разрушаясь) воспринимать воздействия механических и других (температурных, магнитных и др.) нагрузок. При разработке месторождений, когда на горные породы воздействуют нагрузки от технологических процессов (бурение, взрывание, экскавация и др.), вместо термина «прочность» намного чаще используют термин «крепость горных пород».

Пластичность горной породы – свойство горных пород необратимо деформироваться без микроскопических нарушений сплошности под действием механической нагрузки. Пластичность увеличивается с ростом температуры и давления. Наиболее пластичные горные породы – глины, графит, каменная соль и некоторые др. Под давлением 0,98–1,96 МПа гранит и диабаз становятся пластичными. Потому при изменении давления и других параметров среды горные породы могут не только деформироваться, но и изменять свои реологические свойства.

Вязкость горной породы – способность горной породы необратимо поглощать энергию в процессе деформирования. На практике определяют коэффициент относительной вязкости. В испытуемый массив заделываются специальные отрывники. Коэффициент относительной вязкости устанавливается как отношение усилия, требуемого для отделения отрывником образца от испытуемого массива, к эталонному усилию, необходимому для отрыва образца от массива известняка. Величина коэффициента относительной вязкости изменяется от 0,5 до 3 (например, для мрамора – 0,7; песчаника – 1,2; гранита – 1,3; кварцита – 1,9; базальта – 2,2). С увеличением вязкости возрастают поглощение упругих волн и энергоемкость процессов дробления и измельчения пород при переработке полезных ископаемых и взрывных работах.

Ползучесть горной породы – медленная, непрерывная пластическая деформация горных пород под воздействием постоянной нагрузки или механических напряжений. Ползучесть в той или иной мере присуща всем твёрдым телам (как кристаллическим, так и аморф-

ным), подвергнутым любому виду нагрузки. Ползучесть проявляется при температурах от криогенных до близких к температуре плавления. Деформация и скорость ползучести при постоянной нагрузке увеличиваются с ростом температуры.

Релаксация напряжений в горных породах – изменение во времени поля напряжений образца породы или горного массива. Релаксация напряжений является функцией времени и состоит в убывании упругой и возрастании необратимой деформации при неизменной общей нагрузке. Для прочных горных пород значения времени релаксации напряжений очень велики (сотни и тысячи лет), для слабых – несколько суток.

6.1.2. Понятие о дислокациях горных пород.

Пликативные и дизъюнктивные дислокации

Основной областью накопления осадков является дно морей и океанов. Здесь осадки часто отлагаются в виде параллельных, практически горизонтальных слоев. Однако в процессе геологического развития первоначальные формы залегания горных пород обычно нарушаются под влиянием эндогенных процессов, главным образом – тектонических движений земной коры. *Дислокацией* называется любое нарушение первоначального горизонтального залегания горных пород. Дислокации подразделяются на складчатые (пликативные) и разрывные (дизъюнктивные).

Складчатые дислокации (складчатые нарушения) – дислокации, которые происходят без разрыва сплошности пластов. Среди них различают следующие основные формы: моноклинали, флексуры и складки.

Моноклинали представляют собой толщи пластов горных пород, равномерно наклоненных в одну сторону на значительном протяжении (рис. 6.1, а).

Флексурами называются уступообразные нарушения горизонтально (или моноклинально) лежащих пластов (рис. 6.1, б). Флексуры обычно возникают при блоковых смещениях нижележащих пород. При смещениях небольшой амплитуды разрыва не происходит, но мощность пород в зоне сдвига часто бывает сокращенной. У флексур различают нижнее, соединительное и верхнее крылья. Соединительное крыло представляет собой участок, на котором пласты имеют крутой наклон и сокращенную мощность.

Складкообразующие движения наглядно проявляются в образовании пликативных дислокаций – складок. *Складки* – это изгибы сло-

ев горных пород без разрыва сплошности под действием давления. Они являются основной формой пликативных дислокаций. Складки бывают двух основных видов – антиклинальные и синклинали. Антиклинальными называются выпуклые складки, в которых пласты падают в противоположные стороны, а в центральных частях залегают более древние породы, чем на периферии (рис. 6.2, а). Синклинальными называются вогнутые складки, в которых пласты падают навстречу друг другу, а в центральных частях располагаются более молодые породы, чем на периферии (рис. 6.2, б).

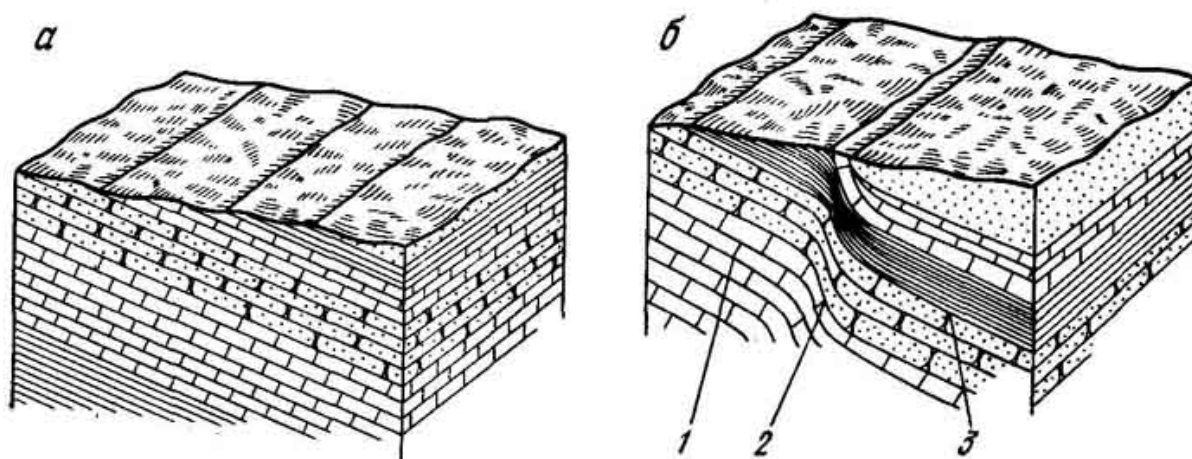


Рис. 6.1. Моноклираль (а) и флексура (б). Крылья флексуры: 1 – нижнее; 2 – соединительное; 3 – верхнее

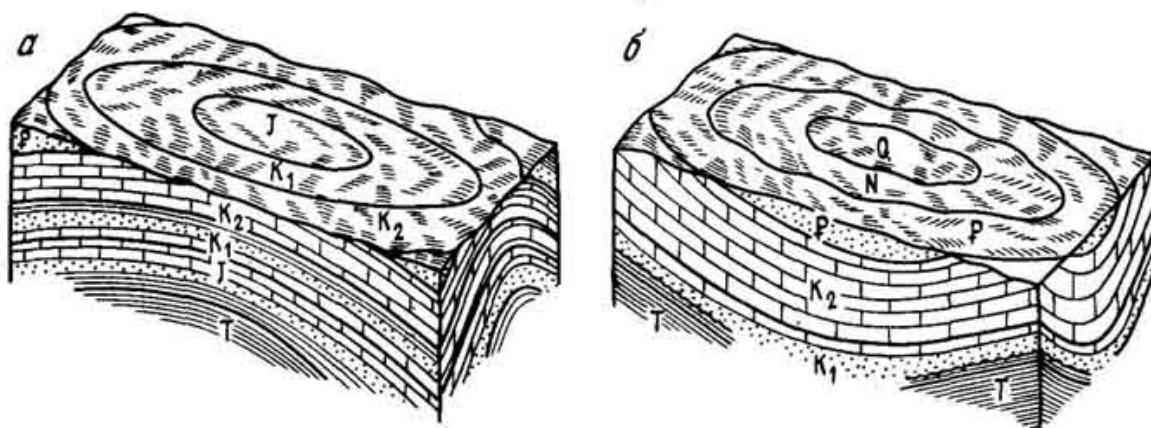


Рис. 6.2. Антиклинальная (а) и синклинали (б) складки. Латинскими буквами показан возраст горных пород: *J* – юра, древнее, чем *K*₁, *K*₂ (кайнозойские отложения); *Q* – четвертичные отложения, моложе, чем *N* (неоген) и *P* (палеоген)

Антиклинальные и синклинали складки имеют следующие элементы: крылья; шарнир; замок; угол; осевую поверхность; ось; ядро. Складки характеризуются шириной, амплитудой и длиной (рис. 6.3).

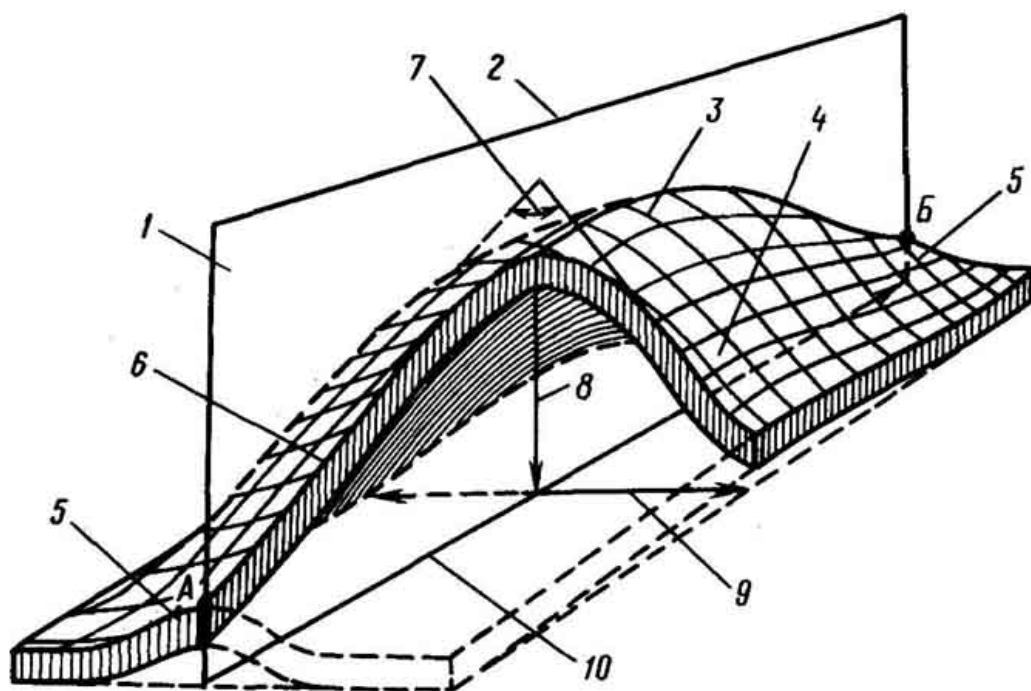


Рис. 6.3. Элементы складки (1/4 складки условно удалена): 1 – осевая плоскость; 2 – ось; 3 – свод (замок); 4 – крыло; 5 – периклираль; 6 – шарнир АБ; 7 – угол складки; 8 – амплитуда; 9 – ширина; 10 – длина

Крылья – боковые части складки. Шарнир – линия, проходящая через точки максимального перегиба любого из пластов, образующих складку. В продольном вертикальном разрезе шарнир нередко воздымается и погружается (ундулирует). Замок – участок складки в области шарнира, где происходит перегиб крыльев. Иногда замок антиклинальной складки называют сводом, а замок синклинали – мульдой. Угол складки – угол, заключенный между крыльями складки, мысленно продолженными до их пересечения. Осевая поверхность – воображаемая поверхность, проходящая через шарниры всех пластов складки. Ось складки (осевая линия складки в плане) – линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной плоскостью. Ядро складки – толща горных пород, слагающих замок антиклинальных и синклиналий. Ширина – расстояние между крыльями складки. При наличии нескольких параллельных складок ширина складки определяется как расстояние между осевыми поверхностями двух соседних антиклиналей или синклиналий. Амплитуда складки – вертикальное расстояние от перегиба антиклиналя до перегиба сопряженной синклинали. Длина – расстояние в плане от одного периклинального окончания до другого. Замыкание антиклинальной складки называется периклиралью, а замыкание синклиналий – центриклиралью.

Складки различаются по особенностям строения, отражающимся в поперечном разрезе и плане. По особенностям строения в разрезе складки делятся на ряд форм. По положению осевой поверхности и крыльев выделяют прямые, наклонные, лежащие и перевернутые складки. У прямых осевая поверхность вертикальная, а крылья располагаются симметрично (рис. 6.4, а). Осевая поверхность наклонных складок наклонена, крылья падают в разные стороны (рис. 6.4, б). Разновидностью наклонных являются опрокинутые складки, оба крыла которых наклонены в одну сторону. У лежащих осевая поверхность находится в положении, близком к горизонтальному, крылья почти параллельны друг другу (рис. 6.4, в). Осевая поверхность перевернутых складок находится ниже горизонтальной плоскости, крылья развернуты (рис. 6.4, г).

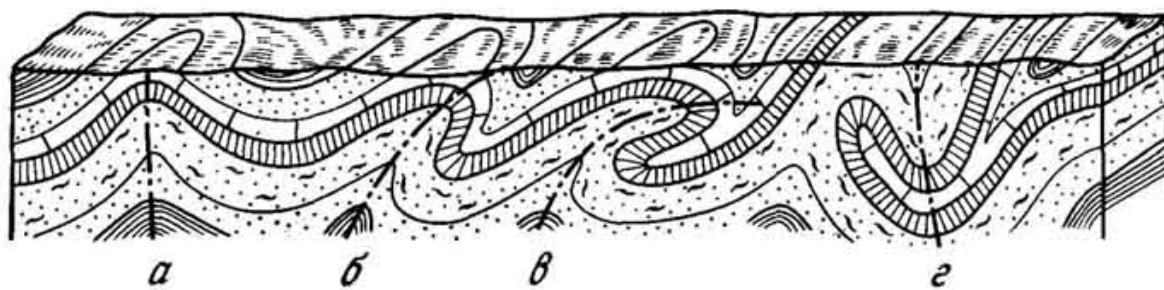


Рис. 6.4. Типы складок по положению осевой поверхности: а – прямая; б – наклонная; в – лежащая; г – перевернутая

Особенности строения складок в плане также позволяют выделить ряд форм. Назовем только одну – брахискладку. Отношение длины к ширине для этой формы складок изменяется в пределах 2:1–5:1. В плане эти складки имеют округлые изометричные очертания. Наклон крыльев пологий. Различают брахиантиклинали и брахисинклинали.

В классификации складок, кроме указанных, существует еще множество форм. Эти вопросы детально рассматриваются в специальном разделе геологии – структурной геологии.

Разрывные дислокации (дизъюнктивные нарушения) – дислокации, сопровождающиеся разрывом сплошности пластов горных пород. Они возникают в результате возрастания нагрузки, на которую горные породы реагируют как тела, обладающие реологическими свойствами. Различают два вида разрывов:

– *трещины* – разрывы без заметного смещения участков пород друг относительно друга. Совокупность трещин называется *трещиноватостью*;

– *дизъюнктивы* – разрывы с заметным смещением участков пород друг относительно друга.

Плоскость, по которой происходит смещение участков пород при дизъюнктивных нарушениях, называется плоскостью разрыва, или сместителем. Примыкающие к этой плоскости участки горных пород называются крыльями (или блоками). Когда сместитель имеет наклонное положение, различают висячее и лежащее крылья. Величина перемещения пластов по сместителю называется амплитудой смещения (или разрыва). Различают амплитуды: истинную (наклонную) – расстояние в плоскости сместителя между кровлей или подошвой одного и того же пласта в висячем и лежащем крыльях; вертикальную – проекцию истинной амплитуды на вертикальную плоскость; горизонтальную – проекцию истинной амплитуды на горизонтальную плоскость; стратиграфическую – расстояние по нормали между кровлей или подошвой одного и того же пласта в висячем и лежащем крыльях (рис. 6.5).

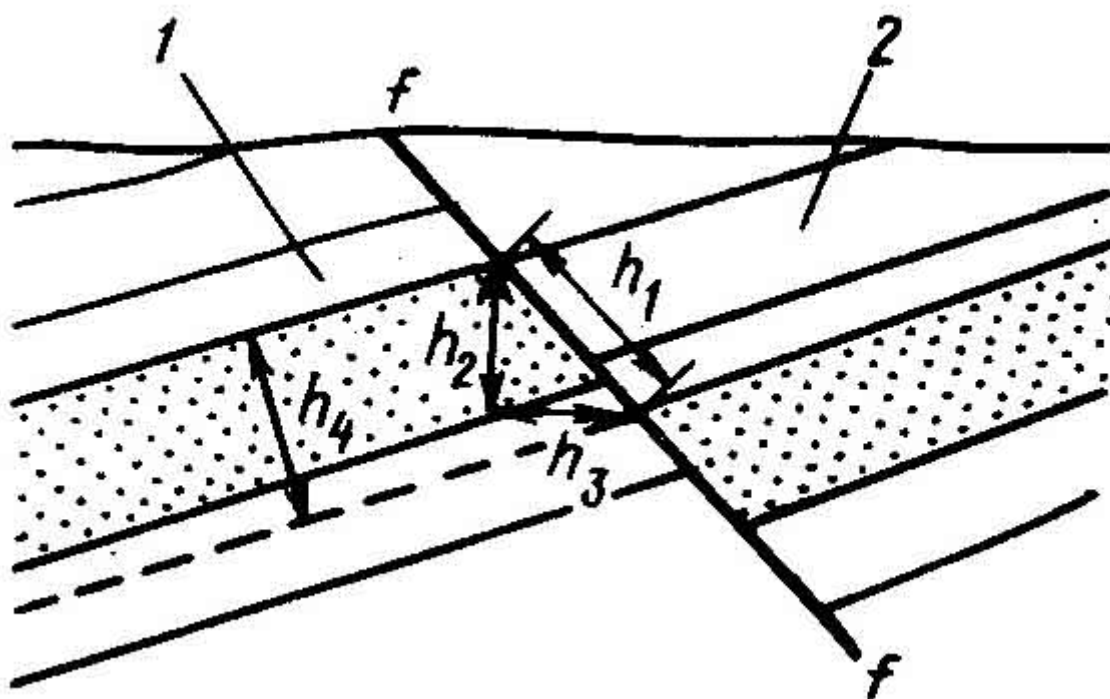


Рис. 6.5. Элементы дизъюнктивной дислокации: ff – сместитель; h_1 – h_4 – амплитуды смещения – соответственно истинная, вертикальная, горизонтальная, стратиграфическая; 1 – лежащее крыло; 2 – висячее крыло

По характеру, величине, направлению и углу относительного перемещения крыльев разрывы подразделяются на сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги, грабены и горсты.

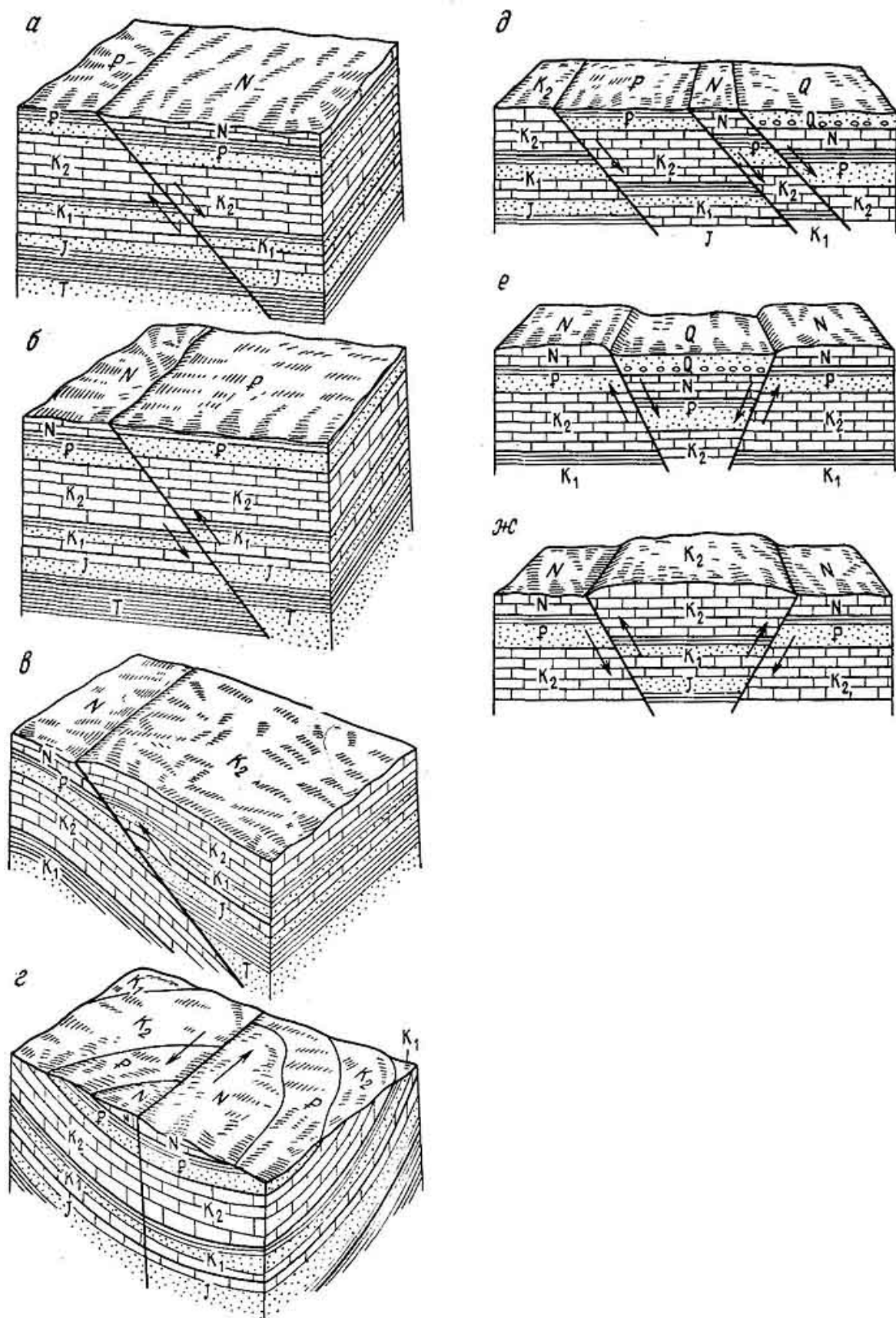


Рис. 6.6. Дизъюнктивные дислокации: а – сброс; б – взброс; в – надвиг; г – сдвиг; д – ступенчатый сброс; е – грабен; жс – горст

Сбросы представляют собой разрывные нарушения, у которых сместитель наклонен в сторону опущенного крыла, а висячее крыло смещено вниз по отношению к лежащему. Угол наклона сместителя к горизонтальной плоскости составляет $40\text{--}60^\circ$ (рис. 6.6, *а*). При вертикальном положении сместителя сбросы называются вертикальными.

Взбросы – разрывные дислокации, у которых сместитель наклонен в сторону поднятого крыла, а висячее (поднятое) крыло по отношению к лежащему (опущенному) крылу смещено вверх по круто падающему сместителю (более 60°) (рис. 6.6, *б*).

Надвиги – разрывные дислокации типа взброса, висячее крыло которых надвинуто на лежащее по пологому (менее 40°) сместителю (рис. 6.6, *в*). Пологие надвиги большой горизонтальной амплитуды при малом угле наклона сместителя называются шарьяжами, или тектоническими покровами. Горизонтальная амплитуда их может достигать 30–40 км, иногда – до сотен километров.

Сдвиги представляют собой разрывные дислокации, крылья которых смещаются преимущественно в горизонтальном направлении, параллельно простиранию сместителя. Они нередко сочетаются со сбросами, взбросами и надвигами (сбросо-сдвиги и т. д.) (рис. 6.6, *г*).

Разрывные нарушения обычно встречаются группами, образуя сложные дизъюнктивы – ступенчатые сбросы, грабены и горсты. Ступенчатые сбросы представляют собой систему сбросов, в которой каждое последующее крыло опущено относительно предыдущего (рис. 6.6, *д*). Грабен – система ступенчатых сбросов, в которой центральная часть опущена относительно периферийных блоков (рис. 6.6, *е*). Горст – система взбросов, в которой центральная часть приподнята по отношению к периферийным блокам (рис. 6.6, *ж*).

6.1.3. Понятие о напряженном состоянии земной коры

Тот факт, что горные породы постоянно испытывают большие напряжения, давно известен. Впервые с этим столкнулись строители туннелей в XIX веке, когда началось изучение напряженного состояния массивов горных пород.

Источники напряжений в земной коре можно разделить на три группы:

- факторы, связанные с эндогенными процессами, происходящими не только в земной коре, но также и в мантии Земли;
- факторы, связанные с экзогенными процессами, такими как покровные оледенения, нагрузка искусственных водохранилищ, эрози-

онная деятельность рек, откачка нефти, газа, воды с глубин в первые километры и т. д.;

– факторы, связанные с космическими источниками, например с ротационными силами Земли, а также с приливным воздействием Луны.

Эндогенные процессы формируют поля напряжений от первых десятков до сотен МПа. Ротационные силы создают напряжения, не превышающие 0,1 Па. Приливные силы в результате взаимодействия Луны, Солнца и Земли обуславливают напряжения до 10 Па. Факторы, связанные с экзогенными процессами, также формируют поля напряжений, намного меньшие, чем поля напряжений, создаваемые эндогенными процессами. Отсюда именно эндогенные процессы генерируют как глобальное поле напряжений Земли, так и тектонические движения в земной коре.

Рассмотрим эндогенные источники поля напряжений. Наиболее важное значение имеет термогравитационная неустойчивость вещества мантии Земли до глубин 2 900 км (граница мантии и внешнего ядра Земли). Особенно это относится к астеносфере, где вязкость вещества на 2–3 порядка меньше, чем в вышележащих слоях верхней мантии и земной коры. Медленные движения вещества астеносферного слоя через вязкое трение передают усилия в вышележащую часть мантии и земную кору, т. е. в литосферу, обуславливая напряжения, а отсюда и деформации в литосфере. Полагают, что напряжения возникают вследствие восходящих и нисходящих конвективных струй в мантии Земли. Существование медленных струйных потоков в мантии Земли подтверждается сейсмотомографией – специальным разделом геофизики, позволяющим благодаря тонким расчетам выявить неоднородности в мантии – участки, обладающие различной плотностью, а следовательно, и температурой. Результаты сейсмотомографии подтверждаются и наблюдениями над силой тяжести, резкие аномалии которой выражены как раз в тех местах, где предполагается погружение или подъем вещества мантии. Например, узкие, но весьма контрастные положительные и отрицательные гравитационные аномальные зоны приурочены к глубоководным желобам и молодым горно-складчатым сооружениям в Андах, Индонезии, Алеутской, Курильской, Японской и других островных дугах.

Сейсмофокальные зоны (зоны Заварицкого – Беньофа) – участки в земной коре и верхней мантии, в которых очаги землетрясений фиксируются до глубин 500–700 км, – также свидетельствуют о наличии сильнейшего сжатия в тех местах, где океаническая (более тяжелая и

холодная) кора погружается под континентальную (более легкую). Неоднородности верхней мантии, выявляемые под срединно-океаническими хребтами и древними платформами, также являются источниками напряжений в литосфере и земной коре. В зонах срединно-океанических хребтов преобладает растяжение, а в зонах погружения океанических плит под континентальные, а также в зонах взаимодействия континентальных плит – сжатие. Жесткость (прочность) литосферных плит позволяет передавать напряжения, возникшие в одной ее части, на другие, находящиеся в нескольких тысячах километров от первых. Взаимодействие литосферных плит вносит наибольший вклад в создание современного поля напряжений в самой верхней оболочке Земли.

Дополнительные источники напряжений в земной коре связаны с участками разогрева, местного плавления, вулканизма. Однако возникающие при этом напряжения действуют на ограниченном пространстве, обуславливая локальные параметры глобального поля напряжений.

Каково распределение напряжений сжатия-растяжения в земной коре? Установлено, что большая часть земной коры (~98 %) находится в состоянии субгоризонтального сжатия. Сюда относятся: все активные континентальные окраины, где земная океаническая кора погружается под континентальную, а также внутренние участки этих литосферных плит; почти все континентальные плиты и их внутренние зоны; многие океанические плиты; практически все молодые горно-складчатые сооружения. В подавляющем большинстве случаев ориентация оси сжатия перпендикулярна простиранию структуры, подвергающейся сжатию. Замеры показали, что напряжения здесь колеблются от 50 до 200 МПа, а это намного превышает литостатическое давление, обусловленное весом вышележащих пород.

В Центральной и Восточной Азии наблюдается весьма сложная картина распределения полей сжимающих и растягивающих напряжений, выявленная китайским геологом Х.С. Лю (1978 год). Эта сложность обусловлена взаимодействием разных по размерам плит земной коры, что вызывает образование сдвиговых нарушений, при которых края плит скользят друг относительно друга.

Зоны растяжения географически распространены довольно широко, но сосредоточены преимущественно в узких рифтовых зонах как в океанах, так и на континентах. Растягивающие субгоризонтальные напряжения часто действуют в очень узкой полосе шириной иногда всего лишь в несколько километров, например, в центральном

грабене Исландии или в Красном море. В других местах ширина земной коры, охваченной растяжением, составляет десятки, редко первые сотни километров. В пределах Восточно-Африканских рифтов, в Байкальском рифте, рифте Рио-Гранде основное растяжение ориентировано перпендикулярно простиранию узких и длинных рифтов.

Рифт (от англ. *rift*, буквально – трещина, разлом) – крупные узкие линейно вытянутые тектонические структуры земной коры протяжённостью в сотни–тысячи километров.

6.2. Магматизм

Магматизм – совокупность эндогенных процессов, развивающихся в глубоких слоях земной коры и верхней мантии Земли, протекающих при высоких температурах и давлениях. Процессы магматизма в основном недоступны прямому наблюдению и трудновоспроизводимы в лабораториях на поверхности Земли. Поэтому сведения о магматизме довольно скудные; многие вопросы о происхождении и условиях протекания магматических процессов пока остаются гипотетическими. Мнения ученых об источниках энергии эндогенных процессов также дискуссионны. В качестве источников энергии рассматриваются радиоактивный распад, гравитационная дифференциация, ротация (вращение Земли вокруг своей оси), аккреция, взаимодействие Земли с небесными телами, совокупное действие названных источников энергии.

Возникающий при магматизме расплав называется магмой. По месту застывания магмы магматизм подразделяется на интрузивный (плутонизм) и эффузивный (вулканизм). *Интрузивный магматизм* – процессы внедрения и застывания магмы в земной коре, не достигающие поверхности Земли. *Эффузивный магматизм* – процессы излияния магмы на поверхность Земли (дневную поверхность) и связанные с этими процессами явления. При излиянии на поверхность Земли магма называется лавой.

Процессы магматизма играют исключительно важную роль в формировании земной коры, поставляя в нее материал из мантии, наращивая кору и приводя к перераспределению материала внутри самой коры. Магматические породы составляют основную часть земной коры, занимая более 90 % ее объема. Характерными их особенностями являются массивное строение и залегание в большинстве случаев в виде несогласных геологических тел, активно контактирующих с вмещающей осадочной толщей.

6.2.1. Магма

Магма (греч. *magma* – густая мазь) – расплавленная масса преимущественно силикатного состава, образующаяся в глубинных зонах Земли. Обычно магма представляет собой сложный расплав соединений большого числа химических элементов, среди которых преобладают O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K. Иногда в магме растворено до нескольких процентов летучих компонентов, в основном воды, меньше – окислов углерода, сероводорода, водорода, фтора, хлора и др. Магма представляет собой трехкомпонентную систему, состоящую из жидкости, газа и твердых кристаллов. В редких случаях отмечаются магматические расплавы несиликатного состава, например щелочно-карбонатного (вулканы Восточной Африки) или сульфидного.

Первоначально считалось, что магма образует сплошную оболочку в недрах Земли. С помощью геофизических исследований было доказано: постоянной оболочки жидкой магмы нет, она периодически образует отдельные очаги в пределах разных по составу и глубинности оболочек Земли. Предполагают, что возникновению магмы благоприятствует местный подъём температуры (разогрев недр); допускается приток воды, щелочей и т. д. и падение давления в месте образования магмы. В современной геологии считают – магма образуется в виде отдельных очагов в литосфере и верхней мантии (главным образом в астеносфере). Основной причиной плавления вещества и возникновения магматических очагов в литосфере является повышение температуры. Подъём магмы и прорыв ее в вышележащие горизонты происходят вследствие так называемой инверсии плотностей, при которой внутри литосферы возникают очаги менее плотного, но мобильного расплава. Таким образом, образование магмы – это глубинный процесс, обусловленный тепловым и гравитационным полями Земли. В России, США, Японии, Австралии ведутся интенсивные экспериментальные исследования по изучению условий образования расплавов, близких к магме. Большое значение для выяснения природы магмы имеют данные геофизических исследований о состоянии земной коры и верхней мантии (в частности о температурах глубин Земли).

Изучив распространение различных магматических пород на поверхности Земли и показав преимущественное распространение базальтов и гранитов, отечественный геолог Ф.Ю. Левинсон-Лессинг предположил, что все известные магматические породы образовались за счёт двух родоначальных магм: основной (базальтовой), богатой Mg, Fe и Ca, с содержанием SiO_2 от 40 до 55 % от массы магмы; ки-

слой (гранитной), богатой щелочными металлами, содержащей от 65 до 78 % SiO_2 .

Несколько позднее, в 30-е годы XX века, широкое распространение получила гипотеза существования только одной первичной магмы – базальтовой, разработанная американским петрографом Н. Боуэном (1887–1956) и пользовавшаяся признанием вплоть до недавнего времени.

Вопрос о числе первичных магм окончательно не решен. В настоящее время, безусловно, признается наличие двух первичных магм – базальтовой (основной) и гранитной (кислой).

Существование первичной базальтовой магмы подтверждается как чрезвычайно широким распространением базальтов, развитых на участках коры с совершенно различным строением и историей развития, так и повторением во всех геологических периодах излияния базальтовых магм, практически не меняющихся по составу. Отсюда следует, что базальтовая магма развита повсеместно. Она образуется в верхней мантии, главным образом в астеносфере, где соотношения между температурой и давлением таковы, что вещество в ней находится в состоянии, близком к состоянию, соответствующему точке плавления. Небольшое повышение температуры на отдельных участках в результате выделения радиогенного тепла приводит к восстановлению очагов плавления, или очагов первичной магмы. При движении этой магмы вверх ее состав постепенно изменяется в результате обогащения наиболее легкими и легкоплавкими компонентами. Таким образом, базальтовая магма представляет собой наиболее легкую плавкую фракцию вещества астеносферы.

Существование первичной гранитной магмы подтверждается очень широким распространением гранитов, их самостоятельным, независимым от базальтов залеганием и, главное, невозможностью образования больших масс гранитов за счет дифференциации базальтовой магмы. Очаги гранитной магмы возникают в пределах земной коры на глубинах 10–30 км. В настоящее время преобладающей становится гипотеза о том, что гранитная магма образуется в результате переплавления осадочных и метаморфических пород.

Магмы разного состава имеют различные физические свойства. Базальтовые магмы характеризуются пониженной вязкостью, и образуемые ими лавовые потоки очень подвижны. Скорость перемещения таких потоков колеблется, по оценкам разных исследователей, от 20 до 40 км/ч. Магмы кислого состава обычно более вязкие, особенно после потери летучих компонентов. В жерлах вулканов кислая магма

образует купола, реже – лавовые потоки из жерл. Для кислой магмы, богатой летучими компонентами, характерны взрывные извержения. В интрузивных условиях, при сохранении летучих, кислая магма подвижна и может образовывать тонкие дайки (геологические тела небольшой мощности с субпараллельными границами). Температура любых типов магм колеблется в широких пределах. Определение температуры лав в современных вулканах показало, что она изменяется от 900 до 1 200 °С. По экспериментальным данным, гранитная магма сохраняется жидкой примерно до 600 °С.

Флюидное давление. Главные нелетучие петрогенные окислы (окислы, образующие горные породы) – SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , составляют 90–97 % объема магмы. Летучие компоненты в магме представлены CO_2 , H_2 , H_2O , F_2 , B и др. Окись углерода, водород и вода легко (раньше всего) отделяются от расплава, способствуя образованию «сухих» магм. Фтор и другие летучие компоненты накапливаются в расплаве, так как трудноотделимы от него.

«Сухие» расплавы, например доменные алюмосиликатные шлаки, кристаллизуются при температуре порядка 1500–1600 °С. В то же время природные базальтовые расплавы имеют температуру кристаллизации 1200–1300 °С; для более кислых расплавов температура кристаллизации еще меньше. В современной геологии принято считать, что главный фактор, вызывающий понижение температуры кристаллизации, – это флюидное давление. Чем больше флюидное давление, тем меньше температура кристаллизации магмы. Поэтому повышенное содержание летучих компонентов (флюидов) способствует сохранению расплавов в жидком состоянии до сравнительно низких температур. Обычно отделение летучих компонентов от магмы происходит в верхних горизонтах земной коры в связи с уменьшением давления. Таким образом, флюидный режим, различная растворимость флюидных компонентов в расплаве, увеличение или уменьшение давления флюидов оказывают существенное влияние на дифференциацию магматических расплавов, их вязкость и температуру кристаллизации.

Классификация магм. Силикатные магмы по содержанию SiO_2 (в процентах от массы магмы) подразделяются на ультраосновные (≤ 45 %), основные (45–52 %), средние (52–65 %), кислые (≥ 65 %). Некоторые исследователи в эту классификацию включают низкокремнистые и некремнистые магмы с содержанием $\text{SiO}_2 < 30$ % и ультракислые магмы с содержанием $\text{SiO}_2 > 78$ %.

По суммарному содержанию щелочей (Na_2O и K_2O) магмы подразделяются на магмы нормального ряда, субщелочные и щелочные.

Преобладают магмы нормального ряда основного (базальтовые магмы) и кислого (риолитовые или гранитные магмы) состава.

Горные породы, образовавшиеся из магмы, называются магматическими, или изверженными.

Магматические породы близкого возраста и химического состава, образованные из одного исходного магматического расплава (комагматические породы), часто распространяются в зонах протяжением в тысячи километров. Причем магматические породы каждой такой зоны (или провинции) отличаются повышенным или пониженным содержанием какого-либо окисла (например Na или K) и характерной металлогенией (раздел учения о полезных ископаемых, характеризующий геологические закономерности размещения рудных месторождений в пространстве и во времени). На основании этого предполагается существование магматических бассейнов огромных размеров на протяжении целых геологических эпох в течение десятков миллионов лет.

Причины многообразия магматических пород. Признание существования ограниченного числа первичных магм противоречит огромному разнообразию магматических пород, встречающемуся в природе. Причина этого кажущегося противоречия кроется в тех физико-химических процессах, которые нарушают однородность первичного магматического расплава и обуславливают образование различных по составу пород. К таким процессам относятся дифференциация магмы, ассимиляция и гибридизация.

Дифференциация магмы – процесс разделения однородного первичного расплава на различные по химическому составу фракции, из которых образуются горные породы разного минерального состава. Дифференциация может происходить в жидкой фазе до появления первых кристаллов – ликвация или в процессе выделения кристаллов из расплава – кристаллизационная дифференциация. В процессе ликвации магма расслаивается на две различные по плотности и несмешивающиеся жидкие фазы. Существующие к настоящему времени петрографические и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что процессы ликвации имеют не слишком широкое распространение в формировании основной массы магматических пород.

Главной причиной разнообразия магматических пород является кристаллизационная дифференциация. Отделение кристаллов от расплава обуславливается главным образом действием силы тяжести (гравитационное фракционирование). Процесс гравитационного фракционирования заключается в последовательной кристаллизации

силикатов, начиная от наиболее тугоплавких и тяжелых (железо-магнезиальные силикаты и основные плагиоклазы) и кончая легкоплавкими и легкими (калиевые полевые шпаты и кварц). В процессе кристаллизации тяжелые минералы погружаются в нижние слои расплава, а остаточный расплав верхних частей последовательно обедняется железомagneзиальными соединениями и обогащается кремнеземом. В результате гравитационного фракционирования в процессе кристаллизации основной магмы в нижних слоях расплава могут образовываться ультраосновные породы; при этом в верхних слоях расплава может приобрести такой состав, что из него начнут формироваться диориты, сиениты и даже граниты, т. е. породы среднего и кислого состава.

Процесс дифференциации может происходить как на больших глубинах в магматическом очаге, так и в верхних частях земной коры в магматической камере. В результате дифференциации в магматическом очаге в верхние горизонты коры внедряются уже готовые дифференциаты первичной магмы, при застывании которых образуются породы различного состава, залегающие в виде самостоятельных массивов. Процесс дифференциации в магматической камере приводит к формированию расслоенных массивов горных пород, основность которых уменьшается снизу вверх. При излиянии магмы на поверхность кристаллизационная дифференциация практически не происходит, так как магма затвердевает довольно быстро, не успев раскристаллизоваться.

При кристаллизационной дифференциации важное значение имеет последовательность выделения минералов при кристаллизации. Немецкий петрограф К.Г. Розенбуш (1836–1914) и американский петрограф Н. Боуэн попытались разработать универсальную схему кристаллизационной дифференциации магмы. Однако дальнейшие исследования показали, что универсальной последовательности кристаллизации магмы не существует. Это согласуется с представлениями о магме как сложном расплаве, где выпадение твердых фаз определяется законом действующих масс и растворимостью компонентов. Например, даже в магмах одного состава порядок кристаллизации меняется в зависимости от содержания в магме летучих компонентов.

Ассимиляция – процесс полной переработки вмещающих пород, контактирующих с магмой или попадающих в нее в виде обломков – ксенолитов. Расплавляя и растворяя вмещающие породы, магма тем самым изменяет свой состав. Особенно резко изменяется состав первичной магмы, если она ассимилирует осадочные или метаморфиче-

ские породы, существенно отличающиеся от нее по химическому составу. В таких случаях образуются новые разновидности магматических пород, малосходные по составу с первичными магмами.

Гибридизация – процесс неполной переработки магмой вмещающих пород. В ходе этого процесса внутри магматической камеры сохраняются непереплавленные ксенолиты, а на окружающих их участках магма «загрязняется» чужеродными компонентами. При застывании таких участков образуются гибридные породы с нарушенным, нетипичным для магматических пород соотношением главных окислов, содержащие нехарактерные для магматических пород минералы. По своему составу участки гибридных пород резко отличаются от пород главной части массива.

Назовем полезные ископаемые, связанные с магмой. Магма является носителем многих полезных компонентов, которые в процессе её кристаллизации концентрируются в отдельных участках, создавая месторождения. Например, некоторые рудные минералы (Сг, Ti, Ni, Pt), а также апатит обособливаются в процессе кристаллизации магмы и образуют магматические месторождения. Полагают, что на последних стадиях формирования интрузивов (послемагматическая стадия) за счёт летучих компонентов, содержащихся в магме, формируются гидротермальные, грейзеновые, скарновые и другие месторождения цветных, редких и драгоценных металлов, а также некоторые месторождения железа.

6.2.2. Эффузивный магматизм (вулканизм)

Эффузивный магматизм, или вулканизм, включает в себя все явления, связанные с извержением магмы на поверхность Земли. Когда жидкий магматический расплав достигает земной поверхности, происходит его извержение. Характер извержения 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, характера отделения газов от магмы производится классификация форм извержений. Если газы выделяются из магмы относительно спокойно, то излияние называется *эффузией* лавового потока. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырьками, вызывающими мощное взрывное извержение, – *эксплозию*. Если магма вязкая и тем-

пература ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливаясь 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 газообразными, жидкими, твердыми.

Состав газообразных (летучих) продуктов 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 содержатся водяной пар, двуокись углерода (CO_2), окись углерода (CO), азот (N), двуокись серы (SO_2), окись серы (SO_3), газообразная сера (S), водород (H), аммиак (NH_3), хлористый водород (HCl), фтористый водород (HF), сероводород (H_2S), метан (CH_4), борная кислота (H_3BO_2), хлор (Cl), аргон и др., хотя преобладают H_2O и CO_2 . Присутствуют хлориды щелочных металлов, а также железа. Состав газов и их концентрация очень сильно меняются в пределах одного вулкана от места к месту и во времени. Это зависит от температуры и в самом общем виде от степени дегазации мантии, т. е. от типа земной коры. По данным японских ученых, зависимость состава вулканических газов от температуры выглядит так, как представлено в табл. 6.1.

Таблица 6.1

**Зависимость качественного состава летучих компонентов
от температуры**

Температура, $^{\circ}\text{C}$	Качественный состав газов
1200–800	O_2 , HCl , CO_2 , H_2O , H_2S , SO_2
800–100	HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 , N , H
100–60	H , CO_2 , N , SO_2 , H_2S
60	CO_2 , N , H

Наиболее высокотемпературные газы являются, вероятно, ювенильными, т. е. первичными магматическими эманациями. При более низких температурах ювенильные газы смешиваются с атмосферным воздухом и водой. Ниже $+100^{\circ}\text{C}$ пары воды превращаются в жидкость, которая реагирует с малорастворимыми соединениями типа HCl , образуя агрессивные кислоты. Газы континентальных вулканов резко отличаются от газов вулканов, расположенных на островах в океанах.

Жидкие вулканические продукты представлены лавой – магмой, вышедшей на поверхность и уже сильно дегазированной. Термин «лава» произошел от латинского слова «лавер» (мыть, стирать) и раньше лавой называли грязевые потоки. Главные характеристики лавы – химический состав, вязкость, температура, содержание летучих – определяют характер извержений, форму и протяженность лавовых потоков. Так как лава при остывании твердеет, некоторые исследователи в терминологии относят лавы к твердым продуктам извержения.

Шире всего распространены основные – базальтовые лавы и в настоящее время наиболее крупные объемы единовременно излившихся лав также принадлежат базальтам. Так, при извержении вулкана Лаки в Исландии в 1783 году объем базальтов составил 12 км^3 . Базальтовые лавы при выходе на поверхность имеют высокую (до $1100\text{--}1200^\circ\text{C}$) температуру и малую вязкость – коэффициент вязкости порядка $1 \times 10^4 \text{ Па}\cdot\text{с}$. Такие жидкие, подвижные лавы текут со скоростью до 60 км/ч . При небольших уклонах образуют «лавовые реки». Если рельеф слабоборосчлененный, то жидкие базальты образуют обширные покровы.

Остывающие базальтовые лавы, первоначально нагретые до 1100°C , еще могут течь даже при температуре 700°C . На таких подвижных базальтовых лавах быстро образуется корка мощностью в десятки сантиметров, под которой лава еще долгое время остается раскаленной. Поверхность базальтовых лавовых потоков нередко имеет вид толстых канатов, причудливо изгибающихся. Такие лавы называются канатными, или пахоэхохэ. Ниже сморщенной в «канаты» поверхности потока часто возникают полости, трубы и туннели, с потолков которых свисают лавовые «сосульки». Для более вязких лав характерна глыбовая поверхность, называемая «аа-лавой», которая состоит из остроугольных, часто с шипами и отростками обломков, являющихся раздробленной остывшей коркой. Базальты, изливающиеся в подводных условиях, образуют подушечные, или пиллоу-лавы. Размер «подушек» достигает первых метров. В разрезе «подушек» отчетливо видны внешняя быстро застывшая стекловатая корка и более раскристаллизованное внутреннее ядро, нередко имеющее радиальную отдельность. Промежутки между лавовыми «подушками» заполнены либо осадочным материалом, либо продуктами разрушения лав – мелкими стекловатыми обломками. Пиллоу-лавы изливаются сейчас в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Нередко поверхность лавового потока, изливающегося в океане, море, озере или во льдах, очень быстро охлаждается, превращаясь в вулканическое стекло, которое, растрескиваясь в воде, образует массу

пластинчатых осколков стекла. Подобные потоки называются гиалокластитам. В Исландии лавы, проходя подо льдом, формировали потоки гиалокластитов в десятки километров длиной.

Более кислые, вязкие и низкотемпературные лавы – андезиты, дациты, риолиты – образуют сравнительно короткие и мощные потоки, обладающие вполне закономерным строением. Лавовый поток, быстро остывая с поверхности, покрывается коркой с глыбами. Эта корка, достигая фронтальной части потока, обрушивается вниз, формируя раскаленную осыпь, на которую лавовый поток накатывается, как гусеница танка. Так образуется лавобрекчия в подошве и в кровле потока. Средняя часть лавового потока остывает гораздо медленнее, и в этой части благодаря сокращению объема возникают трещины растяжения, растущие как от подошвы вверх, так и от кровли вниз. Ведущей силой здесь является термонапряжение. Как только температура упадет настолько, что возникающие термонапряжения превысят прочность породы, последняя разорвется на некотором расстоянии. Так трещины продвигаются прерывисто снизу вверх и сверху вниз, встречаясь ниже середины потока, потому что остывание сверху идет быстрее. Образуется столбчатая отдельность, всегда располагающаяся перпендикулярно поверхности охлаждения, т. е. рельефу подошвы потока. Расположение столбов позволяет реконструировать древний рельеф, на который изливались лавы.

Твердые (пирокластические) и частично первоначально жидкие вулканические продукты, имеющие различную форму и размеры, образуются во время взрывных – взрывных извержений. В зависимости от силы газовых взрывов и состояния вулканического материала – жидкого или твердого – происходит либо разбрызгивание расплава, либо разрыв и распыление вещества на значительном пространстве.

При слабых взрывах расплескиваемая лава образует по краям кратера скопления спекшихся «лепешек» и «капель» лавы. Такие конусы называются капельными, а породы – агглютинатами. При сильных взрывах раскаленные еще жидкие лавы выбрасываются в воздух по параболическим траекториям на десятки и сотни метров. Закручиваясь в воздухе и остывая, они падают на склоны вулкана, имея грушевидную или крученую формы. Такие обломки при размерах в первые сантиметры и больше называются вулканическими бомбами. Часто куски лавы, застывая в воздухе, превращаются в стекловатые шлаки, которые, падая на землю, спекаются в плотную массу. Во время взрывов газовой струей захватываются уже ранее затвердевшие вул-

канические породы, образуя вулканические бомбы, несущие на поверхности следы растрескивания и оплавления. Иногда жидкая центральная часть бомбы раздувается, и тогда на ее поверхности появляются трещины, напоминающие «хлебную корку». Крупные угловатые бомбы такого материала достигают первых десятков сантиметров в диаметре. Скопление вулканических бомб называют агломератом.

Когда выброшенный вулканический материал имеет размерность 5,0–1,0 см, то он называется лапиллями (итал. «*лапилли*» – шарик), а более мелкий – вулканическим песком, пеплом и пылью. Вулканическая пыль обладает микронной размерностью и разносится на тысячи километров. Так, при грандиозном взрыве вулкана Кракатау в 1883 году тончайшая пыль обошла в верхних слоях атмосферы весь земной шар, вызвав образование серебристых облаков. Мощные взрывы, дробящие уже отвердевшие вулканические породы и распыляющие жидкую лаву, выбрасывают в воздух не только бомбы и обломки стекла, но и кристаллы минералов, их обломки. Такие мелкообломочные вулканические породы, состоящие из ювенильного (т. е. принадлежащего магме данного извержения) и резургентного (раздробленные породы вулкана) материалов, называются туфами. Размер обломков в туфах колеблется от 1–2 до долей мм. В настоящее время для всех рыхлых продуктов вулканических извержений используется термин «тефра».

Некоторые авторы приводят несколько иную размерность классификации пирокластических продуктов (табл. 6.2). В данной классификации вулканические псаммиты и вулканическая пыль объединяются термином «вулканический пепел».

Таблица 6.2

Классификация пирокластических продуктов

Размер обломков, мм	Название пород
Более 50	Вулканические бомбы
2–50	Лапилли
0,1–2	Вулканические псаммиты
Менее 0,1	Вулканическая пыль

Обобщенно все продукты извержения вулканов объединяются в термине «эксгалятивный материал».

Типы вулканов и извержений. Вулкан (лат. *vulcanus* – огонь, пламя) – геологическое образование, возникающее над каналами и трещинами в земной коре, по которым на земную поверхность изверга-

ются лава, пепел, горячие газы, пары воды и обломки горных пород. Вулкан – в римской мифологии бог огня, покровитель кузнечного ремесла. Соответствует греческому Гефесту.

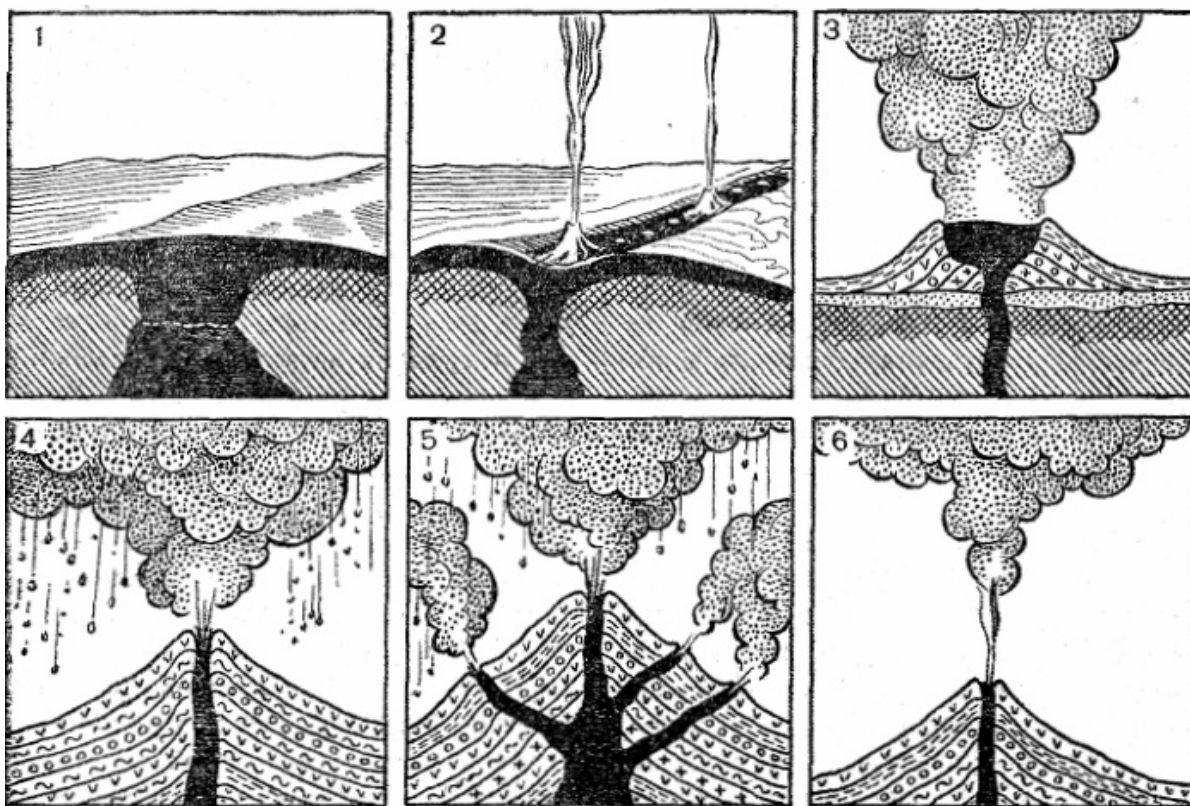


Рис. 6.7. Типы вулканов и извержений. 1 – вулкан площадного типа; 2 – вулкан трещинного типа; 3–6 – вулканы центрального типа. Типы извержений: 3 – гавайского типа; 4 – вулканского типа; 5 – стромболианского типа; 6 – пелейского типа

В зависимости от строения подводящего канала и площади излияния лавы на поверхность вулканы подразделяются на площадные (рис. 6.7, 1), трещинные (рис. 6.7, 2) и вулканы центрального типа (рис. 6.7, 3–6).

Площадные вулканы существовали только на самых ранних этапах истории Земли, когда земная кора была тонкой, на отдельных участках могла целиком расплавиться, а поэтому излияния магмы происходили на обширных площадях. По сути площадные вулканы есть моря расплавленной лавы.

Трещинные вулканы представляют собой излияния лав по протяженным трещинам. Вулканизм трещинного типа в отдельные отрезки времени достигал очень широких масштабов, в результате чего на поверхность Земли выносилось огромное количество вулканического материала. В современной геологии считают, что вулканы трещинного типа приурочены к зонам раздвижения литосферных плит,

где в результате растяжения литосферы образуются глубокие разломы, по которым внедряются базальтовые расплавы. Активные зоны растяжения – это области срединно-океанических хребтов. Вулканические острова Исландии, представляющие собой выход Срединно-Атлантического хребта над поверхностью океана, являются одной из наиболее вулканически активных частей планеты, здесь расположены типичные трещинные вулканы.

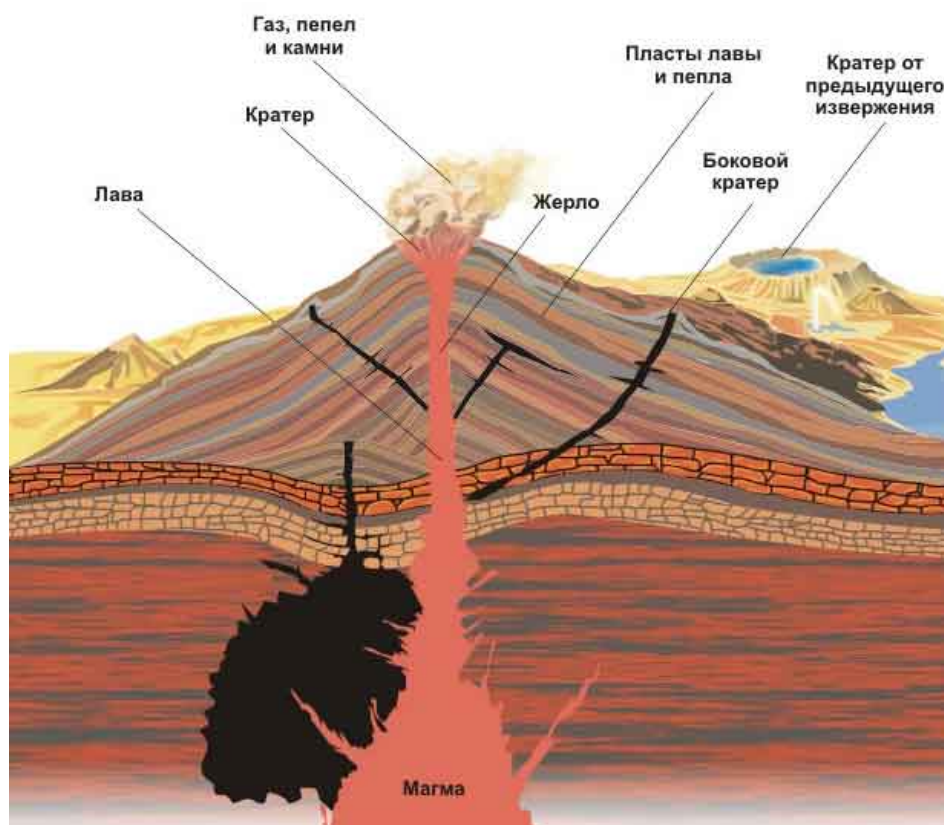


Рис. 6.8. Строение вулкана центрального типа

Строение вулканов центрального типа представлено на рис. 6.8. У них извержение происходит через подводящий трубообразный канал – жерло, – проходящий от вулканического очага к поверхности. Верхняя часть жерла, открывающаяся на поверхность, называется кратером. От главного жерла (вдоль трещин) могут ответвляться второстепенные выводные каналы, давая начало боковым кратерам. Поступающие из кратера вулканические продукты формируют вулканические постройки. Часто под термином «вулкан» понимают возвышенность с кратером на вершине, образованную продуктами извержения. Форма вулканических построек зависит от характера извержений. При спокойных излияниях жидких базальтовых лав образуются плоские щитовые вулканы (рис. 6.9, внизу). В случае извержения бо-

лее вязких лав и (или) выбросов твёрдых продуктов формируются вулканические конусы. Формирование вулканической постройки может произойти в результате одного извержения (такие вулканы называют моногенными) либо в результате многократных извержений (вулканы полигенные). Полигенные вулканы, построенные из чередующихся лавовых потоков и рыхлого вулканического материала, называют стратовулканами (рис. 6.9, вверху).

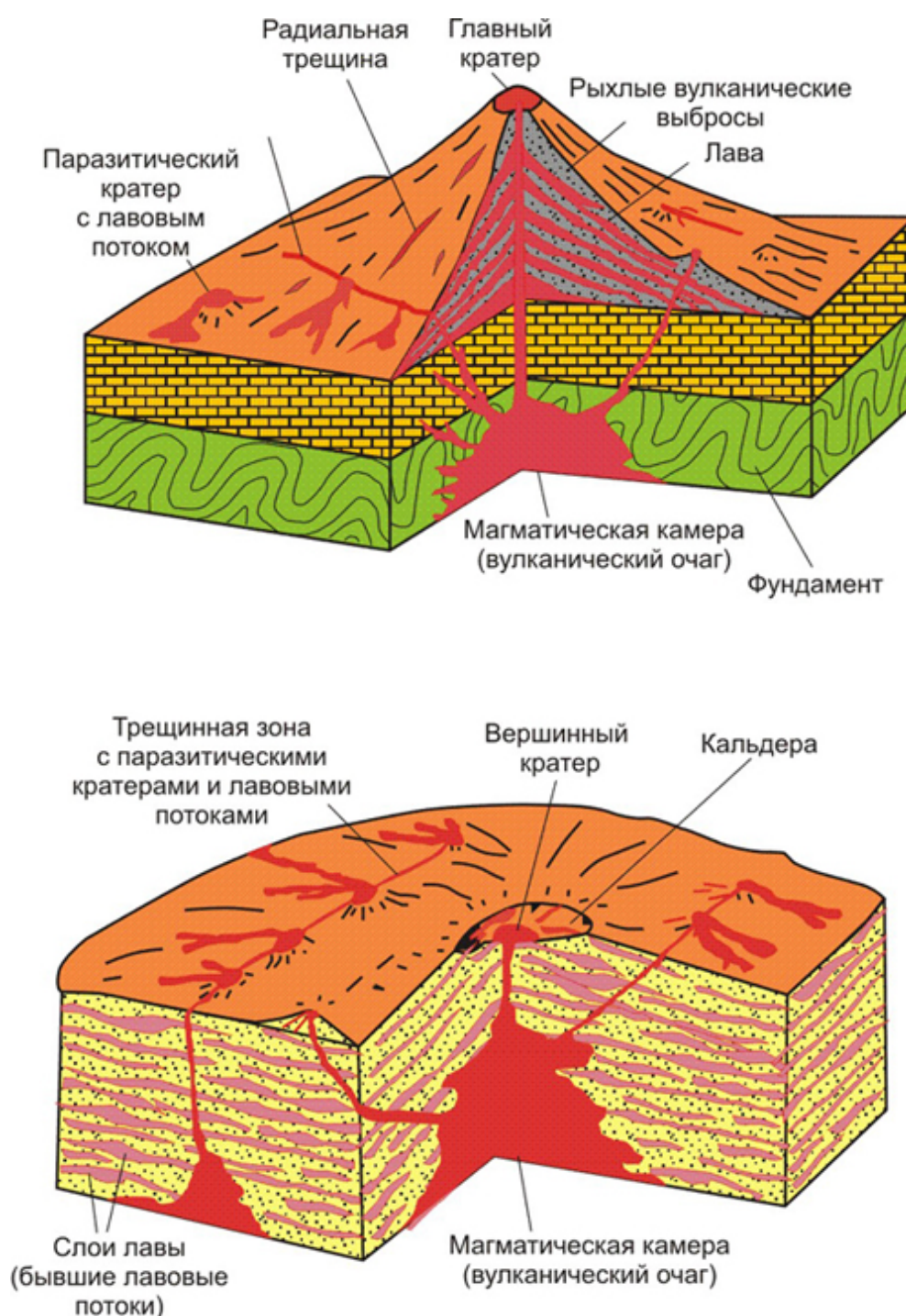


Рис. 6.9. Стратовулкан (вверху) и щитовой вулкан (внизу)

Основу классификации типов извержений заложил французский геолог Лакруа в 1908 году. Он выделил четыре типа извержений, названия которых происходят от названий соответствующих вулканов: гавайский; стромболианский; вулканский; пелейский. Несмотря на то, что в современной геологии выделяют и другие типы извержений (например исландский), предложенная Лакруа классификация не утратила актуальности.

Извержения гавайского типа (рис. 6.7, 3) характеризуются спокойным эффузивным излиянием очень горячей жидкой базальтовой магмы в условиях низкого газового давления. Лава под давлением выбрасывается в воздух в виде лавовых фонтанов, высотой от нескольких десятков до нескольких сотен метров (при извержении Килауэа в 1959 году фонтаны достигали высоты 450 м). Извержение обычно происходит из трещинных жерл, особенно на ранних стадиях. Оно сопровождается незначительным количеством слабых взрывов, разбрызгивающих лаву. Жидкие клочья лавы, падающие у основания фонтана в виде брызг и бомб кляксообразной формы, образуют конусы разбрызгивания. Лавовые фонтаны, тянущиеся вдоль трещины иногда на несколько километров, формируют вал, состоящий из застывших брызг лавы. Извержения гавайского типа иногда приводят к образованию лавовых озёр. Примерами могут служить извержения вулканов Килауэа, Хапемаумау на Гавайских островах, Нирагонго и Эрта-Але в Восточной Африке.

К описанному гавайскому очень близок исландский тип; сходство отмечается и в характере извержений, и в составе лав. Отличие заключено в следующем. При извержениях гавайского типа лава формирует большие куполообразные массивы (щитовые вулканы), а при извержениях исландского типа лавовые потоки образуют плоские покровы. Излияние по исландскому типу происходит из трещин. В 1783 году в Исландии произошло знаменитое извержение из трещины Лаки длиной около 25 км, в результате которого базальты создали плато площадью 600 км². После извержения трещинный канал заполняется застывшей лавой, а рядом при следующем извержении образуется новая трещина. В результате наложения многих сотен покровов над меняющими свое положение в пространстве трещинами образуются протяженные лавовые плато – обширные древние базальтовые плато Сибири (траппы), Индии, Бразилии и других районов планеты.

Извержения вулканского типа представлены на рис. 6.7, 4. Название дано по острову Вулькано в группе Липарских островов, распо-

ложенных у побережья Италии. Связаны с извержением вязкой обычно андезитовой или дацитовой, лавы с высоким содержанием газов из вулканов центрального типа. Вязкая лава быстро отвердевает, образуя пробку, закупоривающую кратер. Давление выделяющихся из лавы газов периодически со взрывом «выбивает» пробку. При этом вверх выбрасывается черное облако пирокластического материала с бомбами типа «хлебной корки». Округлые, эллипсоидальные и крученые бомбы практически отсутствуют. Иногда взрывы сопровождаются излияниями лавы в виде коротких и мощных потоков. Затем вновь образуется пробка и цикл повторяется. Извержения разделяются периодами полного покоя. Извержения вулканского типа характерны для вулканов Авачинского и Карымского на Камчатке. К этому типу близки и извержения Везувия.

Извержения стромболианского типа представлены на рис. 6.7, 5. Название дано по вулкану Стромболи, находящемуся в Тирренском море у побережья Италии. Характеризуются ритмичными (с перерывами от 1 до 10–12 мин) выбросами относительно жидкой лавы. Из обрывков лавы образуются вулканические бомбы (грушевидной, крученой, реже веретенообразной формы, нередко расплющивающиеся при падении) и лапилли; материал пепловый размерности почти отсутствует. Выбросы чередуются с излияниями лавы. По сравнению с излияниями вулканов гавайского типа потоки здесь короткие и толстые, что связано с более высокой вязкостью лав. Есть ещё две типичные особенности. Это служит длительность и непрерывность развития. Так, вулкан Стромболи извергается с V века до н. э.

Рассмотрим извержения пелейского типа (рис. 6.7, 6). Название дано по вулкану Мон-Пеле на острове Мартиника в Карибском море. Происходят при поступлении очень вязкой лавы в вулканы центрального типа, что сближает их с извержениями вулканского типа. Лава застывает еще в жерле и образует мощную пробку, которая выжимается в виде монолитного обелиска (происходит экструзия). На вулкане Мон-Пеле обелиск имеет высоту 375 м и диаметр 100 м. Накапливающиеся в жерле раскалённые вулканические газы временами вырываются сквозь застывшую пробку, приводя к образованию палящих туч. Палящая туча, возникшая при извержении Мон-Пеле 8 мая 1902 года, имела температуру порядка 800°C и двигалась вниз по склону вулкана со скоростью 150 м/с. Это извержение уничтожило город Сен-Пьер (26 000 жителей). Подобный тип извержения наблюдался часто у вулканов на острове Ява, в частности у вулкана Мерапи, а также на Камчатке (у вулкана Безымянного).

Перейдем к рассмотрению поствулканических процессов. После наиболее активной фазы извержения деятельность вулканов постепенно ослабевает, но может еще продолжаться длительное время в особых формах, объединяемых общим понятием «поствулканические процессы». Эти процессы характерны или для промежуточной между извержениями стадии, или для стадии окончательного затухания вулкана. Поствулканические процессы проявляются в виде сравнительно спокойного выделения газов, главным образом из трещин на склонах и у подножия вулкана; образования небольших грязевых вулканов, извергающих время от времени потоки жидкой грязи; образования горячих водных источников, в том числе и гейзеров – периодически фонтанирующих горячих источников, распространенных в областях современной или недавно прекратившейся вулканической деятельности.

Выделяющиеся из кратера и боковых трещин пары воды и газы характеризуются как фумарольная, или сольфатарная, фаза. Длительность этой фазы – от нескольких месяцев до сотен и тысяч лет. Например, деятельность вулкана Сольфатара (недалеко от Неаполя) более 2 000 лет ограничивается только выходом сернистых газов, от которых получил название и сам вулкан.

Фумаролы (итал. *Fumarola* – дымящая трещинка вулкана) – небольшие отверстия и трещинки, по которым поднимаются струи горячих газов (H_2O , HCl , HF , SO_2 , CO_2 , CO , H_2S , H_2 и др.), выделяющихся из магмы (первичные фумаролы), и из ещё не остывших лавовых потоков и пирокластических отложений (вторичные, безкорневые фумаролы).

Сольфатары (итал. *solfatara* (в ед. ч.), от *solfo* – сера) – струи сернистого газа и сероводорода с примесью паров воды, углекислого и др. газов, выделяющиеся из канальчиков и трещинок на стенках и дне кратера, на склонах вулканов.

Приближение полного угасания вулканической деятельности выражается в мофеттах, выделяющих преимущественно углекислый газ. Выделения мофетт часто превращают многие долины и пещеры в «долины и пещеры смерти» вследствие удушающего действия на мелких животных накапливающейся здесь углекислоты. Мофетты (фр. *mofette* (в ед. ч.)) – струи углекислого газа с примесью водяного пара и др. газов невысокой температуры (не выше $100\text{ }^{\circ}C$), выделяющиеся из трещин земной коры в вулканических районах.

В большинстве вулканических кратеров и боковых выходов фумарольные и сольфатарные газы вступают в химические реакции друг с другом и с лавой и образуют вещества, называемые возгонами, или

сублиматами. Они отлагаются в виде натеков, инкрустаций и порошков на прилегающих холодных поверхностях лавы. Самыми существенными из этих отложений являются желтая кристаллическая или порошковатая сера, белый хлористый аммоний, желтый хлорид железа и борная кислота. Часто в виде сублиматов выделяются окиси металлов и соли. В инкрустациях вокруг фумарол в «Долине десяти тысяч дымов» (Северная Америка) были обнаружены соединения свинца, меди, олова и цинка, а в отложениях серы в кратере вулкана Ла-Суфраль в Колумбии было найдено золото. В тех случаях, когда скопления сублиматов представляют промышленный интерес, они разрабатываются как месторождения полезных ископаемых.

Если восходящие фумарольные или сольфатарные газы и пары воды на пути встречают насыщенные водой рыхлые продукты, то они выбрасывают или выталкивают эти продукты в виде грязи, образующей небольшие конусы или чашеобразные углубления. Такие конусы и углубления называются грязевыми вулканами, или сальзами. Из конусов сальз иногда изливаются сплошные миниатюрные грязевые потоки, а в чашеобразных сальзах время от времени грязь клокочет, как при кипении, и взлетает вверх. Вулканические сальзы характеризуются постоянно высокой температурой газов, представленных обычными газами фумарол и сольфатар с обильными парами воды, но совсем или почти не содержат метана как продукта разложения органических веществ. Вулканические сальзы проявляются только в вулканических областях и располагаются обычно у подошвы действующего или затухающего вулканов. Последней стадией их деятельности является образование и излияние потоков грязи с умеренной температурой мофетт ($\sim 100^{\circ}\text{C}$). Вулканические сальзы не следует смешивать с внешне сходными тектоническими грязевыми вулканами или вулканоидами (например грязевыми вулканами Керченского полуострова). Тектонические грязевые вулканоиды проявляются вследствие тектонических процессов в нефтеносных областях и никакой генетической связи с процессами магматизма не имеют.

Заключительной стадией в жизни вулканов является образование горячих водных источников. Одни из них представляют собой свободно и спокойно вытекающие на поверхность струи и потоки теплой и горячей воды, иногда с обильными пузырьками газов. Другие источники выходят на поверхность в виде пароводяных столбов и фонтанов – гейзеров.

Горячие источники широко распространены на земной поверхности и приурочены к областям как действующих, так и недавно потух-

ших вулканов Они различаются по температуре, достигающей у некоторых источников точки кипения, а также по составу растворенных газов и минеральных солей. Газы и минеральные соли придают горячим источникам целебные свойства, которые широко используются при санаторно-курортном лечении.

6.2.3. Интрузивный магматизм

Процессы преобразования магмы на глубине, без ее излияния на земную поверхность, называются интрузивным, или глубинным, магматизмом. Термин «интрузия» (позднелат. *intrusio*, от лат. *Intrude* – вталкиваю) в геологии употребляется в двояком смысле. Первое значение – интрузия – процесс внедрения магмы в толщу горных пород, слагающих земную кору. Застывание (кристаллизация) такой внедрившейся магмы ведёт к образованию интрузивных (изверженных) горных пород. Второе значение – интрузия – геологическое тело, сложенное магматической породой и образовавшееся в процессе внедрения и застывания магматического расплава в земной коре (интрузивное тело, плутон).

При внедрении магмы в толщи вмещающих пород («раму») происходит термическое и химическое взаимодействие магмы с породами «рамы». При этих взаимодействиях идут изменения как во вмещающих породах, так и в самом интрузиве. Зона изменения вмещающих пород в контактовой с интрузивом части называется экзоконтактовой (экзоконтакт); зона изменения в краевых частях интрузивов – эндоконтактовой (эндоконтакт).

Мощность зоны экзоконтакта может изменяться от первых сантиметров до десятков километров и зависит от характера вмещающих пород и насыщенности магмы флюидами. Интенсивность изменений пород также может существенно изменяться – от дегидратации и незначительного уплотнения до полной замены исходного состава породы новыми минеральными ассоциациями, по сути – до образования другой новой породы.

Для зоны эндоконтакта характерно не только изменение химического (и, как следствие, минерального) состава интрузивов, но также и отличие строения краевых частей от строения остальной части интрузии. Часто краевые части интрузивов характеризуются значительной насыщенностью ксенолитами – захваченными магмой включениями вмещающих пород.

В зависимости от глубины формирования интрузивные массивы подразделяются на приповерхностные, или субвулканические – фор-

мирующиеся на глубине до первых сотен метров от земной поверхности; среднеглубинные, или гипабиссальные – до 1–1,5 км; глубинные, или абиссальные – глубже 1–1,5 км. Подобное разделение не вполне строгое, но в целом достаточно отчетливое. Глубинные породы, застывавшие медленно, обладают полнокристаллической структурой, а приповерхностные, в которых падение температуры было быстрым, – мелкозернистой и порфировой структурой, очень похожей на структуру вулканических пород.

Формы залегания интрузивных тел. В зависимости от отношений с вмещающей толщей осадочных пород интрузивные тела подразделяются на *согласные (конкордантные)* и *несогласные (дискордантные)* (классификация Р.Дэли, английского и американского геолога (1871–1957)).

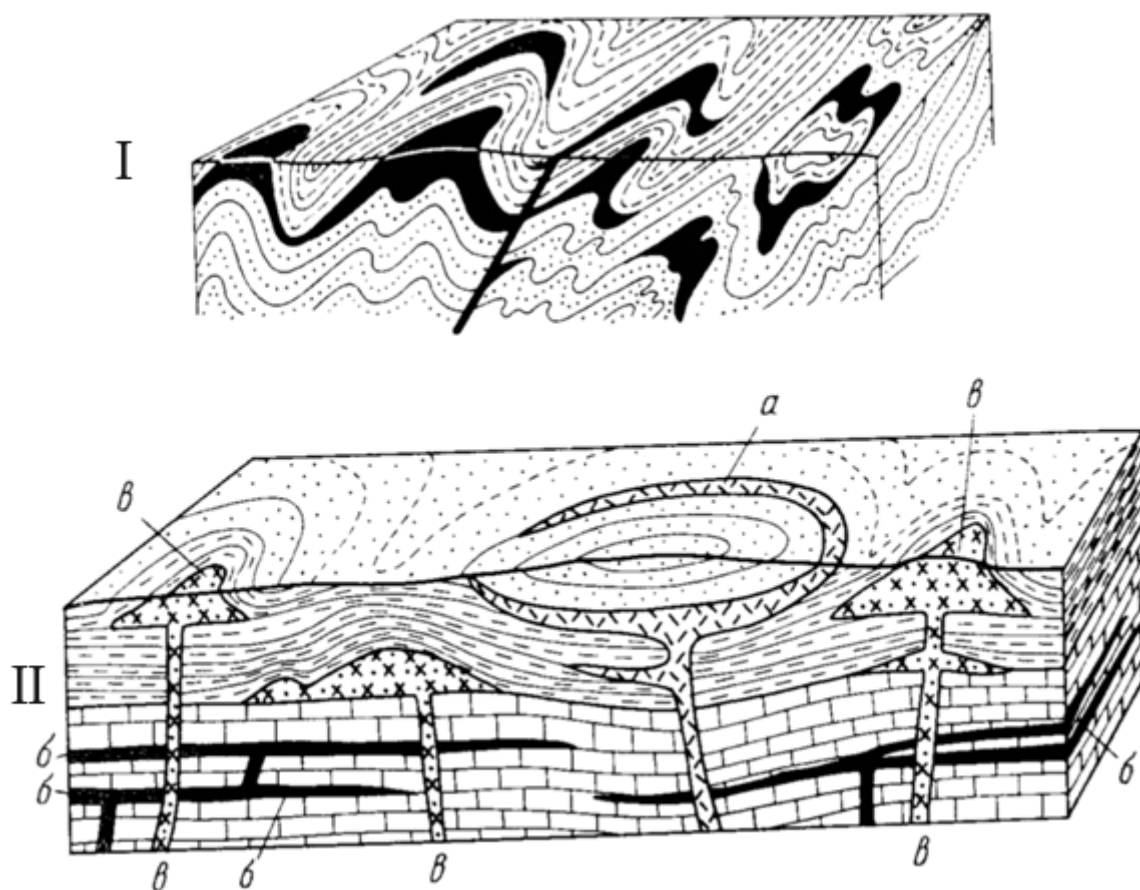


Рис. 6.10. Согласные формы залегания интрузивных тел:
I – факолиты; II – лополиты (а), силлы (б), лакколиты (в)

Согласные интрузивные тела образуются, как правило, в результате внедрения магмы по плоскостям напластования осадочных пород. К этому классу интрузий относятся факолиты, лополиты, силлы, лакколиты (рис. 6.10, I, II).

Факолиты – линзовидные тела, располагающиеся в сводах или замках складок, согласно с вмещающими породами (рис. 6.10, I).

Лополит – чашеобразное тело, вогнутая форма которого обусловлена прогибанием подстилающих пластов под тяжестью магмы (рис. 6.10, IIa). Лополиты чаще всего сложены породами основного или ультраосновного состава и представляют собой очень крупные интрузивные тела, площадь которых достигает десятков тысяч квадратных километров.

Силл – пластообразное интрузивное тело, размеры которого могут варьировать в широких пределах, но мощность всегда меньше занимаемой им площади (рис. 6.10, IIб). Силлы являются широко распространенной формой залегания основных магматических пород, поскольку подвижные основные массы легко проникают по плоскостям напластования. Как правило, силлы залегают группами и встречаются в толщах недислоцированных или слабодислоцированных осадочных пород.

Лакколит – тело, имеющее плоское основание и куполообразный свод (рис. 6.10, IIв). Лакколиты, как правило, образуются при внедрении кислой магмы, которая вследствие большой вязкости с трудом проникает по плоскостям наложения, скапливается на одном участке и приподнимает породы кровли. Форма лакколитов в плане округлая, с диаметром от сотен метров до нескольких километров.

Несогласные интрузивные тела пересекают, прорывают пласты вмещающих пород. К наиболее распространенным несогласным телам относятся дайки (рис. 6.11, а), длина которых во много раз больше ширины, а плоскости эндоконтактов практически параллельны. Дайки обладают длиной от десятков метров до сотен километров и шириной от первых десятков сантиметров до 5–10 км и внедряются по ослабленным зонам коры – трещинам и разломам. Самая крупная из известных даек – «Большая дайка Родезии» – имеет мощность около 5 км и протяженность около 500 км. Как правило, дайки сложены породами основного состава и встречаются группами, составляя серии параллельных или радиальных тел. Жила (рис. 6.11, б) отличается от дайки меньшими размерами и невыдержанной извилистой формой.

Шток – интрузивное тело неправильной формы, приближающейся к цилиндрической, с крутопадающими или вертикальными контактными поверхностями (рис. 6.11, в). В плане очертания его неправильные, часто близки к изометричным. Корни штоков уходят на большие глубины, площадь поперечного сечения не превышает

100 км². Штоки представляют собой широко распространенную форму залегания магматических пород различного состава.

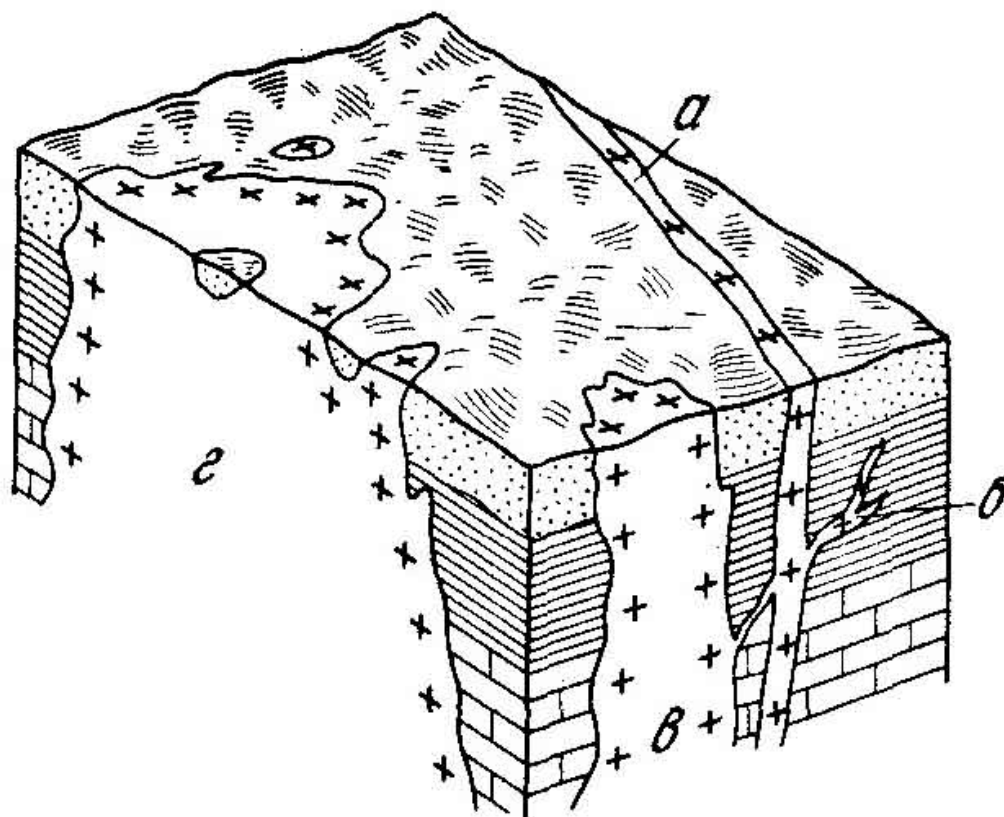


Рис. 6.11. Несогласные интрузивные тела: дайка (а); жила (б); шток (в); батолит (г)

Батолит – самое крупное интрузивное тело (рис. 6.11, г). Площадь, занимаемая батолитами, измеряется десятками и сотнями тысяч квадратных километров. Крупнейшие батолиты известны в Андах Южной Америки, где они непрерывно прослеживаются более чем на 1 000 км, имея ширину около 100 км; в Североамериканских Кордильерах длина батолита свыше 2 000 км. Форма батолитов в плане несколько вытянута в соответствии с направлением осей складчатых структур, контактовые поверхности крутые, кровля куполообразная с выступами и впадинами. В виде батолитов залегают граниты и породы близкого к ним состава. До недавнего времени считалось, что эти интрузивы «уходят» далеко в глубину и не имеют «дна». Однако впоследствии было доказано, что батолиты обладают вертикальной мощностью в первые километры и не «бездонны». Относительно условий образования батолитов в современной геологии не существует единого мнения. Батолиты – абиссальные интрузивы, как и многие штоки. Дайки и жилы являются приповерхностными или малоглубинными образованиями.

Существуют и другие, реже встречающиеся формы интрузивных тел, например, гарполит – по сути серповидная разновидность факолита; бисмалит – грибообразный интрузив, похожий на лакколлит, но осложненный цилиндрическим поднятием в центральной части и др. Все эти интрузивы, как правило, приповерхностные и развиты в складчатых областях.

Мелкие ответвления интрузивных тел называются *анофизами*.

Пространство, занимаемое интрузивными телами. Первичные магмы, образуясь на различных глубинах, имеют тенденцию формироваться в большие массы, которые продвигаются в верхние горизонты земной коры, где литостатическое давление меньше. Полагают, что при внедрении магматического расплава в верхние горизонты земной коры основными факторами, контролирующими морфологию интрузивных тел, являются тектоническая обстановка в зоне внедрения и структура вмещающих пород. Магма движется туда, где давление меньше, т. е. в зоны, тектонически ослабленные, возникающие при образовании разрывов. Характерны в этом отношении силлы мощностью в сотни метров, внедряющиеся в слоистые породы и раздвигающие пласты, практически не деформируя их. Образование таких многоэтажных пластовых интрузивов возможно только в случае общего растяжения слоистой толщи пород.

Важную роль играют 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 экзоконтактовых зонах интрузивных тел. Так проявляется активное «силовое» воздействие магмы на вмещающие породы. Существенными являются процессы ассимиляции, когда агрессивная магма «усваивает» часть пород из рамы интрузива, сама изменяясь при этом с образованием гибридных пород.

Механизм формирования пространства для размещения громадных массивов батолитов в современной геологии является предметом дискуссии.

Внутреннее строение интрузивов выявляется по форме их контактов и по ориентированным первичным текстурам, возникающим в магматическом теле еще тогда, когда оно находилось в жидком состоянии. По ориентации минералов в породе делают заключения о направлении движения магмы, ее вязкости и др. Как правило, направление движения магмы параллельно экзоконтактам. Кроме того, при остывании магматических интрузивных тел возникают трещины, ко-

торые располагаются вполне закономерно по отношению к первичным текстурам течения. Изучая эти трещины, удастся восстановить первичную структуру интрузива, даже если не видно его контактовых зон.

Процессы минерало- и породообразования, сопровождающие магматизм. С заключительными стадиями кристаллизационной дифференциации магмы связано проявление пегматитового, пневматолитового и гидротермального процессов:

- пегматитовый процесс (греч. *pegma* – скрепление, связь) приводит к образованию крупнокристаллических горных пород (пегматитов) в виде жил, гнезд, линз, даек во вмещающих горных породах. Чаще всего пегматиты состоят из калиевых полевых шпатов, кварца, слюды, амфиболов;

- пневматолитовый процесс (греч. *pneuma* – дуновение, пар, газ) проявляется на контакте внедрившейся магмы с вмещающими породами и выражается в том, что летучие (газовые) компоненты, выделенные из магмы, либо кристаллизуются в контактовой зоне, либо вызывают метасоматоз – замещение привнесенными минеральными соединениями минералов контактовой зоны;

- гидротермальный процесс (древнегреч. *hudor* – вода) заключается в проникновении в трещины вмещающих пород горячих водных растворов и образовании здесь минеральных отложений – так называемых гидротермальных жил.

6.3. Метаморфизм

Метаморфизм горных пород (греч. *metamorphoómai* – подвергаться превращению, преображаюсь) – существенные изменения текстуры, структуры, минерального и химического состава горных пород в земной коре и мантии под воздействием глубинных флюидов (летучих компонентов), температуры и давления. Термин «метаморфизм горных пород» ввел английский естествоиспытатель Ч. Лайель в 1883 году.

Метаморфизм происходит в твёрдом или пластическом состоянии без расплавления горных пород. К метаморфизму не относятся приповерхностные процессы изменения пород в зоне гипергенеза, процессы выветривания и диагенеза осадков.

Метаморфизм всегда связан с тектоническими дислокациями (складчатостью, глубинными разломами) и очень часто с внедрением

магматических масс в земную кору. Дислокации, проникая в глубинные зоны земли, стимулируют образование восходящих потоков флюидов и повышение температуры, что приводит к развитию магматизма, метаморфизма горных пород и образованию эндогенных месторождений. Все эти явления (дислокации, магматизм, метаморфизм) генетически связаны, отражая восходящую миграцию вещества в ходе эволюции земной коры. Процессы метаморфизма происходят в течение больших промежутков времени, измеряемых миллионами и сотнями миллионов лет. Поэтому даже незначительные по своей интенсивности факторы могут привести к существенным преобразованиям подвергающихся метаморфизму пород.

Факторами метаморфизма, определяющими минеральный состав и строение метаморфических пород, являются температура, литостатическое давление и флюидное давление. Все эти факторы зависят от глубины развития метаморфизма и состава флюидов, к которым относятся H_2O , H_2 , CO_2 , CO , CH_4 , H_2S , Cl , F и др. Большинство исследователей односторонне направленное давление – стресс – к факторам метаморфизма не относят, поскольку такое давление не приводит к образованию новых минералов. В то же время стресс влияет на строение метаморфических пород, повышает их проницаемость для флюидов и оказывает каталитическое действие на метаморфические реакции.

Повышение температуры связано с геотермическим градиентом, обуславливающим нагревание пород при их погружении в более глубокие слои земной коры. Повышение температуры может быть также обусловлено воздействием внедряющихся магматических расплавов и горячих флюидов. Метаморфические преобразования начинаются при температуре порядка $200^{\circ}C$ и продолжаются до плавления пород.

Принято считать, что основное значение при процессах метаморфизма имеет литостатическое давление, обусловленное весом вышележащих пород. Литостатическое давление прямо пропорционально глубине и, соответственно, мощности толщи вышележащих пород. Градиент давления составляет от 0,26 до 0,32 кбар/км в зависимости от плотности перекрывающих пород. Практически всегда одновременно с литостатическим на породы действует флюидное давление – давление порового и межзернового флюида в породе. При определённых условиях давление в массе пород может превышать литостатическое. Одна из причин этого явления – тектоническое давление, связанное с деформацией пород. Тектоническое давление в наибольшей степени проявляется в зонах разломов. Другая причина, по которой давление превышает литостатическое, – флюидное давление. Неоди-

наковое давление в различных участках земной коры обуславливает перенос вещества из областей с более высоким давлением в области с давлением более низким.

Присутствие или отсутствие флюидов определяет саму возможность метаморфических реакций. Именно флюиды обеспечивают перенос химических компонентов при метаморфизме горных пород. Наличие флюидной фазы в значительной степени определяет общее давление в метаморфической системе, характер деформации пород, теплоперенос, транспортирование веществ при химических реакциях. При этом имеет значение не только количество флюидов, но и их состав. Например, при повышенном содержании CO_2 во флюидной фазе начало многих метаморфических реакций смещается в сторону более низких температур.

Ранее образованные горные породы (протолит) при метаморфизме попадают в среду, которая по своим физико-химическим условиям отличается от среды образования протолита. В протолите происходят процессы адаптации его строения и состава к новым параметрам среды метаморфизма. Такие изменения протолита легли в основу понятия «фа́ция метаморфизма» (метаморфическая фа́ция). *Фа́ция метаморфизма* – совокупность метаморфических горных пород различного состава, отвечающих определенным условиям образования по отношению к основным факторам метаморфизма – температуре, литостатическому давлению и флюидному давлению (рис. 6.12). Впервые понятие «фа́ция метаморфизма» сформулировано финским геологом П. Эскола в начале XX века.

Название фации метаморфизма обычно соответствует названию главных типов метаморфических пород, устойчивых в каждой фации. Например: фация зеленых сланцев (низкая температура, средние и высокие давления); амфиболитовая фация (средняя температура, средние и высокие давления); гранулитовая и эклогитовая фации (высокие температура и давление); цеолитовая фация (низкие температура и давление) и др. Фации метаморфизма обозначаются также по названию метаморфических минералов и их парагенезисов, типичных для соответствующих областей термодинамической устойчивости (ставролитовая, андалузитовая, силлиманитовая, кианитовая и др.). Парагенезис минералов – закономерное совместное нахождение в земной коре минералов, связанных общими условиями образования. Термин «парагенезис минералов» предложен в 1849 году немецким минералогом И. Брейтгауптом. Парагенетические ассоциации – это группы минералов, образовавшиеся благодаря одному и тому же процессу.

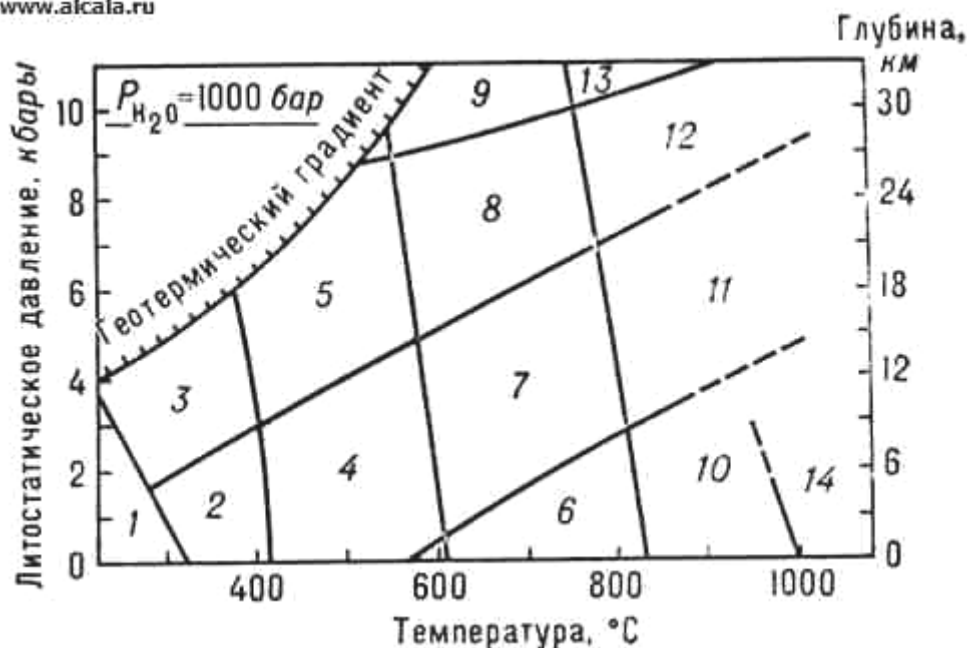


Рис. 6.12. Иллюстрация к понятию «метаморфическая фация». Цифрами внутри поля диаграммы обозначены различные метаморфические фации. Сплошные и пунктирные линии внутри поля диаграммы – термодинамические границы устойчивости метаморфических фаций. Флюидное давление ($P_{H_2O} = 1000 \text{ бар}$) для данной диаграммы величина постоянная

В зависимости от направленности смены фаций выделяют прогрессивный и регрессивный метаморфизм. Прогрессивный метаморфизм протекает в условиях повышения температуры и давления и приводит к замене низкотемпературных парагенезисов более высокотемпературными. При регрессивном метаморфизме высокотемпературные парагенезисы сменяются более низкотемпературными. Этот процесс называют диафорезом.

При метаморфизме диапазон устойчивости у разных минералов различен, вследствие чего в породе некоторое время могут сохраняться ранее образованные минералы (например, неметаморфические на начальной стадии метаморфизма). Кроме того, есть минералы, которые образуются только при метаморфических процессах и являются его индикаторами (талек, серпентин, актинолит и др.).

Метаморфизм горных пород, при котором происходит изменение содержания только летучих компонентов без существенного изменения валового химического состава породы, условно называют изохимическим. Когда при метаморфизме происходит существенное изменение валового химического состава породы, метаморфизм называют аллохимическим. Разновидностью аллохимического метаморфизма является метасоматоз (метасоматизм) – совокупность химических ре-

акций с активным привносом и выносом вещества. Метасоматоз происходит в открытой метаморфической системе.

По масштабу проявления метаморфизм может быть региональным, охватывающим значительные по размерам области земной коры, и локальным – участки метаморфизма ограничены зонами сравнительно небольших размеров. Здесь следует понимать, что в геологии понятие «региональный метаморфизм» очень часто относят не только к масштабу проявления, но и к определенному типу метаморфизма с совокупным действием всех факторов – температуры, давления, флюидов.

В современной геологии нет унификации процессов метаморфизма. По совокупному действию факторов метаморфизма (либо по преобладающему действию какого-либо из факторов) исследователи выделяют различное количество типов (видов, классов) метаморфизма под различными названиями. Однако определенное единообразие в выделении типов (видов, классов) метаморфизма все-таки существует. Охарактеризуем типы (виды, классы) метаморфизма, выделяемые большинством исследователей.

Динамо-термальный (или *региональный*) метаморфизм охватывает большие объёмы пород, пространственно соизмеримые с крупными тектоническими структурами. Обусловлен одновременным воздействием температуры и давления. Проявления такого метаморфизма связаны с тектонически активными зонами, в частности с зонами горообразования.

Породы могут оказаться в условиях регионального метаморфизма и в случае пригибания территории вне зон проявления эндогенной активности и значительных тепловых потоков. В этом случае высокая температура достигается за счёт геотермического градиента, а давление – за счёт веса вышележащих пород. Такой тип регионального метаморфизма называют *метаморфизмом погружения*. Изучение глубокопогруженных толщ показало, что для пород характерны только низкотемпературные метаморфические преобразования, соответствующие начальным этапам метаморфизма.

При региональном метаморфизме образовавшиеся в экзогенных условиях минералы дегидратируются. Для пород этого типа метаморфизма характерны кварц, полевые шпаты, слюда, гранаты, турмалин, роговая обманка, эпидот, корунд, апатит, хлорит, магнетит, графит. Породы называются гнейсами, кристаллическими и метаморфическими сланцами и т. д. При региональном метаморфизме возникает ряд рудных минералов, иногда в промышленных масштабах, напри-

мер железные руды в железистых кварцитах – Кривой Рог, Курская магнитная аномалия.

Контактовый (или термальный) метаморфизм связан с воздействием теплового потока магматических расплавов и сопровождающих их флюидных потоков на вмещающие породы земной коры. Главным регулирующим фактором образования метаморфических пород является увеличение температуры. Масштабы контактового воздействия на породы зависят от состава, объёма и температуры магматического тела. Изменения пород на контактах с небольшими дайками, силлами и лавовыми потоками имеют ширину от миллиметров до нескольких метров, при этом в них не отмечается значительного преобразования пород. Чаще всего эти преобразования – только дегидратация минералов. Вокруг крупных интрузивов ширина экзоконтактовых ореолов достигает больших масштабов – до сотен метров и километров. Наиболее мощные экзоконтактовые зоны окружают крупные гранитоидные интрузивы, что связано с насыщенностью гранитных расплавов флюидами. Отделяясь от магматического расплава, флюиды проникают в толщи вмещающих пород, приводя к их нагреву. Степень преобразования пород экзоконтактовой зоны снижается по мере удаления от интрузива. Минеральные ассоциации, состоящие из высокотемпературных минералов, располагаются вблизи интрузива, низкотемпературные – на периферии контактовой зоны. Форма экзоконтактовых ореолов и выделяемых внутри них зон, отличающихся минеральными ассоциациями, имеет сложные очертания. Это связано с различной флюидопроницаемостью толщи (максимальной в области трещин и разломов) и составом этих пород.

Контактовый метасоматоз. Если воздействие флюидов на породы не ограничивается только нагреванием, а сопровождается транспортированием химических элементов (привносом-выносом), то метаморфизм перестает быть только контактным (термальным) и переходит в контактовый метасоматоз. Частным случаем контактового метасоматоза является образование метаморфических пород – скарнов. Скарны чаще всего образуются на контактах существенно кислых магматических пород (таких как граниты, гранодиориты, кварцевые диориты) с карбонатными породами – известняками и доломитами. Скарны состоят главным образом из силикатов кальция, железа, алюминия и других элементов. К скарнам часто приурочены крупные месторождения полезных ископаемых – железа, вольфрама, свинца и цинка, меди и т. д., например, многие железорудные месторождения юга Красноярского края.

Автометаморфизм (автометасоматоз) – процессы воздействия на уже раскристаллизованные магматические породы отделившихся от интрузива при его остывании флюидов и гидротермальных растворов (пневматолито-гидротермальный процесс). При автометаморфизме в интрузиве происходит переработка ранее образованных минералов и замена их новыми. Пневматолито-гидротермальные процессы обуславливают грейзенизацию, серпентизацию, каолинизацию и другие изменения в интрузиве. Грейзены обычно представляют собой массивы гранитов с высоким содержанием светлой слюды – мусковита и серицита. Кроме того, в их состав входят кварц, топаз, флюорит, турмалин и другие минералы.

При контактовом метаморфизме (включая контактово-метасоматические и автометаморфические процессы) образуются такие минералы: графит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, гематит, корунд и его разновидности (рубин, сапфир), магнетит, кварц, касситерит, вольфрамит, шеелит, кальцит, сидерит, апатит, полевые шпаты, авгит, роговая обманка, слюды, гранаты, топаз, турмалин, серпентин, асбест, эпидот, оливин, тальк, каолинит.

Динамический (дислокационный, динамометаморфизм) метаморфизм протекает в условиях повышенного давления при относительно низкой температуре. Температура при данном типе метаморфизма обусловлена только нормальным геотермическим градиентом теплового потока. Главным регулирующим фактором образования метаморфических пород является повышение давления. Такой метаморфизм связан с зонами тектонических деформаций (смятия, разломов). Интенсивность метаморфических преобразований возрастает по мере нарастания интенсивности тектонических напряжений.

В малоглубинных условиях при низких температурах горные породы ведут себя как хрупкие тела, что приводит к их дроблению на обломки разной размерности и формированию катакластических (обломочных) текстур. При динамическом метаморфизме глубинных пород, обладающих пластичностью, главным процессом является перекристаллизация вещества в условиях увеличения давления.

При динамическом метаморфизме образуются минералы, обладающие листоватыми, столбчатыми, игольчатыми и другими формами, удлиненными в одном направлении. Направление удлинения минералов ориентировано перпендикулярно направлению давления. В горных породах возникает сланцеватость – способность горных пород при ударе относительно легко раскалываться параллельно определенной плоскости. Характерные минералы зо-

ны динамометаморфизма – эпидот, альбит, слюды, хлорит, гранаты, тальк, кварц и др.

Ультраметаморфизм – региональный метаморфизм горных пород в глубинных зонах земной коры, сопровождающийся развитием мигматитов. Мигматит – горная порода, состоящая из метаморфического вмещающего вещества с жилками гранита (рис. 6.13). Возникает вследствие проникновения жидких слоев гранитной магмы вдоль сланцеватости метаморфических пород. Гранитная магма может образоваться в результате частичного плавления (анатексиса) метаморфических пород в условиях глубокого погружения при региональном метаморфизме. Другой способ возникновения мигматитов – инъекция гранитного расплава от интрузии кислого состава в находящиеся поблизости трещиноватые метаморфические породы. Мигматиты широко распространены в древних докембрийских гранитогнейсовых комплексах.



Рис. 6.13. Мигматит. Коричневое – гранитные жилки, темное – вмещающая метаморфическая порода

Импактный (ударный) метаморфизм – процесс преобразования строения и минерального состава горных пород в результате падения крупных метеоритов на поверхность Земли. Импактиты – горные породы земного происхождения, видоизмененные в результате падения крупных метеоритов, смесь дробленого и расплавного материала. Астроблема («звездная рана») – углубление, появившееся на поверхности Земли в результате падения космического тела меньшего размера. Распределение астроблем по поверхности Земли носит случайный характер.

Полезные ископаемые, сформированные в процессе метаморфизма, разнообразны по составу и подразделяются на метаморфизованные и метаморфические.

К метаморфизованным месторождениям относят такие, когда в результате метаморфических процессов из рассеянных в породе минералов образуются промышленные скопления с тем же минеральным составом. Например, в докембрийских железистых кварцитах это месторождения железных руд, состоящие из магнетита и гематита.

К метаморфическим месторождениям относят такие, которые состоят из новообразованных метаморфических минералов. Например, месторождения талька, хризотил-асбеста, флогопита, корунда, графита и др.

6.3.1. Метаморфические горные породы

Метаморфические горные породы классифицируются по минеральному составу, структурно-текстурным признакам, типу метаморфизма, происхождению исходных пород (протолита), метаморфическим фациям. Когда протолитом является магматическая порода, то к названию метаморфической породы добавляется приставка «орто» – например, ортогнейс; протолит – осадочная порода – приставка «пара» – парагнейс. Однако установить генезис протолита очень часто бывает затруднительно, так как в процессе метаморфизма его генетические признаки протолита нивелируются. Например, и из гранита, и из песчаника могут образоваться совершенно идентичные слюдяные сланцы.

В зависимости от глубины (давления) и температуры выделяют следующие фации регионального метаморфизма:

- цеолитовую фацию низких температур ($100\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$) и низких давлений ($(0,1\text{--}2)\times 10^8\text{ Па}$) с развитием минералов группы цеолитов наряду с глинистыми минералами, карбонатами, кварцем и др. Типичные представители пород этой фации – глинистые сланцы, серпентиниты;

- фацию зеленых сланцев ($250\text{--}450\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $(0,5\text{--}3)\times 10^8\text{ Па}$), представленную широким развитием хлоритов, серпентина, талька, эпидота, серицита, кварца, карбонатов. Типичные представители пород этой фации – различные зеленые сланцы;

- амфиболитовую фацию ($450\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $(2\text{--}6)\times 10^8\text{ Па}$) с обычными роговообманково-плагиоклазовыми ассоциациями. Типичные представители пород этой фации – разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты;

- гранулитовую фацию ($650\text{--}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $(5\text{--}15)\times 10^8\text{ Па}$), устанавливаемую по присутствию ряда минеральных ассоциаций (силлиманит + ортоклаз; гиперстен + ортоклаз; силлиманит + гиперстен и др.).

В этих условиях не могут существовать минералы, содержащие воду. Поэтому для гранулитовой фации характерны плотные и тяжелые породы. Типичные представители – гранулиты и эклогиты.

Кроме перечисленного нормального ряда фаций регионального метаморфизма, характеризующихся увеличением температуры с глубиной, выделяется глаукофановая фация со сравнительно низкими температурами (300–450 °С) и высокими давлениями $(4–10) \times 10^8$ Па. Она представлена специфическими минералами высоких давлений (глаукофан, лавсонит и др.). Типичные представители пород – голубые (глаукофановые) сланцы.

Переходы между фациями метаморфизма выражаются сменой минеральных ассоциаций и находятся в зависимости от давления, температуры и особенностей химического состава. Поэтому строгих общих границ между фациями регионального метаморфизма нет. Точное разделение условий метаморфизма производится на основе конкретных минеральных ассоциаций.

Метаморфизм с преобладающим проявлением отдельных факторов (в отличие от регионального), как правило, локальный, т. е. проявляется в образовании сравнительно небольших объемов метаморфических пород.

Минеральный состав метаморфических горных пород весьма разнообразен. Он зависит от химического состава исходной породы, типа метаморфизма, метаморфической фации. Наиболее распространенные минералы – слюды, пироксены, амфиболы, карбонаты, кварц, полевые шпаты, гранаты.

Условия образования отражаются в структурах и текстурах метаморфических пород. Как правило, метаморфические породы полностью раскристаллизованы. *Бластез* – процесс перекристаллизации в твердом состоянии исходной горной породы во вновь образующуюся метаморфическую породу. Поэтому к названию структуры метаморфической породы добавляется слово «бласто». Различают гомобластические (равномернозернистые) и гетеробластические (неравномернозернистые) структуры. Частный случай гетеробластических структур – порфиробластические структуры, характеризующиеся наличием крупных кристаллов минералов (порфиробластов) среди мелкозернистой массы породы. По форме зерен минералов среди метаморфических пород различают гранобластовые, или зернистые структуры (мраморы); лепидобластовые, или листоватые, свойственные породам, содержащим зерна минералов листовидной формы (слюдяные сланцы); лепидогранобластовые, или зернисто-листовые (кри-

сталлические сланцы). Для пород динамометаморфизма характерны катакластические структуры (структуры дробления). Если метаморфические породы сохранили реликты исходных структур, то название дают по первичной структуре, но с добавлением «бласто» (бласто-порфировая, бластопсаммитовая и т. д.).

Текстуры метаморфических пород отражают условия, в которых породы формировались. Поскольку метаморфические породы формируются в пластическом состоянии, то для них характерны ориентированные текстуры, среди которых различают гнейсовую, сланцевую и флюидальную. Гнейсовая текстура может быть определена как полосчатость в породах гранитной (гранитоидной) структуры с зернами такого же размера, как у гранита. Полосчатость варьирует от четкого чередования слоев светлоокрашенных минералов с темноцветными до труднораспознаваемой тенденции к расположению чешуек слюды в виде параллельных прослоек. Сланцевая текстура может быть определена как текстура с согласным залеганием минеральных зерен в субпараллельных прослойках. Флюидальная текстура (лат. *fluidus* – текучий) – строение горных пород, характеризующееся потокообразным расположением кристаллов горных пород или микролитов основной массы, огибающих вкрапленники. Характерны также массивная и пятнистая текстуры. В метаморфических породах могут сохраняться реликты текстур исходных пород.

Таблица 6.3

Классификация метаморфических горных пород

Тип метаморфизма	Типичные представители горных пород	
Региональный	Фации	
	Цеолитовая	Глинистые сланцы, серпентиниты
	Зеленых сланцев	Зеленые сланцы
	Амфиболитовая	Кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты
	Гранулитовая	Гранулиты и эклогиты
	Глаукофановая	Голубые (глаукофановые) сланцы
Динамометаморфизм	Тектонические брекчии и милониты	
Термальный	Мраморы, роговики, кварциты	
Метасоматоз	Скарны, грейзены, березиты, листвениты	
Ударный	Импактиты	

Укрупненная классификация метаморфических пород приведена в табл. 6.3.

6.4. Землетрясения (сейсмичность)

Землетрясения – подземные толчки и колебания поверхности Земли, вызванные естественными или техногенными причинами. Естественными причинами являются главным образом тектонические процессы, техногенными – заполнение водохранилищ, обрушение горных выработок, взрывы, в том числе ядерные, и др. Небольшие толчки может вызывать также подъем лавы при вулканических извержениях.

Эндогенные процессы обуславливают и изменения напряженного состояния горных пород отдельных блоков земной коры. Когда концентрация напряжений превосходит предел прочности горных пород, то происходят разрыв и перемещение блоков земной коры относительно друг друга. Эти процессы сопровождаются сотрясениями земной коры различной силы и являются естественной причиной землетрясений.

Очаг землетрясения – область в литосфере, где происходит перемещение масс горных пород по образующемуся или развивающемуся тектоническому разрыву. В очаге землетрясения высвобождается энергия накопившихся напряжений и возникают упругие колебания. Очаги землетрясения могут быть расположены на разной глубине. В пределах земной коры они обычно расположены до глубины 60 км, но иногда возникают и в верхней мантии на глубине 500–700 км. Гипоцентр (фокус) землетрясения – центральная точка очага землетрясения. Эпицентр землетрясения – проекция гипоцентра на земную поверхность. В эпицентре и вокруг него (эпицентральной области) наблюдаются наибольшие разрушения.

Современные геологи считают, что землетрясения в мантии на глубинах до 700 км связаны с глубинными наклонными разломами в месте погружения океанической плиты под континентальную – сейсмофокальными зонами Бенъофа – Заварицкого (рис. 6.14).

Ежегодно на Земле происходит около миллиона землетрясений, но большинство из них так незначительны, что остаются незамеченными людьми и фиксируются только сейсмическими станциями слежения. Сильные землетрясения, способные вызвать обширные разрушения, случаются на планете примерно раз в две недели. Большая часть сильных землетрясений приходится на дно океанов, поэтому, когда подводное землетрясение не сопровождается цунами, катастрофические последствия отсутствуют.

Цунами (япон. – волна в заливе) – природное явление, представляющее собой морские волны большой длины, возникающие главным

образом при подводных и прибрежных землетрясениях. Между возникновением цунами и землетрясениями наблюдается зависимость – возникновению цунами всегда предшествует землетрясение, но далеко не все землетрясения сопровождаются цунами. Причины такой зависимости дискуссионны. Цунамиопасными районами России являются Курилы, Камчатка, Сахалин, побережье Тихого океана. Сформировавшись в каком-либо месте, цунами может распространяться со скоростью до 1000 км/ч на несколько тысяч километров. Высота цунами в области возникновения от 0,1 до 5 метров. При достижении мелководья высота волны резко увеличивается, достигая высоты от 10 до 50 метров. Огромные массы воды, выбрасываемые на берег, приводят к затоплению местности, разрушению зданий и сооружений, линий электропередачи и связи, дорог, мостов, причалов, а также к гибели людей и животных. Перед водяным валом распространяется воздушная ударная волна. Она действует аналогично взрывной волне, разрушая здания и сооружения. Волна цунами может быть не единственной. Очень часто это серия волн, накатываемых на берег с интервалом в один час и более.

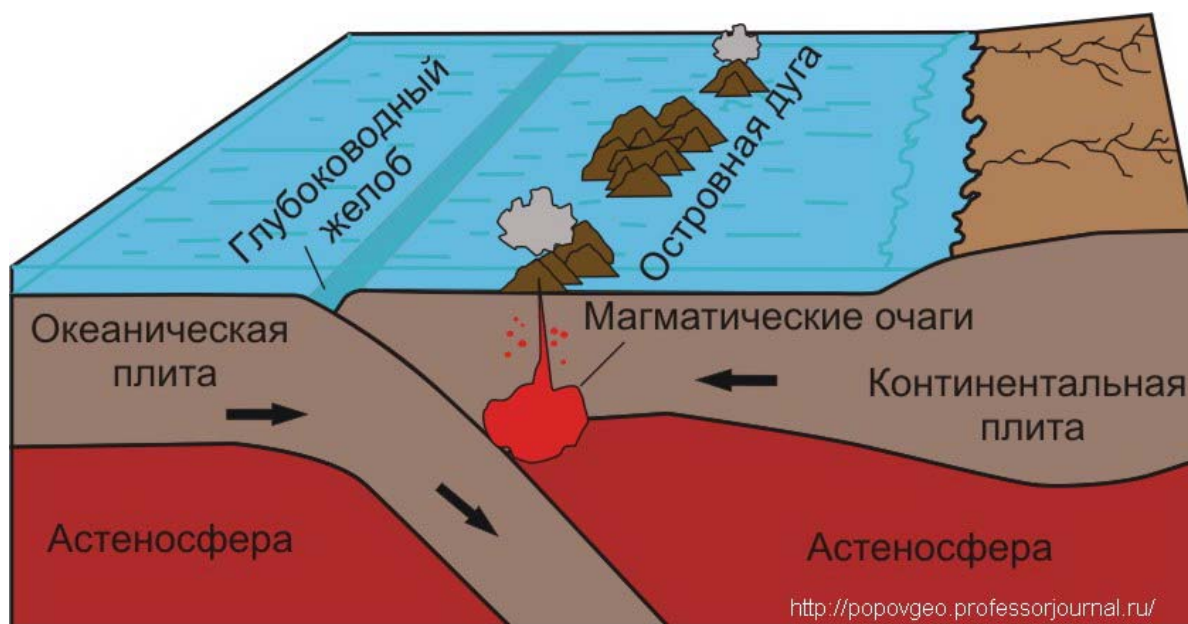


Рис. 6.14. Иллюстрация к понятию «сейсмофокальные зоны Беньофа – Заварицкого» (по Ю.В. Попову [80])

Землетрясения происходят на Земле не повсеместно. Они концентрируются в сравнительно узких поясах, приуроченных в основном к высоким горам или глубоководным океаническим желобам (рис. 6.15). Первый из этих поясов обрамляет Тихий океан; второй простирается от середины Атлантического океана через бассейн Сре-

диземного моря, Гималаи, Восточную Азию и вплоть до Тихого океана; третий захватывает срединный Атлантический подводный хребет, Исландию, остров Ян-Майен и подводный хребет Ломоносова в Арктике. Землетрясения происходят также в зоне африканских и азиатских впадин, таких как Красное море, озера Танганьика и Ньяса в Африке, Иссык-Куль и Байкал в Азии.

Сравнительно слабые землетрясения генерируют энергию упругих колебаний порядка 10^{12} эрг, а самые сильные – 10^{25} эрг. При столь значительном диапазоне изменчивости предложено использовать для характеристики энергии землетрясения логарифмическую шкалу. По этой шкале за единицу измерения принимается *магнитуда* – безразмерная величина, пропорциональная логарифму отношения максимальных амплитуд определенного типа волн данного землетрясения и некоторого стандартного землетрясения. За стандартное принимается самое слабое землетрясение, которое фиксируется сейсмическими станциями. В такой шкале увеличение магнитуды на единицу соответствует увеличению амплитуды колебаний в 10 раз и увеличению энергии землетрясения в очаге примерно в 32 раза. Данная шкала названа по имени предложившего ее в 1935 году американского сейсмолога Рихтера (1890–1985) – шкала Рихтера.

Параметр «магнитуда» удобен для сравнения землетрясений друг с другом по величине энергии, генерируемой в очаге. В современной геологии считают, что в земных условиях землетрясений с магнитудой более 9 быть не может. Это мнение основано на том, что энергия землетрясения определяется площадью очага землетрясения – чем больше эта площадь, тем больше энергия землетрясения. Наблюдения показали, что размер очага землетрясения (площади, на которой произошло смещение горных пород) при слабых, едва ощутимых человеком толчках измеряется в длину и по вертикали несколькими метрами. При землетрясениях средней силы, когда возникают трещины в каменных зданиях, размеры очага уже достигают километров. Очаги при самых сильных катастрофических землетрясениях имеют протяженность 500–1000 км и уходят на глубину до 50 км. У максимального из зарегистрированных на Земле землетрясений (Чили, 21 мая 1960 года) очаг равен 1000×100 км, т. е. близок к максимальной длине установленных тектонических разломов. Невозможно и дальнейшее увеличение глубины очага, так как земное вещество на глубинах более 100 км переходит в состояние, близкое к плавлению. Следовательно, такое землетрясение, как Чилийское 21 мая 1960 года, с магнитудой около 8,5 можно считать близким к предельно возможному в земных условиях.

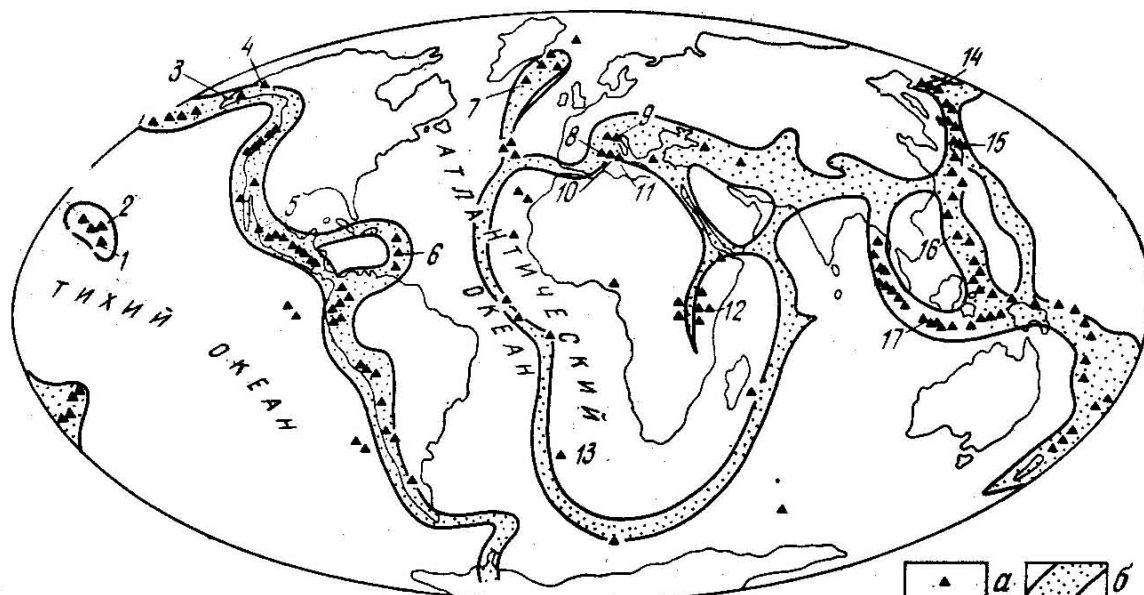


Рис. 6.15. Схема размещения областей активной вулканической и сейсмической деятельности: а – действующие вулканы; б – основные области землетрясений. Вулканы: 1 – Килауэа; 2 – Мауна-Лоа; 3 – Долина Десяти Тысяч Дымов; 4 – Катмай; 5 – Парикутин; 6 – Мон-Пеле; 7 – Суртсей; 8 – Вулькано; 9 – Везувий; 10 – Стромболи; 11 – Этна; 12 – Килиманджаро; 13 – Тристан-да-Кунья; 14 – Безымянный; 15 – Фудзияма; 16 – Тааль; 17 – Кракатау

Магнитуда землетрясения дает представление об энергии землетрясения, но не характеризует его интенсивность. *Интенсивность землетрясения* – сейсмический эффект проявления землетрясения на земной поверхности. Интенсивность землетрясения оценивается в баллах по описательной шкале. Эта шкала основана на реакции людей и характере разрушений на земной поверхности от произошедшего землетрясения.

Существует большое число сейсмических шкал интенсивности землетрясений. В Российской Федерации используется сейсмическая шкала MSK-64 (шкала Медведева–Шпонхойера–Карника, табл. 6.5). Максимальное значение интенсивности в этой шкале, как и в большинстве других аналогичных шкал, составляет 12 баллов. Более современной шкалой сейсмической интенсивности является 12-балльная Европейская макросейсмическая шкала – EMS-98. Инженеры-строители при проектировании зданий и сооружений обычно учитывают информацию об интенсивности начиная с 7 баллов и выше. В Японии используется 7-балльная шкала сейсмической интенсивности. Изосейсты – изолинии землетрясений одинаковой интенсивности. Интенсивность землетрясения в конкретном пункте земной поверхности зависит не только от магнитуды, но и от расстояния до эпицентра, глубины очага землетрясения, особенностей геологического строения

пород и грунта в пункте наблюдения. Например, в несейсмичной Москве наблюдаются землетрясения в 3 балла – колебания от удаленных на тысячу километров землетрясений в Карпатах. В табл. 6.4 приведена эмпирическая зависимость соотношения магнитуды и интенсивности в зависимости от глубины очага землетрясения. Средства массовой информации часто путают сейсмическую шкалу интенсивности землетрясений со шкалой Рихтера.

Таблица 6.4

Примерное соотношение магнитуды (по шкале Рихтера) и интенсивности (по шкале MSK-64) в зависимости от глубины очага землетрясения

Глубина очага, км	Магнитуда по Рихтеру			
	5	6	7	8
	Балльность по шкале MSK-64			
10	7	8–9	10	11–12
20	6	7–8	9	10–11
40	5	6–7	8	9–10

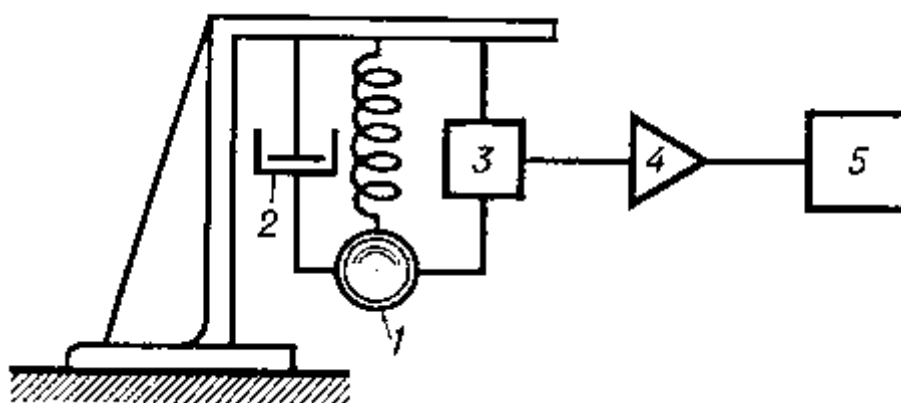


Рис. 6.16. Схема сейсмографа: 1 – груз сейсмометра; 2 – демпфер (устройство для гашения собственных колебаний груза); 3 – преобразователь движения груза в электрический сигнал; 4 – фильтр-усилитель; 5 – самописец

Сейсмограф (рис. 6.16) – прибор, записывающий колебания грунта, вызванные сейсмическими волнами. Состоит из сейсмометра – прибора, принимающего сейсмический сигнал, и регистрирующего устройства. Основная часть сейсмометра – груз, соединённый с основанием прибора какой-либо упругой связью. Основание прибора жестко укреплено на исследуемом объекте. При колебаниях объекта вследствие инерции возникает движение груза относительно основа-

ния. Это движение в большинстве современных сейсмометров преобразуется в электрический сигнал, который записывается в форме сейсмограммы – непрерывной записи упругих колебаний Земли, вызванных землетрясением или взрывом (рис. 6.17).

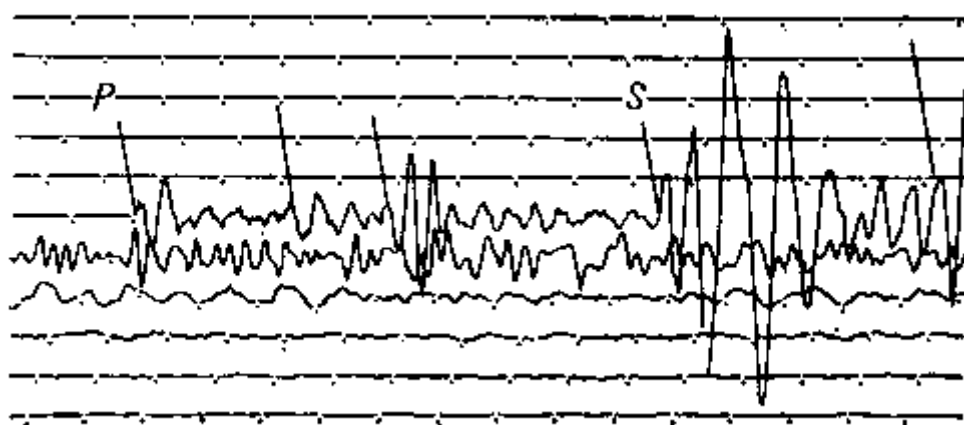


Рис. 6.17. Сейсмограмма: P – продольные волны; S – поперечные волны

Исследование зависимости скорости сейсмических волн (P и S) от глубины (рис. 6.18) позволило сделать вывод, что Земля разделяется на три основные части – кору, мантию и ядро.

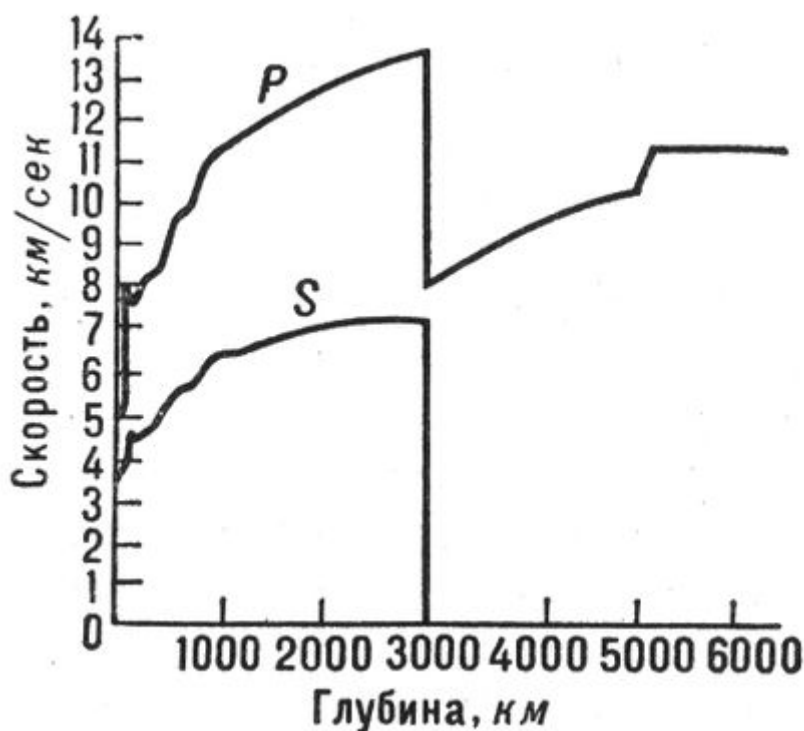


Рис. 6.18. Зависимость скорости продольных и поперечных волн от глубины Земли

Таблица 6.5

**Сейсмическая шкала интенсивности землетрясений
(шкала Медведева–Шпонхойера–Карника – MSK-64)**

Балл	Сила землетрясения	Краткая характеристика
I	Не ощущается людьми и животными	Не ощущается. Отмечается только сейсмическими приборами
II	Очень слабые толчки	Отмечается сейсмическими приборами. Ощущается только отдельными людьми, находящимися в состоянии полного покоя в верхних этажах зданий, и очень чуткими домашними животными
III	Слабое	Ощущается только внутри некоторых зданий, как сотрясение от грузовика
IV	Интенсивное	Распознаётся по лёгкому дребезжанию и колебанию предметов, посуды и оконных стёкол, скрипу дверей и стен. Внутри здания сотрясение ощущает большинство людей
V	Довольно сильное	Под открытым небом ощущается многими, внутри домов — всеми. Общее сотрясение здания, колебание мебели. Маятники часов останавливаются. Трещины в оконных стёклах и штукатурке. Пробуждение спящих. Ощущается людьми и вне зданий, качаются тонкие ветки деревьев. Хлопают двери
VI	Сильное	Ощущается всеми. Многие в испуге выбегают на улицу. Картины падают со стен. Отдельные куски штукатурки откалываются
VII	Очень сильное	Повреждения в стенах каменных домов. Антисейсмические, а также деревянные и плетневые постройки остаются невредимыми
VIII	Разрушительное	Трещины на крутых склонах и на сырой почве. Памятники сдвигаются с места или опрокидываются. Дома сильно повреждаются. Падают фабричные трубы
IX	Опустошительное	Сильное повреждение и разрушение каменных домов. Старые деревянные дома кривятся
X	Уничтожающее	Трещины в почве иногда до метра шириной. Оползни и обвалы со склонов. Разрушение каменных построек. Искривление железнодорожных рельсов
XI	Катастрофа	Широкие трещины в поверхностных слоях земли. Многочисленные оползни и обвалы. Каменные дома почти полностью разрушаются. Сильное искривление и выпучивание железнодорожных рельсов, разрушаются мосты
XII	Сильная катастрофа	Изменения в почве достигают огромных размеров. Многочисленные трещины, обвалы, оползни. Возникновение водопадов, подпруд на озёрах, отклонение течения рек. Изменяется рельеф. Все сооружения разрушаются

Постоянные наблюдения за землетрясениями осуществляются сейсмической службой. Современная мировая сеть насчитывает свыше 2 000 стационарных сейсмических станций, данные которых систематически публикуются в сейсмологических бюллетенях и каталогах. Кроме стационарных станций используются экспедиционные сейсмографы, в том числе устанавливаемые на дне океанов. Экспедиционные сейсмографы засылались на Луну, а также Марс и Венеру. На Луне 5 сейсмографов ежегодно регистрируют до 3 000 лунотрясений.

Сейсмическое районирование – деление территории на районы с разной степенью интенсивности ожидаемых землетрясений. Сейсмическое районирование актуально для всей без исключения территории Российской Федерации, где даже на относительно спокойных в геологическом отношении равнинных территориях имели место и возможны в будущем достаточно сильные и разрушительные землетрясения. Выделение сейсмоопасных районов основывается на результатах совместного анализа инструментальных и макросейсмических данных о землетрясениях прошлых лет. К таким данным относятся: интенсивность колебаний на поверхности Земли; пространственное распределение очагов землетрясений и их размеры; магнитуда и энергия землетрясений; повторяемость землетрясений и др. Кроме того, учитываются геологические особенности района – история геологического развития, интенсивность и контрастность новейших и современных тектонических движений, возраст и характер тектонических нарушений, их активность и т. п. Результатом сейсмического районирования является составление карт потенциальной сейсмической опасности территории.

Согласно российским стандартам, сейсмическое районирование подразделяется на общее сейсмическое районирование (ОСР), детальное сейсмическое районирование (ДСР) и сейсмическое микро-районирование (СМР). Различие между перечисленными видами сейсмического районирования заключается в масштабах и детальности изучения объектов районирования, содержании задач районирования и методиках их решения. Отсюда определяются масштабы картирования. ОСР отвечает федеральному уровню, ДСР – региональному и СМР – местному (муниципальному). Карты общего сейсмического районирования, определяющие исходную сейсмическую опасность, входят в состав Строительных норм и правил (СНиП), а также других нормативных и методических документов по сейсмостойкому проектированию и строительству.

Сейсмостойкое строительство – строительство, осуществляемое с учётом воздействия на здания и сооружения сейсмических сил. Наряду с термином «сейсмическое строительство» получил распространение более точный термин – «антисейсмическое строительство». Дополнительные требования к объектам, строящимся в сейсмических районах, устанавливаются соответствующими нормами (Строительные нормы и правила – СНиП).

Сейсмичность районов строительства определяется по картам сейсмического районирования. В зависимости от степени сейсмической опасности района строительства (согласно СНиП) выбирается комплекс мероприятий, обеспечивающих сейсмостойкость сооружения. Сейсмостойкость обеспечивается как выбором благоприятной в сейсмическом отношении площадки строительства, так и разработкой наиболее рациональных конструктивной и планировочной схем сооружения. Используются специальные конструктивные материалы, повышающие прочность и монолитность несущих конструкций и создающие возможность развития в конструктивных элементах и узлах пластических деформаций. Такие деформации значительно увеличивают сопротивляемость сооружений действию сейсмических сил. Большое значение для повышения сейсмостойкости сооружений имеет высокое качество строительных материалов и работ.

Проблема краткосрочного прогноза землетрясений. В настоящее время не существует методики точного определения места, времени и интенсивности землетрясения. Все модели краткосрочного прогноза землетрясения вероятностны – даже незначительное изменение какого-либо фактора землетрясения может существенно изменить его параметры. Например, распространяющийся во время землетрясения фронт разрушения подходит к участку повышенной прочности. От того, будет разрушен этот участок или нет, зависит магнитуда землетрясения. В случае разрушения участка очаг землетрясения увеличит свою площадь – и землетрясение станет катастрофическим. В противном случае землетрясение останется небольшим. Исход зависит от прочности участка: если она меньше некоторого порога, то разрушение пойдет по первому сценарию, а если больше – по второму. Возникает «эффект бабочки»: ничтожно малое различие в прочности или напряжениях приводит к макроскопическим последствиям. Эти последствия нельзя предсказать с математической точностью, так как оцениваемое различие меньше точности возможных в современной технике измерений.

Единственный удачный краткосрочный прогноз землетрясения имел место в Китае в 1975 году. Китайские учёные в течение нескольких лет непрерывно отслеживали наклон поверхности, уровень грунтовых вод, а также содержание радона в горных породах. По предположению этих исследователей, данные параметры, кроме сезонных изменений, а также многолетнего тренда, должны резко измениться за несколько недель или месяцев перед крупным землетрясением. Учёные предсказали землетрясение 4 февраля 1975 года в густонаселённом Ляонине, жертвами которого могли бы стать миллионы человек. Однако вскоре (27 июня 1976 года) случилось Таншаньское землетрясение (8,2 по Рихтеру), которое предсказано не было. Количество жертв этого землетрясения (более 655 тысяч) было одним из самых больших в истории наблюдений.

Примеры наиболее известных и катастрофических землетрясений:

- 23 января 1556 года – Ганьсу и Шэньси, Китай – 830 000 человек погибло, больше чем после любого другого землетрясения в истории человечества;

- 1755 год – Лиссабон – от 60 000 до 100 000 человек погибло, город полностью разрушен;

- 18 апреля 1906 года – Сан-Франциско, США – 1500 человек погибло, уничтожено 10 км² города;

- 28 декабря 1908 года – Сицилия, Италия – 83 000 человек погибло, превращен в руины г. Мессина;

- 1948 год – Ашхабад, Туркменская ССР, СССР, Ашхабадское землетрясение – 110 000 человек погибло;

- 21 мая 1960 года – Великое Чилийское землетрясение, Республика Чили, около 10 000 погибло, разрушены города Консепсьон, Вальдивия, Пуэрто-Монтт;

- 27 июня 1976 года – Таншань, Северо-восточный Китай, Таншаньское землетрясение (8,2 по Рихтеру) – более 655 000 человек погибло;

- 7 декабря 1988 года – Спитакское землетрясение, Армянская ССР, СССР – разрушены города Спитак, Ленинакан и множество посёлков, 40 000–45 000 человек погибло. Столько же получили увечья;

- 26 декабря 2004 года – землетрясение в Индийском океане, от последовавшего цунами погибло 225–250 тысяч человек;

- 12 января 2010 года – землетрясение в Республике Гаити, магнитуда 7,0. Количество погибших – 220 тысяч человек, 300 тысяч получили ранения, 1,1 млн человек лишились жилья.

Использованные источники [4; 9; 16; 18; 21; 24; 30; 33; 36; 40; 45; 46; 47; 55; 59; 65; 68; 70; 71; 72; 74; 75; 79; 80; 81; 84; 85].

Контрольные вопросы и задания

1. Дайте определение и классификацию (по времени проявления) тектонических движений.
2. Что значит понятие «деформация горных пород»? Охарактеризуйте деформации пород.
3. Что такое пликативные и дизъюнктивные дислокации горных пород?
4. Охарактеризуйте пликативные и дизъюнктивные дислокации горных пород.
5. Охарактеризуйте понятие «напряженное состояние земной коры».
6. Назовите источники напряжений в земной коре и охарактеризуйте эти источники.
7. Что такое рифт?
8. Что такое магматизм и в каких формах он проявляется?
9. Охарактеризуйте понятие «магма».
10. Назовите основные элементы строения вулканов.
11. Приведите классификацию типов извержений.
12. Охарактеризуйте твердые, жидкие и газообразные продукты извержений.
13. Охарактеризуйте физические свойства различных по составу лав.
14. Что такое интрузия и интрузивный магматизм?
15. Что такое эндоконтакт и экзоконтакт?
16. Охарактеризуйте формы интрузивных тел.
17. Дайте определение понятию «метаморфизм» и охарактеризуйте типы метаморфизма.
18. Что такое метаморфическая фация?
19. Приведите классификацию и краткую характеристику метаморфических горных пород.
20. Какие полезные ископаемые связаны с процессами метаморфизма?
21. Дайте определения понятий «землетрясение (сейсмичность)» и «цунами».
22. Как связаны между собой землетрясения и цунами?
23. Что является источником землетрясений?

24. Что такое магнитуда?
25. Что такое очаг, гипоцентр и эпицентр землетрясения?
26. Охарактеризуйте шкалы землетрясений.
27. Что такое сейсмическое районирование и цель его проведения?
28. На каких территориях выполняется сейсмическое (антисейсмическое) строительство?
29. В чем заключается проблема краткосрочного прогноза землетрясений?

Глава 7

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Общая характеристика экзогенных процессов приведена в параграфе 5.2. Рассмотрим эти процессы детально.

7.1. Выветривание. Коры выветривания

Выветривание – процесс разрушения и изменения горных пород в условиях земной поверхности под влиянием механического и химического воздействия атмосферы, грунтовых и поверхностных вод и организмов. По характеру среды, в которой происходит процесс, различают атмосферное и подводное (гальмиролиз) выветривание.

Гальмиролиз (греч. *halmuros* – солёный и *lysis* – распад) – подводное выветривание, химико-минералогическое преобразование первичного осадка на дне моря под влиянием процессов растворения, окисления и др. Скорость процессов гальмиролиза определяется главным образом характером присутствующих в морской воде солей и газов, а также быстротой накопления осадков. Особенно благоприятны для гальмиролиза места медленного отложения осадков.

По роду воздействия на горные породы различают следующие виды (типы) выветривания: физическое, ведущее только к механическому распаду породы на обломки; химическое, при котором изменяется химический состав горной породы с образованием минералов, более стойких в условиях земной поверхности; органическое (биологическое), сводящееся к механическому раздроблению и/или химическому изменению породы в результате жизнедеятельности организмов.

Выветривание горных пород совершается под влиянием воды (атмосферные осадки и грунтовые воды), углекислоты и кислорода, водяных паров, атмосферного и грунтового воздуха, сезонных и суточных колебаний температуры, жизнедеятельности макро- и микроорганизмов и продуктов их разложения. Факторы, обуславливающие выветривание, называются агентами выветривания.

На скорость и степень выветривания, мощность продуктов выветривания и на их состав кроме перечисленных агентов влияют так-

же рельеф и геологическое строение местности, состав и структура материнских пород. Подавляющая масса физических и химических процессов выветривания (окисление, сорбция, гидратация, коагуляция) происходит с выделением энергии.

Окисление, окислительный процесс, в узком смысле слова – реакция соединения какого-либо вещества с кислородом. В более широком смысле – химическая реакция отнятия электронов от атомов или ионов. Из обычных окислителей к числу важнейших относятся кислород O_2 , озон O_3 , перекись водорода H_2O_2 , хлор Cl , фтор F , перманганат калия $KMnO_4$, азотная кислота HNO_3 и др.

Сорбция (лат. *sorbeo* – поглощаю) – поглощение твёрдым телом или жидкостью вещества из окружающей среды. Поглощающее тело называется сорбентом, поглощаемое им вещество – сорбатом (или сорбтивом). Различают поглощение вещества всей массой жидкого сорбента (абсорбция); поверхностным слоем твёрдого или жидкого сорбента (адсорбция). Поглощение вещества из газовой среды всей массой твёрдого тела или расплава называется также окклюзией.

Гидратация (греч. *hydor* – вода) – присоединение воды к молекулам, атомам или ионам. Может осуществляться без разрушения или с разрушением молекул воды. Гидратация без разрушения молекул воды приводит к гидратам. Обусловлена электростатическими и вандер-ваальсовыми взаимодействиями. Гидратация с разрушением молекул воды широко распространена в неорганической и органической химии.

Коагуляция (лат. *coagulatio* – свёртывание, сгущение) – слипание частиц коллоидной системы при их столкновениях в процессе теплового (броуновского) движения, перемешивания или направленного перемещения во внешнем силовом поле. В результате коагуляции образуются агрегаты – более крупные (вторичные) частицы, состоящие из скопления более мелких (первичных). Первичные частицы в таких скоплениях соединены силами межмолекулярного взаимодействия непосредственно или через прослойку окружающей (дисперсионной) среды. Коагуляция сопровождается прогрессирующим укрупнением частиц (увеличением размера и массы агрегатов) и уменьшением числа частиц в объёме дисперсионной среды – жидкости или газа.

Обычно виды выветривания действуют одновременно, но в зависимости от климата тот или иной из видов преобладает. Физическое выветривание происходит, главным образом, в условиях сухого и жаркого (аридного) климата и связано с резкими колебаниями температуры горных пород при нагревании солнечными лучами (инсоляци-

ии) и последующем ночном охлаждении. Быстрое изменение объёма поверхностных частей пород ведёт при этом к их растрескиванию. В областях с частыми колебаниями температуры порядка 0 °С механическое разрушение пород происходит под влиянием морозного выветривания. При замерзании воды, проникшей в трещины, объём ее увеличивается и порода разрывается. Химическое и органическое выветривание свойственно регионам с влажным климатом. Основные факторы (агенты) химического выветривания – воздух и особенно вода, содержащая соли, кислоты и щелочи. Водные растворы, циркулирующие в толще пород, помимо простого растворения, способны вызывать сложные химические изменения. Физические и химические процессы выветривания происходят в тесной взаимосвязи с развитием и жизнедеятельностью животных и растений. Продукты распада после смерти животных и растений также участвуют в процессах выветривания.

Наиболее благоприятными для возникновения и сохранения продуктов выветривания на месте их образования являются условия тропического или субтропического климата и незначительное эрозионное расчленение рельефа. При этом толщам горных пород, подвергшихся выветриванию, свойственна (в направлении сверху вниз) геохимическая зональность, выраженная характерным для каждой зоны комплексом минералов. Эти комплексы образуются в результате следующих друг за другом процессов: распада пород под влиянием физического выветривания; выщелачивания; гидратации; гидролиза; окисления. Эти процессы часто идут до полного разложения первичных минералов, вплоть до образования свободных окислов и гидроокислов. В зависимости от степени кислотности-щёлочности среды, участия биогенных факторов образуются минералы различного химического состава: от устойчивых в щелочной среде (в нижних горизонтах) до устойчивых в кислой или нейтральной среде (в верхних горизонтах). Разнообразие продуктов выветривания, представленных различными минералами, определяется в том числе составом минералов первичных горных пород.

В тех случаях, когда продукты выветривания не остаются на месте своего образования, а уносятся с поверхности выветривающихся пород водой или ветром, нередко возникают своеобразные формы рельефа. Эти формы зависят как от характера выветривания, так и от свойств горных пород, в которых процесс выветривания как бы проявляется и подчеркивает особенности их строения. Для магматических пород (гранитов, диабазов и др.) характерны массивные округлённые

формы выветривания (рис. 7.1). Для слоистых осадочных и метаморфических – ступенчатые (рис. 7.2). Неоднородность пород и неодинаковая устойчивость их различных участков к выветриванию ведёт к образованию останцов в виде изолированных гор, столбов, башен и т. п. (рис. 7.3). Во влажном климате на наклонных поверхностях однородных сравнительно легко растворимых в воде пород, например известняков, стекающие воды разъедают неправильной формы углубления, разделённые острыми выступами и гребнями, в результате чего образуется неровная поверхность, так называемые карры (рис. 7.4). Известны причудливые формы выветривания – «каменные грибы» (рис. 7.5).



Рис. 7.1. Выветривание гранитов



Рис. 7.2. Ступенчатое выветривание

При выветривании образуется много растворимых соединений, которые сносятся грунтовой водой в водные бассейны и входят в состав растворённых солей или выпадают в осадок.

Кора выветривания – континентальная геологическая формация, образовавшаяся на земной поверхности в результате изменения ис-

ходных горных пород под воздействием жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов.



Рис. 7.3. Останцы выветривания. На месте образования остались участки наиболее прочных пород. Менее прочные породы разрушены выветриванием, материал этих пород перемещен с места образования



Рис. 7.4. Карры



Рис. 7.5. «Каменные грибы». Алтайский биосферный заповедник, долина реки Чулышман. «Шляпа гриба» – более прочный материал, «ножка» – менее прочный. Со временем «ножка» будет разрушена – и «шляпа» упадет

Продукты изменения, оставшиеся на месте своего образования (элювий), называют остаточной (автоморфной) (греч. avtos – сам) корой выветривания. Помимо первичной автоморфной коры выветривания ряд исследователей (П.И. Гинзбург, В.А. Ковда, В.В. Добровольский и др.) выделяют вторичную, или гидроморфную, кору выветривания. Эта кора выветривания образуется в результате выноса почвенными и грунтовыми водами химических элементов в виде истинных и коллоидных растворов в ходе формирования первичной автоморфной коры. Элементы, выносимые растворами, выпадают в виде минералов в пониженных участках рельефа. Такую взаимосвязь автоморфной и гидроморфной коры выветривания называют *геохимической сопряженностью*. Зачастую она имеет важное практическое значение. Например, с автоморфными латеритными корами выветривания с гидроокислами алюминия часто сочетаются расположенные по соседству и орографически ниже залежи бокситов осадочного происхождения.

В истории геологического развития земной коры неоднократно возникали благоприятные условия для образования мощных автоморфных кор выветривания. К таким благоприятным условиям относятся: сочетание высоких температур и влажности; относительно выровненный рельеф; обилие растительности; продолжительный период выветривания. При достаточно длительном времени выветривания и соответствующих условиях образуются хорошо выраженные зоны коры выветривания, имеющие свои текстурно-структурные особенности и сложенные минералами, отражающими последовательные стадии развития коры. Значительная мощность и наиболее полный профиль коры выветривания формировался в тропической лесной области. В этом профиле коры выветривания выделяют следующие зоны (снизу вверх от материнской породы): обломочная (дезинтегрированная); гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовая; каолинитовая; гиббсит-гематит-гётитовая (рис. 7.6).

Отметим, что в терминологии «Горной энциклопедии» эти зоны носят соответственно такие названия: дезинтеграция; выщелачивание; глинистые минералы; окислы и гидроокислы.

Благодаря присутствию окислов и гидроокислов Al и Fe элювий верхней части коры выветривания в сухом состоянии напоминает обожженный кирпич, часто образующий панцири и окрашенный в красный цвет. Поэтому такая кора выветривания называется *латеритной* (лат. *later* – кирпич). Состав полного профиля автоморфной коры выветривания изменяется снизу вверх, от неизменной мате-

ринской породы до продуктов наиболее глубокого гипергенного преобразования.



Рис. 7.6. Полный профиль коры выветривания

Гипергенез – совокупность процессов химического и физического преобразования минеральных веществ в верхних частях земной коры и на ее поверхности (при низких температурах) под действием атмосферы, гидросферы и живых организмов.

Зона гипергенеза – зона разрушения и преобразования горных пород, их минерально-геохимических изменений в верхней части земной коры под воздействием совокупности факторов и агентов физического, химического и биологического выветривания (аэрация, выносы, переотложения растворимых и остаточных продуктов разрушения и т. п.).

Полный профиль коры выветривания понимается исследователями как идеализированная схема, иллюстрирующая общую направленность процесса выветривания. Конкретные климатические условия и состав горных пород, существовавшие в отдельные этапы геологической истории, могли задерживать или, наоборот, ускорять процесс формирования коры выветривания. В результате этого формировались сокращенные и неполные профили, вплоть до образования однозонального профиля коры выветривания. Например, в пустынях и полупустынях элювий состоит преимущественно из различных обломков, щебня, дресвы, образующихся при физическом выветривании,

местами с карбонатными пленками. Аналогичный однозональный обломочный профиль характерен для тундры. Наблюдаются сокращенные и неполные профили коры выветривания в условиях особо высоких температур и интенсивного водообмена. Здесь в ряде случаев также выпадают промежуточные зоны, местами вплоть до образования однозонального, но уже не обломочного, а профиля, состоящего из свободных окислов и гидроокислов железа и алюминия. Этот однозональный профиль, как и ранее рассмотренный однозональный обломочный профиль, располагается на неизмененных материнских породах.

Среди кор выветривания выделяют два основных морфогенетических типа – площадной и линейный. Площадные коры выветривания развиваются в виде покрова (или плаща), занимают местами обширные площади до десятков и сотен квадратных километров, представляющие различные выровненные тектонически спокойные поверхности рельефа. Линейные коры выветривания имеют линейное распространение в плане. Этот морфогенетический тип кор приурочен к зонам повышенной трещиноватости, к разломам и контактам различных по составу и генезису горных пород. В таких зонах происходит более свободное проникновение воды и связанных с ней химически активных компонентов, что вызывает интенсивный процесс химического выветривания. Отметим, что существует представление об участии в формировании линейных кор выветривания глубинных гидротермальных растворов, с которыми связаны миграция химических элементов и, возможно, метасоматическое замещение одних минералов другими. Такой процесс также приурочен к разломам и зонам повышенной трещиноватости. Здесь наблюдается наибольшая мощность коры в виде глубоко уходящих вниз карманов.

Выделяют также *инфильтрационные коры выветривания*, сформировавшиеся в результате инфильтрации железа, марганца, никеля, кальция, магния, кремния или других элементов, перешедших в раствор при выветривании и вновь отложенных в залегающих ниже выветрелых или неветрелых породах.

Инфильтрация – проникновение атмосферной и поверхностной воды в породы и почву по капиллярным и субкапиллярным порам, трещинам и другим пустотам. Отношение количества осадков, просачивающихся в грунт, к количеству выпавших осадков называется коэффициентом инфильтрации.

Общий процесс формирования коры выветривания весьма сложен, зависит от сочетания многих факторов и представляет собой не-

сколько взаимосвязанных явлений: разрушение и химическое разложение горных пород с образованием продуктов выветривания; частичный вынос и перераспределение продуктов выветривания; синтез новых минералов в результате взаимодействия продуктов выветривания в ходе их миграции; метасоматическое (греч. «мета» – после, «сома» – тело) замещение минералов материнских пород.

Возраст коры самый различный, так как выветривание происходило начиная с самых ранних этапов геологической истории Земли. Выделяют несколько эпох формирования мощных кор выветривания: докембрийская; верхнепалеозойская; триас-юрская; мел-палеогеновая; плиоцен-четвертичная. Реликты этих древних кор выветривания сохраняются под толщей осадочных отложений или выходят на дневную поверхность.

Изучение кор выветривания имеет большое практическое значение. С древними корами выветривания связано образование ряда полезных ископаемых. Содержание примерно 1/3 всех химических элементов достигает в корях выветривания промышленных концентраций. В корях выветривания образуются месторождения алюминия, железа, марганца, никеля, кобальта, урана, редких элементов, бария. Неметаллические полезные ископаемые представлены каолинами, огнеупорными глинами, магнезитами и др. С корами выветривания связано образование россыпей золота, платины, касситерита, титаномагнетита, циркона, монацита, драгоценных камней и других минералов, освобождающихся при выветривании содержащих их горных пород.

7.2. Геологическая деятельность ветра

Ветер – перемещение воздушных масс из области высокого атмосферного давления в область низкого. Характеризуется скоростью, выражаемой либо в м/сек, либо в баллах по шкале Бофорта (0–12), а также направлением по 16 румбам горизонта.

Румб – это направление к точкам горизонта относительно сторон света или угол между двумя такими направлениями. В метеорологии весь горизонт обычно делят на 16 румбов. Направления на север, восток, юг и запад называются главными румбами. Названия остальных румбов комбинируются из названий главных, например северо-восток, юго-запад и т. д.

Классификация ветра по скорости Л.В. Пустовалова приведена в табл. 7.1

Таблица 7.1

Скорость ветра различной силы

Название ветра	Скорость, м/сек
Штиль	< 0,5
Слабый ветер	0,5–4
Умеренный ветер	4–7
Свежий ветер	7–11
Сильный ветер	11–17
Буря (шторм)	17–28
Ураган	> 28

Леонид Васильевич Пустовалов (1902–1970) – советский геолог, член-корреспондент АН СССР. Основные труды – по петрографии и геохимии осадочных горных пород.

Скорость ветра обычно минимальна у поверхности земли, где движение воздуха тормозится рельефом. Например, на верхней части Эйфелевой башни (314 м) скорость ветра была в 4 раза больше, чем на высоте 21 м.

Все процессы, обусловленные деятельностью ветра, и создаваемые этими процессами отложения и формы рельефа называют *эоловыми* (Эол – бог ветров в греческой мифологии). Эоловые процессы протекают на всей территории суши, но наиболее активно проявляются в пустынях, полупустынях, на побережьях морей и океанов. Этому способствует оптимальное сочетание условий, а именно: отсутствие или разреженность растительного покрова, определяющие наличие непосредственного контакта горных пород и воздушных потоков атмосферы; частые ветры; наличие больших объёмов рыхлого материала, способного перемещаться ветром.

Существенную роль эоловые процессы играют также в сухих степях, саваннах, приледниковых областях, долинах крупных рек и других открытых ландшафтах. Переносимый ветром тонкий материал может перемещаться на сотни и даже тысячи километров. Например, на значительных участках океанического дна вклад эолового материала достигает 50–70 % и более. В табл. 7.2 приведена зависимость дальности переноса частиц ветром от размера частицы (Пустовалов, 1940).

При характеристике экзогенных процессов перемещаемый и отлагаемый материал по крупности классифицируется следующим образом: валуны крупные (свыше 500 мм), средние (500–250 мм), мел-

кие (250–100 мм); галька (100–10 мм); гравий крупный (10–5 мм), мелкий (5–2 мм); песок грубый (2–1 мм), средний (0,5–0,25 мм), мелкий (0,25–0,1 мм); алеврит (0,1–0,05 мм); пыль (0,05–0,005 мм); глина (до 0,005 мм). Приведенная градация не абсолютная, некоторые исследователи приводят другие цифры размерности зерен. Однако примерный порядок цифр и качественная градация у всех исследователей одинаковы.

Таблица 7.2

Дальность переноса частиц ветром

Перемещаемый материал	Размер частиц, мм	Дальность переноса
Гравий	1–8	Несколько метров
Грубый и средний песок	1,0–0,25	Менее 1,6 км
Очень тонкий песок	0,05–1,125	Несколько километров
Грубый алеврит	0,03–0,06	323 км
Средний алеврит	0,015–0,03	1630 км
Тонкий алеврит и глина	0,015	Вокруг Земли

Геологическая деятельность ветра складывается из процессов разрушения пород, переноса материала и его аккумуляции. Эти процессы взаимосвязаны и протекают одновременно. В каждом конкретном случае какой-либо из этих процессов может быть преобладающим.

Разрушительная деятельность ветра складывается из двух процессов – дефляции и корразии.

Дефляция (лат. *deflatio* – сдувание) – процесс выдувания и разветывания ветром частиц рыхлых горных пород. Дефляции подвергаются мелкие частицы пелитовой, алевритовой и песчаной размерностей. Различают площадную и локальную дефляции. Площадная дефляция приводит к равномерному выдуванию рыхлых частиц с обширных площадей; понижение поверхности за счёт такой дефляции может достигать 3 см в год. Развитие локальной дефляции определяется особенностями движения воздушных потоков и характером рельефа. С действием восходящих вихревых потоков связано образование котловин выдувания. Многие исследователи именно локальной дефляцией объясняют происхождение некоторых крупных глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии и Северной Африки. Дно этих котловин местами опущено на многие десятки и даже первые сотни метров ниже уровня Мирового океана. В качестве особого вида

локальной дефляции выделяют бороздовую. В трещинах, узких щелях или бороздах сила ветра больше и рыхлый материал выдувается оттуда в первую очередь. В частности, с этим видом дефляции связано углубление колеи дорог. Например, в Китае, на сложенных лёссом территориях, на месте дорог образуются узкие каньоны глубиной в первые десятки метров.

Корразия (лат. *corrado* – скоблить, скрести) представляет собой механическую обработку переносимыми ветром песчаными частицами выходов горных пород на поверхность (рис. 7.7). Обработка выражается в обтачивании, шлифовании, соскабливании, высверливании и т. п. Этот процесс сходен с применяемым в практике методом чистки зданий, загрязненных технических поверхностей и т. д. искусственными песчаными струями. В процессе корразии происходит образование нового обломочного материала, вовлекаемого в процесс дефляции. Отсюда процессы корразии и дефляции взаимосвязаны и протекают одновременно.

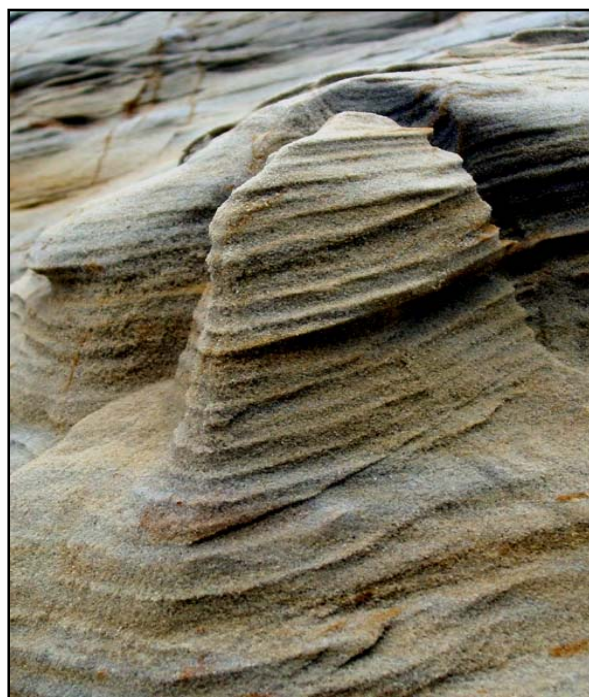


Рис. 7.7. Пример проявления корразии пласта песка

Перенос ветром материала может осуществляться в следующих формах: перекачиванием или скольжением; путем скачкообразных движений – сальтация (лат. *saltatio* – скачок); во взвешенном состоянии.

Перекачиванием или скольжением перемещаются крупные зёрна песка, а при штормовых и ураганных ветрах – галька и гравий.

Сальтацией перемещаются зёрна мелко- и среднезернистого песка. При сальтации песчаное зерно при порыве ветра отрывается от поверхности, поднимается на высоту первых или десятков сантиметров, описывает в воздухе параболическую кривую, а затем, ударяясь о лежащие на поверхности зёрна, вовлекается в движение. Фактически движение ветра и переносимых им частиц представляет собой движение ветропесчаного потока. Насыщенность потока песком убывает по мере удаления от поверхности; на высоту более метра песчаные зёрна поднимаются только при очень сильных ветрах. Важнейшим параметром, определяющим характер ветропесчаного потока, является скорость ветров. Для приведения в движение сухого мелкозернистого песка необходима скорость ветра около 4–5 м/сек; для крупнозернистых песков с диаметром частиц 0,5–1 мм – 10–11 м/сек. Сальтация происходит на открытых (без растительности) пространствах – песчаных побережьях и пустынях (на расстояния до десятков и первых сотен километров).

Перемещение во взвешенном состоянии характерно для пылеватых частиц, которые движутся в воздушном потоке (на высоте до 3–6 км) не опускаясь на поверхность до изменения условий (скорости ветра и др.). Алевритовый и пелитовый материал при благоприятных условиях (сочетание сухого воздуха аридных областей и сильного ветра) может перемещаться на тысячи километров. Особенно далеко может переноситься пыль, поднятая на большую высоту при извержениях вулканов. Так, пепел вулкана Кракатау во время извержения 1883 года облетел земной шар и находился в воздухе около трёх лет, оседая в разных частях планеты. Крупные частицы во взвеси переносятся ураганами и смерчами. В табл. 7.3 приведена зависимость размера взвешиваемых частиц от скорости ветра (Пустовалов, 1940).

Таблица 7.3

Зависимость размера взвешиваемых частиц от скорости ветра

Скорость ветра, м/сек	Размер взвешиваемых частиц, мм
4,5–6,7	0,25
6,7–8,4	0,50
9,8–11,4	1,0
11,4–13,0	1,5

Установлено, что при скорости ветра 3,6 м/сек и более частицы размером 0,007 мм и менее не оседают и постоянно находятся во взвешенном состоянии.

Перенос материала ветром происходит как с суши в водоемы, так и в противоположном направлении. Во время штормов и ураганов при переносе с водоемов на сушу во взвешенном состоянии огромные массы соленой воды вместе с мелкими раковинами переносятся далеко вглубь континентов, засоляют почву и осадки, приносят в континентальные отложения морские формы организмов. Это может привести к ошибкам в палеогеографических построениях и определении положения береговой линии. Геологические масштабы имеет и перенос (волочение) ветром раковин, их обломков с побережий вглубь континентов на расстояния до сотен километров. Засоренные такими отложениями континентальные осадки можно ошибочно принять за морские.

Аккумулятивная деятельность ветра заключается в накоплении эоловых отложений, среди которых выделяются два генетических типа – *эоловые пески* и *эоловые лёссы*. В настоящее время эти отложения образуются в пустынях и на их периферии. Во время четвертичного оледенения такие отложения активно формировались и в зоне, обрамлявшей покровные ледники. Эоловые отложения возникают преимущественно в результате ветрового захвата и переноса более древних накоплений (морских, речных, озёрных и др.) или при частичном участии продуктов механического разрушения других пород. В зависимости от степени и характера эоловой переработки исходного материала эоловые отложения подразделяются на неперемещенные (перевеянные) и перемещенные (навеянные). Перевеянные отложения залегают в непосредственной близости от пород, за счёт которых они накопились, и представлены преимущественно песками. Навеянные отложения лишены пространственной связи с материнскими породами. Для них характерно обогащение мелкозернистым материалом, способным перемещаться на большие расстояния. Эти отложения представлены лёссами.

Характеристика эоловых песков:

- хорошая сортированность зёрен с преобладанием частиц размером 0,1–0,25 мм;
- матовая поверхность зёрен, наличие так называемого «пустынного загара» – железистой или марганцевой плёнки на их поверхности;
- наличие в отложениях ветрогранников – обломков горных пород двух-, трёх- и четырёхгранной формы, возникающих вследствие шлифующего действия песка, переносимого ветром;
- косая слоистость с углами падения слоев около 30° (рис. 7.8);
- отсутствие фауны и цемента.



Рис. 7.8. Схема образования косой слоистости при движении воздушных масс или водного потока

Эоловый лёсс (нем. *loss* – рыхлый, нетвёрдый) – отложения, сложенные пылеватыми частицами, неслоистые, обладающие высокой пористостью.

Характеристика эолового лёсса:

- мелкозернистый пылеватый состав. Частицы размером более 0,25 мм отсутствуют или составляют порядка 5 %;

- высокая пористость – объём пор может достигать 50–55 %.

Лёссы легко разрушаются при дефляции или под действием водных потоков. Например, знаменитая «жёлтая» река Китая – Хуанхэ – имеет специфичный желтый цвет вод за счёт переноса большого объёма лёссового материала;

- залегание в форме плащеобразных покровов;
- отсутствие слоистости и однородность состава;
- наличие в лёссах горизонтов погребенных почв. Изучение особенностей захороненных в толщах лёссов пыльцы и ископаемых моллюсков указывает на их образование в условиях холодного ледникового климата. Горизонты почв, напротив, содержат признаки формирования в более теплых условиях. Эта особенность позволила определить, что значительная часть лёссов возникла в ледниковые эпохи в приледниковых зонах, а захороненные в лёссах почвы – в период межледниковий.

Следует добавить, что, осаждаясь из воздуха, в том числе вместе с каплями дождя и со снегом, пылеватые частицы примешиваются к морским и континентальным осадкам разного генезиса, не образуя в таких случаях самостоятельных эоловых накоплений.

7.2.1. Эоловые формы рельефа

Наиболее распространенными являются аккумулятивные и аккумулятивно-дефляционные формы, образующиеся в результате перемещения и отложения ветром песчаных частиц. Также распростране-

ны выработанные (дефляционные) формы, возникающие за счет выдувания рыхлых продуктов выветривания. Форма и величина аккумулятивных и аккумулятивно-дефляционных образований зависит от сочетания ряда факторов: характера и режима ветров; количества растительности (препятствующей свободному движению песков); насыщенности песчаными частицами ветропесчаного потока; увлажнения песков; характера подстилающей поверхности и др.

Эоловые формы имеют максимальное распространение в пустынях. Для рельефа пустынь характерно одновременное присутствие наложенных друг на друга различных по масштабу динамичных аккумулятивных и дефляционно-аккумулятивных эоловых форм.

Основным элементом микрорельефа является эоловая рябь (рис. 7.9).



Рис. 7.9. Эоловая рябь

Высота валиков ряби – от миллиметров до десятков сантиметров, валики асимметричны – более пологим является наветренный склон. Массовое перекачивание песчинок происходит преимущественно в пределах лишь одного валика ряби, начинаясь на его наветренном склоне и заканчиваясь на гребешке. Движение ряби и «песчаных волн» осуществляется за счёт осыпания подветренного склона валиков.

Более крупные элементы – это барханные формы рельефа – барханы (рис. 7.10), барханные цепи (рис. 7.11), барханные гряды (рис. 7.12) и т. д.

Барханы – подвижные аккумулятивно-дефляционные формы рельефа пустынь, представляющие собой серповидные в плане крупные скопления песков. Характерной морфологической особенностью

барханов служит серповидное очертание в плане и наличие асимметричных склонов. Длинный наветренный склон пологий ($5\text{--}14^\circ$); подветренный склон короткий и крутой ($30\text{--}33^\circ$). Склоны бархана переходят в вытянутые по ветру «рога». Высота барханов обычно составляет первые метры, но может достигать 100 м и более. Барханы динамичны и меняют свою форму в зависимости от направления и скорости ветра и равномерности поступления того или иного количества песка.

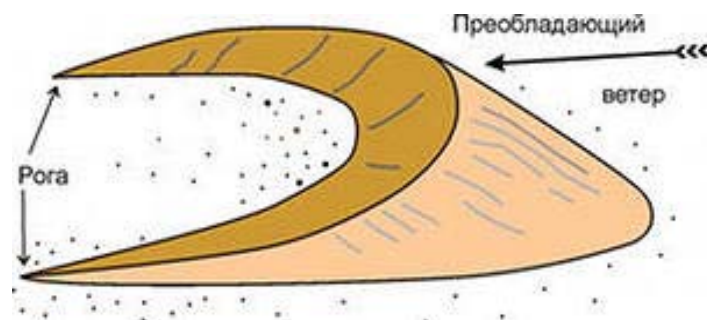


Рис. 7.10. Бархан

Барханная цепь представляет собой подвижное скопление песка, имеющее форму сильно вытянутого асимметричного волнообразного вала. Барханная цепь обычно располагается параллельными рядами. Это связано с формированием двух взаимно перпендикулярных потоков воздуха. Один, основной поток, соответствует направлению ветра и перпендикулярен цепи.



Рис. 7.11. Барханная цепь

Второй поток, образованный за счёт снижения давления при образовании вихрей в зоне аккумуляции, имеет параллельное цепям направление. Длительное существование перпендикулярных направлению ветра барханных форм возможно лишь при наличии двух проти-

воположно ориентированных направлений господствующих ветров, сдерживающих вытягивание «рогов» параллельно ветру.

Наличие одного господствующего направления ветров приводит к развитию асимметричных барханов и барханных гряд. Их развитие связано с неравномерностью распределения энергии ветрового потока, например обусловленной особенностями рельефа, создающего препятствия на пути движения ветра.



Рис. 7.12. Барханная гряда

Песчаные формы рельефа развиты не только в области пустынь и полупустынь, но и во внепустынных областях – прибрежных зонах океанов, морей, крупных озёр, долинах рек со слабым развитием растительности, на приледниковых равнинах. В пределах таких ландшафтов развиты дюны (рис. 7.13) – подвижные аккумулятивно-дефляционные песчаные формы рельефа внепустынных областей. В отличие от развитых в пустынях барханов, у дюн «рога» расположены на наветренной стороне. Пологий склон обращён навстречу ветру и имеет угол наклона $8\text{--}20^\circ$, подветренный – $30\text{--}40^\circ$. Дюны могут перемещаться в направлении господствующего ветра со скоростью до 10 м в год в зависимости от массы песка и скорости ветра.

Эволюция дюн при господстве одного или близких направлений ветров выражается в постепенном переходе от приморских или прирусловых дюнных валов, поперечных ветру, в параболические (рис. 7.14) и другие формы. Такая морфологическая эволюция определяется неравномерностью движения песка в составе дюны. Наиболее активно перемещается центральная часть, в то время как увлажнённые и закреплённые растительностью краевые части движутся медленнее. Это и определяет обращённость «рогов» в сторону ветра.



Рис. 7.13. Дюна

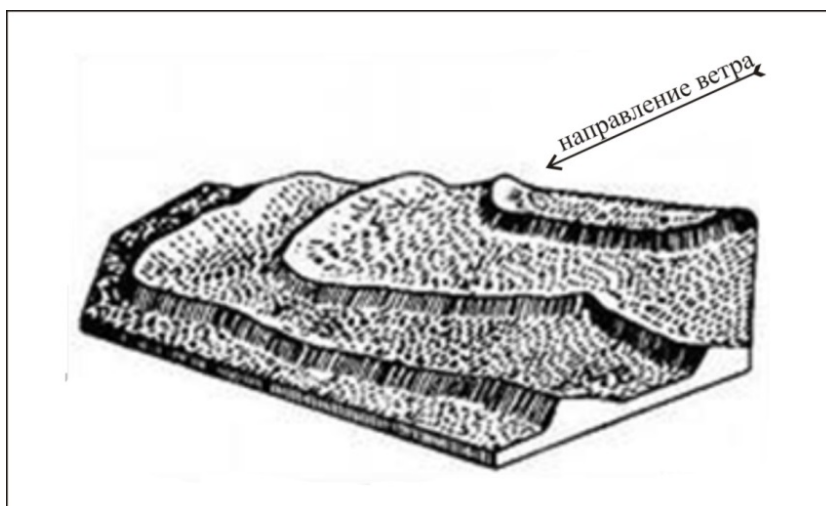


Рис. 7.14. Параболическая дюна

Менее распространены *корразийные* (точнее, дефляционно-корразийные, поскольку эти процессы действуют совместно) формы эолового рельефа. Такие формы возникают под воздействием динамических ударов ветра и особенно под действием ударов мелких частиц, переносимых ветром в ветропесчаном потоке. Ветропесчаный поток движется в приземном слое (до высоты 1,5–2 м), поэтому наиболее активно вырабатываются нижние части стоящих на пути ветра препятствий. При этом образуются характерные корразийные формы (рис. 7.7). При попадании твёрдых песчинок в полости и трещины пород происходит расширение трещин, приводящее к формированию ниш и пещер. Важным фактором, определяющим особенности корразийного рельефа, является и различие в прочности пород, приводящее к неравномерному их разрушению и образованию причудливых форм. Сочетание всех указанных факторов иногда приводит к образованию

эоловых городов – участков пустыни с многочисленными останцами горных пород причудливой формы.

7.2.2. Типы пустынь

Пустыня – тип ландшафта, сложившийся в областях с постоянно или сезонно жарким климатом и характеризующийся очень разреженными и обеднёнными растительными сообществами.

Одна из главных черт пустыни – недостаток влаги, что обусловлено ничтожным (50–200 мм в год) количеством осадков, которые испаряются быстрее, чем просачиваются в почву (аридный климат). Иногда дождей не бывает несколько лет. Большая часть территории бессточна, и лишь местами встречаются транзитные реки или периодически пересыхающие и меняющие свои очертания озера. Одни пустыни сформировались в пределах древних речных, дельтовых и озерных равнин, другие – на платформенных участках суши. Часто пустыни окружены горами или граничат с ними. В течение длительной геологической истории пустыни меняли свои границы. Например, Сахара – величайшая пустыня мира – ранее простиралась на 400–500 км южнее, чем сегодня.

Различают континентальные пустыни (Гоби – южная часть Монголии, Такла-Макан – юг Тянь-Шаня), расположенные внутри континента, и прибрежные (Атакама – на севере Чили, между Андами и Тихим океаном, Намиб – в юго-западной части Африки, на побережье Атлантического океана), протянувшиеся вдоль западных побережий материков.

Вопреки сложившемуся мнению, что пустыня – это бескрайнее однообразное море песка, наиболее распространены каменистые пустыни, или хамады, нередко расположенные на плато или в горных массивах. Среди них выделяются галечниковые и щебнистые пустыни, почти полностью безжизненные. Участки таких пустынь можно увидеть в Сахаре, Кызылкумах (междуречье Сырдарьи и Амударьи, Средняя Азия), на Аравийском полуострове. Сахара – крупнейшая на Земле пустыня. Она расположена в Северной Африке и вытянута примерно на 4 800 км с запада на восток и от 800 до 1 200 км с севера на юг.

В условиях огромной суточной амплитуды температур (от 5 °С ночью до 40 °С и выше днем), при периодическом увлажнении и высушении горных пород на их поверхности образуется характерная блестящая темная корка, так называемый пустынный загар, который защищает породу от быстрого выветривания и разрушения. Нередко

каменистые пустыни переходят в песчаные. В Средней Азии песчаные пустыни называют кумы, в Африке – эрги, в Аравии – нефуды. Основная масса песков неподвижна, так как удерживается длинными корнями кустарников и трав, приспособившихся к условиям постоянного дефицита влаги. К крупнейшим песчаным пустыням мира относятся: Ливийская пустыня – Египет; Руб-эль-Хали – южная часть Аравийского полуострова; Нефуд – северная часть Аравийского полуострова; Большая Песчаная пустыня – северо-запад Австралии; Большая пустыня Виктория – юг Австралии; Каракумы, Кызылкум – Средняя Азия.

Глинистые пустыни развиваются на глинистых отложениях различного происхождения. Крупнейшие глинистые пустыни: Устюрт – плато в Казахстане и Узбекистане; Деште-Лут – центральная часть Иранского нагорья на востоке Ирана; Деште-Кевир – северная часть Иранского нагорья в центре Ирана; Бетпак-Дала – Средняя Азия, Казахстан др. В их рельефе характерны такыры.

Такыры (тюрк. такыр – ровный, голый) – плоские глинистые поверхности, почти лишенные растительности, в пустынях субтропической зоны площадью от нескольких м² до десятков км². Весной они обычно заливаются водой.

Солончаковые пустыни формируются на засоленных (солончаковых) почвах и разбросаны отдельными пятнами среди других типов пустынь.

Одной из разновидностей пустынь является арктическая пустыня.

7.3. Геологическая деятельность поверхностных текущих вод

Текущие воды – все воды поверхностного стока на суше – от струй, возникающих при выпадении дождя и таянии снега, до самых крупных рек. Геологическая деятельность водного потока определяется в первую очередь его энергией $E = mv^2/2$, где m – масса воды, v – скорость течения. Энергия водного потока расходуется на перенос материала, поступающего в поток, преодоление турбулентности и трения потока о дно и борта русла, эрозию – размыв потоком земной поверхности. Как и при многих других экзогенных процессах, общая схема геологической деятельности водных потоков включает три составляющих: разрушение пород на пути движения потока → перенос материала → отложение (аккумуляция) материала.

В общем случае скорость потока наибольшая в его верхней части и энергия максимальна. Поэтому здесь преобладает эрозия – разрушительная составляющая геологической деятельности текучих вод. Далее, при выполаживании русла потока в среднем течении наступает динамическое равновесие между эрозией и аккумуляцией. В нижнем течении потока, как правило, преобладает аккумуляция. В результате взаимосвязанных процессов разрушения, переноса и аккумуляции поток вырабатывает на пути своего движения профиль динамического равновесия. При изменении параметров – массы, скорости потока, положения базиса эрозии – цикл достижения потоком профиля динамического равновесия повторяется. Изменение параметров потока обусловлено в первую очередь изменениями климата и тектонического режима территории нахождения потока.

Выделяют три вида поверхностного стока вод: плоскостной безрусловый склоновый сток; сток временных русловых потоков; сток постоянных водотоков – рек.

7.3.1. Плоскостной безрусловый склоновый сток

При выпадении дождей и таянии снега вода стекает по склонам в виде сплошной тонкой поверхности или густой сети отдельных струек. Стекая, вода захватывает материал, слагающий склоны, и переносит его вниз. У подошвы склона течение воды замедляется – и переносимый материал откладывается как непосредственно у подножья, так и в прилегающей части склона (рис. 7.15). Такие отложения, образованные склоновым стоком, называются *делювиальными отложениями*, или *делювием* (лат. *делую* – смываю).

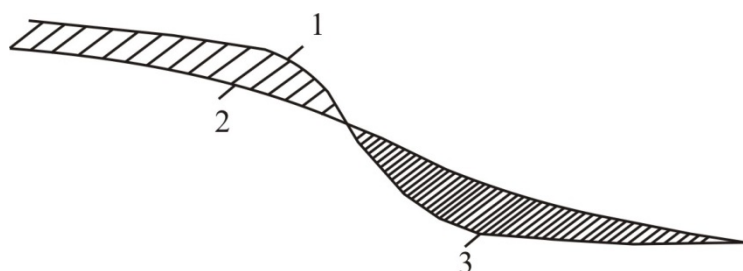


Рис. 7.15. Схема образования делювия: 1 – первичная поверхность склона; 2 – область проникновения осадков (область смыва); 3 – делювий

Наибольшая мощность делювия (до 15–20 м) наблюдается у основания склона, вверх по склону она постепенно уменьшается. Продолжающийся плоскостной смыв и образование делювия постепенно приводят к выполаживанию склонов. Типичных делювиальных

шлейфов в высоких горах нет в связи с широким развитием гравитационных процессов на склонах. В таких условиях формируются смешанные коллювиально-делювиальные образования.

Шлейф – полоса рыхлых отложений, окаймляющих подножие какой-либо возвышенности. Состоит из обломочного материала, снесенного со склонов реками, временными потоками, плоскостным смывом или перемещенного под действием силы тяжести. В зависимости от процесса перемещения материала различают аллювиально-пролювиальный, делювиально-пролювиальный, делювиальный и другие шлейфы.

Делювий и делювиальные шлейфы – аккумулятивная форма деятельности потоков плоскостного безруслового склонового стока.

7.3.2. Деятельность временных русловых потоков

Среди временных русловых потоков выделяются *временные потоки оврагов* и *временные горные потоки*. Оба типа потоков не имеют постоянного питания грунтовыми водами и появляются периодически (в периоды дождей и таяния снега).

Временные потоки оврагов. Формирование оврагов начинается с образования эрозионных борозд – переходных форм от плоскостного к линейному размыву поверхности склонов. Борозды возникают за счёт плоскостного стока дождевых и талых вод при слиянии небольших струек в наиболее пониженных участках склона. Дальнейшая эрозия в бороздах приводит к образованию более крупных форм – рытвин. Для рытвин характерны крутые незадернованные борта и продольный профиль, близкий к профилю склона. За счёт наиболее крупных и быстро растущих рытвин в процессе их углубления и расширения образуются овраги (рис. 7.16), имеющие продольный профиль, отличный от профиля склона.

Дно молодых оврагов отличается неровностью. По мере дальнейшего углубления профиль оврага постепенно выравнивается за счёт глубинной эрозии, направленной на приближение к уровню базиса эрозии. Верхняя часть оврага представляет собой крутой уступ, за счёт размыва которого овраг продвигается вверх по склону. Такой процесс роста вверх по течению потока называется регрессивной, или попятной, эрозией. Скорость роста оврагов может быть очень высокой и достигать нескольких метров в год. Иногда возникает ветвящаяся овражная система. По мере развития овраг своим истоком приближается к водоразделу, а устьем – к базису эрозии. Поперечный профиль оврага V-образный, с крутыми незадернованными склонами. В условиях незначительной скорости углубления происходит расши-

рение оврага, он приобретает U-образный поперечный профиль, а затем превращается в балку (рис. 7.17) – эрозионную форму, характеризующуюся наличием плоского дна и пологих склонов, закреплённых растительностью.



Рис. 7.16. Овраг



Рис. 7.17. Формирование балки – постепенное укрепление дна и бортов оврага растительностью

Водный поток, движущийся по дну оврагов и балок во время дождей и таяния твёрдых осадков, переносит мелкий обломочный материал. В низовьях оврага, где энергия потока снижается, могут образовываться конусы выноса оврагов.

Конус выноса – аккумулятивная форма рельефа, образующаяся в местах резкого снижения энергии водного потока, например, при выходе потока из ущелья на равнину. По морфологии это усеченный конус, расширяющийся от места начала отложения в сторону течения потока. Сложены конусы выноса обломочным материалом различной крупности. Крупность материала зависит от энергии потока, формирующего конус выноса.

Временные горные потоки (рис. 7.18). Формирование временных горных потоков связано с ливневыми дождями и интенсивным таянием снега и ледников. В верхней части горных склонов система сходящихся рытвин и промоин образует водосборный бассейн. Ниже располагается канал стока – русло, по которому движется вода. В горах значительный уклон русла обуславливает высокую энергию потока, который при движении захватывает большое количество обломочных пород разного размера. Водный поток, насыщенный грязе-каменным материалом, превращается в сель – временный разрушительный поток. В этом потоке, имеющем большую плотность, чем вода, способны перемещаться даже глыбы размером до нескольких метров. Сели могут формироваться также при обвале больших масс обломочного материала в горные реки, при прорыве естественных плотин ледниковых или запрудных озёр.



Рис. 7.18. Временный горный водный поток



Рис. 7.19. Канал стока и конус выноса временного горного потока

При выходе на предгорную равнину скорость водных или грязекаменных потоков уменьшается, они разветвляются, а переносимый материал откладывается, образуя конус выноса временного горного потока (рис. 7.19).

Перемещаемый и отложенный временными водными потоками обломочный материал называется *пролювием*. Пролювиальные отложения особенно широко развиты у подножия гор в условиях аридного климата, где они выполняют мощные конусы выноса и предгорные шлейфы, образующиеся при слиянии конусов. В равнинных областях к пролювию относятся отложения, слагающие конусы выноса крупных оврагов и балок. От конусов выноса временных горных потоков они отличаются меньшей мощностью и преобладанием мелкозернистого материала, преимущественно суглинков с гравием и песком.

Пролювиальные отложения – аккумулятивная форма деятельность временных русловых потоков.

7.3.3. Геологическая деятельность рек

Река – естественный водный поток в рельефе, направленный из истока к устью.

Основные элементы реки (рис. 7.20). Исток – место, где начинается водный источник (река, ручей). Устье – место впадения реки в другую реку, озеро, водохранилище или море. Речная долина – результат деятельности текущей воды в виде линейно вытянутого понижения на поверхности суши от истока реки до ее устья. Пойма – часть дна речной долины, затопляемая в половодье или во время паводков. Половодье – разлив реки, наступающий в определенное время вследствие таяния снегов, льда, сезонных дождей. Паводок – фаза кратковременного и непериодического поднятия уровня воды в реке в результате быстрого таяния снега, ледников, обильных дождей. В отличие от половодья паводок может возникать в любое время года. Межень – систематически наблюдаемая фаза водного режима, которая характеризуется устойчивыми низкими уровнями и малыми расходами воды. В период межени важное значение для питания рек и водоёмов имеют подземные воды. Меженный уровень соответствует среднему уровню реки по климатическим условиям года. В межень река находится как бы в установившемся режиме, русловые процессы почти не происходят. Стрежень – линия наибольших поверхностных скоростей течения реки. Меандр – извилина, излучина в течении реки, характерная для равнинных рек. Старица – участок прежнего русла реки. Старичное озеро – озеро, возникшее после изменения русла ре-

ки в местах ее меандрирования. Русло (ложе) – наиболее углубленная часть речной долины. Прирусловый вал – возвышенность вдоль русла реки, образованная наносами во время разливов. Порог – каменистый или скалистый участок в русле водотока с повышенной скоростью течения и относительно большим падением отметок уровня воды. Водопад – падение воды в реке в местах резкого изменения высоты её дна (с образованием почти отвесного уступа). Пороги и водопады являются местными (локальными) базисами эрозии реки. Проток, протока – 1) короткий канал естественного происхождения, соединяющий между собой водоёмы: озёра или озеро с рекой, реже реку с озером или две реки; 2) второстепенное русло реки при разделении его островами на несколько рукавов. Дельта – низменность в нижнем течении перед устьем реки, сложенная речными наносами и прорезанная относительно разветвлённой сетью рукавов и протоков.

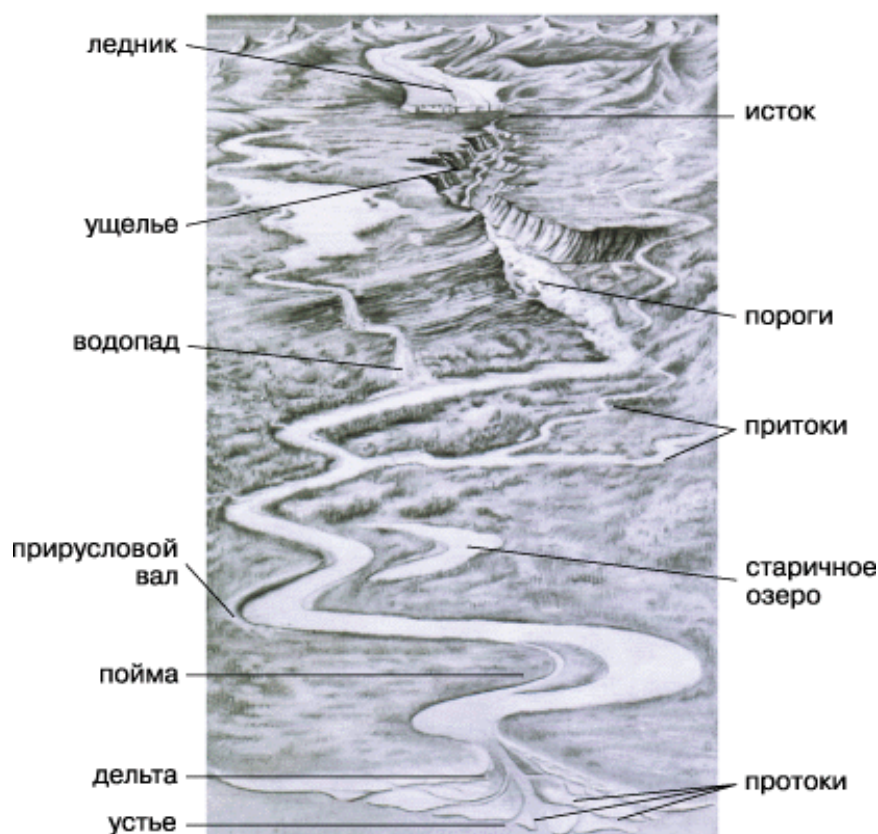


Рис. 7.20. Основные элементы реки

Эрозия – разрушительная деятельность рек. Она обусловлена абразивным воздействием на коренные породы русла реки переносимого рекой материала; растворением пород русла реки содержащимися в воде органическими кислотами; вымыванием рыхлых частиц русла за

счет гидравлического воздействия водного потока. Дополнительными факторами эрозии могут быть разрушения берегов во время ледохода, значительные суточные и сезонные колебания температуры и др.

Эрозия, направленная на углубление дна речной долины, называется *донной* (глубинной), направленная на размыв берегов и расширение речной долины – *боковой* (рис. 7.21). Оба вида действуют совместно.



Рис. 7.21. Развитие донной (А) и боковой (Б) эрозии

При преобладании глубинной эрозии формируются глубокие врезы с крутыми берегами и V-образным сечением речной долины (рис. 7.21, А). Пойма развита фрагментарно – на островах и небольших участках у выпуклых берегов излучин. В рельефе такие участки нередко представлены каньонами.

Интенсивность боковой эрозии зависит от угла подхода стрежени к берегу. На прямых участках стрежень обычно располагается близ середины водотока, в таких условиях боковая эрозия не проявляется. На извилистых участках происходит отклонение стрежени к вогнутому берегу. Это обуславливает образование циркуляционного течения, донная ветвь которого направлена к противоположному выпуклому берегу. Придонные слои водотоков наиболее насыщены обломочным материалом, в том числе образовавшимся за счёт эрозии берега. Циркуляционное течение перемещает материал от размываемого вогнутого берега к противоположному выпуклому. Здесь происходит аккумуляция материала в форме прирусловой отмели – подводного продолжения намываемого выпуклого берега. Таким образом изгиб русла приводит к образованию чередующихся вдоль берега зон ускорения и замедления течения и поперечной циркуляции, направленной от вогнутого берега к выпуклому. При этом на равнинах русло реки смещается в сторону вогнутого берега. Схема развития речной излучины приведена на рис. 7.22.

Евгений Виргильевич Шанцер (1905–1987), геолог, профессор (1950). Издал труды по четвертичной геологии и классификации

основных генетических типов континентальных осадочных образований.

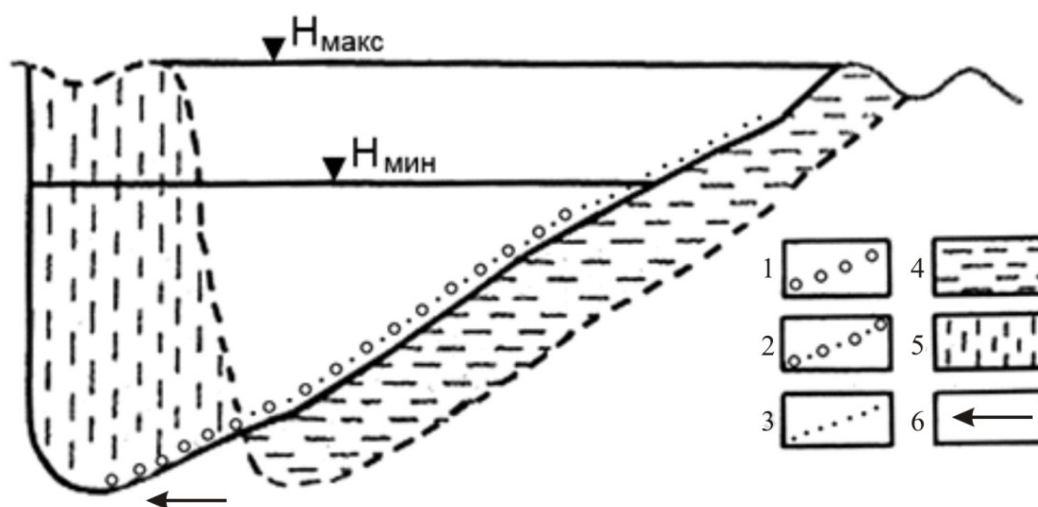


Рис. 7.22. Схема развития речной излучины по Е.В.Шанцеру: 1 – динамическая область дна наибольших скоростей течения (пристречневая); 2 – область прирусловой отмели; 3 – область песчаного пляжа (наиболее высокой, обсыхающей в межень части песчаного пляжа); 4 – намыв; 5 – размыв; 6 – направление смещения русла. $H_{\text{макс}}$ и $H_{\text{мин}}$ – соответственно уровни воды в половодье и межень

Свое продолжение схема развития речной излучины получает в формировании многочисленных изгибов реки – меандров (рис. 7.23).

Узкие «перегородки» между меандрами в период половодий могут размываться, что приводит к спрямлению русла реки и образованию стариц.



Рис. 7.23. Меандры

Старицы некоторое время могут сохранять связь с рекой, но постепенно входы в них заносятся речными отложениями и вследствие этого они превращаются в старичные озёра (см. рис. 7.20), а затем – в болота или сырые луга.

Скорость эрозии определяется энергией потока, составом пород русла, интенсивностью техногенного воздействия на реку и др.

Речная эрозия нередко приводит к активизации других экзогенных геологических процессов. Например, интенсивная глубинная эрозия способствует образованию каньонов и V-образных долин с крутыми склонами, на которых активно проявляются обвальные и осыпные процессы. При боковой эрозии в результате подмыва высоких берегов развиваются оползни, осыпи и обвалы.

Перенос материала реками. Перенос материала на континентах происходит в основном за счет постоянных или временных потоков. Следует учесть, что большая часть пролювия в конечном счете также поступает в реки. Пролувий лишь частично развеивается, переносится ветром или навсегда оседает в определенных местах выноса из пролювиальных конусов. Переносимый речным потоком материал претерпевает механическую обработку – окатывается – за счёт трения о другие частицы и породы ложа. При окатывании сглаживаются острые углы – и обломки приобретают округлые очертания.

Реки переносят материал тремя способами: перекатыванием по дну (волочением) и сальтацией (подпрыгиванием); во взвешенном состоянии; в растворенном виде – коллоидными и ионными растворами. Обозначим эти способы переноса соответственно через *a*, *b* и *v*. Тогда, по Г.В. Лопатину (1950), изучившему твердый и жидкий сток 50 главных рек Земли, формула стока для горных рек имеет вид $a : b : v = 0,86 : 6,22 : 1$; для равнинных рек – $a : b : v = 0,04 : 0,53 : 1$. Отсюда горные реки переносят во взвеси в 6 раз больше материала, чем в растворах. Это полностью подтверждает правило: с увеличением скорости течения возрастает количество вещества, переносимого во взвеси. Перенос волочением в горных реках почти равен переносу в растворенном виде. Для равнинных рек соотношение существенно иное: основной формой переноса являются растворы – почти в два раза больше других, вместе взятых форм. Перенос волочением для равнинных рек очень мал и осуществляется главным образом в паводки.

В абсолютных единицах реки Земли, по Г.В. Лопатину (1950, 1952), переносят за год волочением 4,85 млрд т, во взвеси 13 млрд т и в растворенном виде 5 млрд т. Отсюда общее количество переносимого реками Земли материала за год – почти 23 млрд т.

Волочением, или перекачиванием, переносятся самые крупные обломки, включая глыбы в несколько десятков тонн. Размер переносимых обломков определяется, прежде всего, скоростью течения. В реальности перемещение по дну обломков является сложным процессом и математические формулы дают лишь ориентировочное представление о таком перемещении. Неизометричные, а особенно пластинчатые зерна переносятся легче, они раньше изометричных срываются в сальтацию (подпрыгивание) и захороняются в относительно более тонких осадках. С первого взгляда тот странный факт, что по дну перемещается крупная галька, а песок остается на месте, объясняется тем, что скорость течения быстро нарастает при удалении от дна и поэтому выступающая из песка галька оказывается в зоне более сильного течения и им переносится. В связи с этим снижается сортировка речных осадков.

Скорости течения равнинных рек 0,2–0,5 м/с, во время паводков до 1–2 м/с. Скорости течения горных рек в 5 раз выше – 5–10 м/с, нередко и больше. Зависимость размера перемещаемого материала от скорости течения приведена в табл. 7.4 (по В.Т. Фролову).

В горных реках угловатые обломки окатываются на расстоянии в несколько десятков километров. В равнинных реках расстояние окатывания материала значительно больше – первые сотни километров. Уменьшение зернистости в направлении течения реки (градиент изменения зернистости) в горных реках также намного больше, чем на равнине. В равнинных реках вниз по течению средний размер зерен хотя и уменьшается, но значительно резче эти изменения (иногда от галечников до алевроита и пелита) происходят перпендикулярно течению, т. е. поперек долины. Поэтому отложения равнинных рек отличаются от горных. Минеральный состав отложений равнинных рек также мало меняется от верховьев к устьям, даже в таких реках, как Амударья и Миссисипи.

Перенос материала во взвешенном состоянии в воде (вследствие большей ее плотности по сравнению с воздухом) сильно облегчается. Например, кварцевая галька в 1 см³, которая весит в воздухе 2,65 г, в пресной воде весит всего 1,65 г, а в соленой морской – около 1,62 г. Поэтому взвеси – основная форма переноса осадочного материала реками. Пелитовый и алевроитовый материал переносится практически только во взвесах. Часто так же переносится тонкий песок (0,1–0,05 мм), а в горных реках или в паводки в равнинных реках – и более крупный песок и гравий.

Перенос во взвесах характеризуется неокатанностью зерен. Поэтому при восстановлении палеогеографической обстановки по ока-

танности материала определенного размера можно судить о скорости течения реки. В общем случае чем быстрее течение, тем больше материала переносится в виде взвесей и тем крупнее размерность зерен этого материала. Количество взвеси особенно увеличивается во время ливней, когда в большом масштабе мобилизуется материал мелких фракций. Отстойниками взвешенного материала кроме пойм являются старицы, а в дельтовой зоне – пространства между песчаными рукавами – каналами стока речной воды.

Таблица 7.4

Зависимость между величиной перемещаемых волочением обломков и скоростью течения реки

Размер передвигаемых частиц, мм	Скорость течения, м/сек
Глина и ил – 0,005 и менее	0,075
Песок мелкий – 0,25–0,1	0,15
Галька до 12,5	0,30
Галька до 25	0,60
Галька до 50	0,85
Галька до 75	1,05
Галька до 100	1,20
Валун до 150	1,50
Валун до 180	1,60
Валун до 200	1,70
Валун до 225	1,80
Глыбы до 1,5 т	4,40

Растворы как форма переноса реками осадочного материала делятся на коллоидные и истинные, или ионные. Коллоидными называют растворы, в которых растворенное вещество – коллоидная фаза – находится в виде тонких (1–200 мкм, т. е. 0,000001–0,0002 мм) дисперсных частиц, имеющих одинаковый электрический заряд. Одноименность заряда препятствует объединению коллоидных частиц, т. е. их коагуляции. Коллоидные частицы под действием силы тяжести не осаждаются. Для осаждения требуется снятие заряда, т. е. нейтрализация его каким-то электролитом, в изобилии содержащемся в соленой морской воде, или другим коллоидом противоположного заряда. Стабилизатором, т. е. препятствующим коагуляции веществом, являются гуминовые коллоиды и другие органические вещества, которые способствуют переносу кремнезема, коллоидов железа, алюми-

ния и других соединений. Стабильности коллоидов способствует и реакция воды: слабощелочная реакция – перенос кремневых коллоидов; слабокислая – коллоидов окиси железа и алюминия. Химический состав речной воды меняется сезонно, что влияет на преимущественный перенос разных коллоидов. В целом же коллоиды в речной воде довольно устойчивы и доходят до морей, где и коагулируют в массовом количестве. Однако и на пути движения коллоидов есть зоны, например карбонатные берега, где характер среды способствует коагуляции ряда коллоидов.

Гуминовые кислоты (лат. *humus* – земля, почва) – высокомолекулярные аморфные темноокрашенные органические вещества, строение которых окончательно не установлено. Гуминовые кислоты содержатся в торфах (до 50 %), в бурых углях (до 60 %) и т. д.

Истинные растворы – важнейшая форма переноса легко-, средне- и даже плохо растворимых соединений: хлоридов, сульфатов, карбонатов, а также кремнезема, окисных соединений марганца, железа, фосфатов и других веществ. Представление о среднем химическом составе растворимых солей рек Северной Америки и Земли в целом дает табл. 7.5 (Ф. Кларк, 1924).

Таблица 7.5

**Средний химический состав элементов и солей, переносимых реками
Северной Америки и всего земного шара**

Компоненты	Содержание компонента, %	
	реки Северной Америки	реки Земли
CO ₂	33,40	35,15
SO ₄	15,31	12,14
Cl	7,44	5,68
NO ₃	1,15	0,90
Ca	19,36	20,39
Mg	4,87	3,41
Na	7,46	5,79
K	1,77	2,12
Fe ₂ O ₃ и Al ₂ O ₃	0,64	2,75
O ₂	8,60	11,67
Сумма	100,00	100,00

Франк Уиглсуорт Кларк (1847–931) – американский ученый, один из первых геохимиков.

Отложения рек. Реки (Миссисипи с Миссури, Нил, Амазонка, Лена, Обь с Иртышом, Янцзы, Дунай, Волга и т. д.) переносят материал на расстояния до 5–7 тыс. км. При этом он сортируется по размеру, дифференцируется по удельному весу и форме, окатывается и формирует речные отложения с характерной однонаправленной многоярусной косой слоистостью (см. рис. 7.8). Речные отложения называются *речным аллювием* – это сложный генетический тип отложений, объединяющий различные осадки, такие как русловый, старичный и пойменный аллювий (рис. 7.24). Некоторые исследователи выделяют большее количество типов речного аллювия.

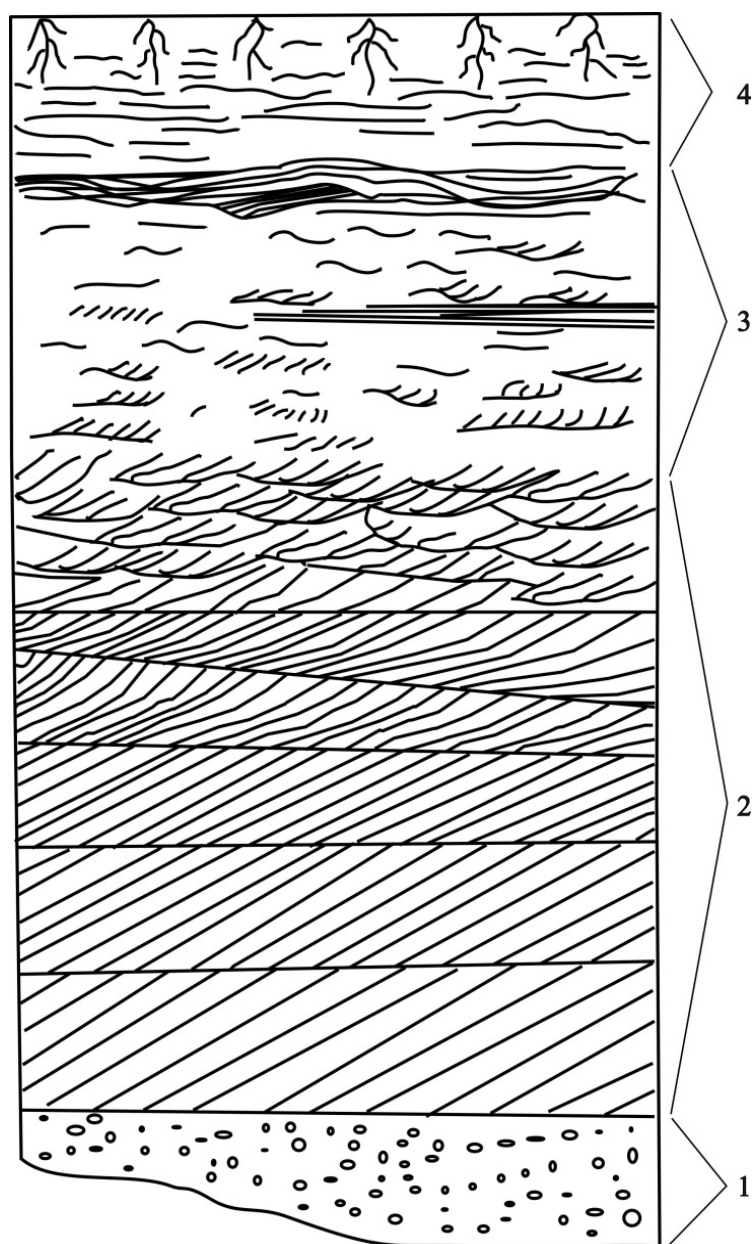


Рис. 7.24. Речной аллювий:
1, 2 – русловый; 3 – старичный; 4 – пойменный

Русловой аллювий обычно представлен хорошо промытыми и отсортированными песками, гравийниками или галечниками с характерной косой слоистостью. Мощность руслового аллювия может достигать первых десятков метров (иногда больше). Нижние горизонты руслового аллювия залегают на размытой поверхности подстилающих коренных пород и имеют грубозернистый состав, плохую сортировку и неотчётливую косую слоистость. Наличие таких горизонтов указывает на начальную стадию формирования речной долины. Мощность их обычно невелика или они вообще не сохраняются, так как на начальной стадии формирования долины аллювий постоянно перемещается, образуя лишь временные неустойчивые скопления, смываемые во время паводков и половодий. Вверх по разрезу размер аллювиальных частиц уменьшается и возрастает степень их сортировки, появляется отчётливая косая слоистость. Наиболее высокие горизонты, формирующиеся в условиях прирусловой отмели, отличаются разнообразием текстур – мелкая косая, косоволнистая, волнистая, – что связано с образованием ряби течения. Иногда прослои с рябью встречаются и в средней части толщи руслового аллювия; они образуются при ослаблении силы потока (на отмелях).

Старичный аллювий обычно залегает в виде линз в толще руслового аллювия. Для старичных отложений характерны алевро-глинистый или мелкопесчаный состав (суглинки, супеси), насыщенность органикой и тонкая горизонтальная слоистость (обусловленная осаждением из спокойных вод). В нижней части старичных отложений могут присутствовать единичные косослоистые серии, отвечающие периодам половодий, когда старица вновь начинала действовать как русловой проток.

Пойменный аллювий залегает поверх руслового и старичного. Пойменные отложения формируются в периоды половодий, когда речные воды, выходя за пределы русла, заливают речную долину. Формирование пойменного аллювия тесно связано с режимом реки. Пойменный аллювий хорошо развит у равнинных рек в областях гумидного умеренного климата, менее – в аридных областях и слабо выражен у горных рек (не имеющих развитой поймы). Мощность пойменных отложений обычно не превышает нескольких метров. Пойменный аллювий представлен алевро-глинистыми или алевритовыми отложениями с горизонтальной слоистостью. Нередко в нём отмечаются прослои почв, образующихся в период между половодьями.

В совокупности отложения русловых потоков – пролювий и аллювий – (согласно классификации Е.В. Шанцера) образуют флювиальную группу отложений.

Любая река за время своего существования проходит ряд стадий, которые условно можно назвать молодостью, зрелостью и старостью.

На стадии образования (молодость) в реке преобладает донная эрозия, приводящая к выработке V-образной долины и образованию грубого, плохо отсортированного аллювия. Продольный профиль долины реки в эту стадию крутой в верховьях, он изобилует неровностями и перепадами. По мере выработки долины всё большее значение приобретает боковая эрозия, придающая долине U-образную форму сечения.

На стадии зрелости продольный профиль реки выравнивается и стремится приблизиться к базису эрозии, при этом возникает усиление боковой эрозии вследствие меандрирования. За счёт меандрирования происходит расширение долины, формируется пойма, сечение долины приобретает трапецевидный облик. Активно идёт процесс накопления аллювия, нередко чередующийся с периодами углубления и расширения долины.

На стадии старости долина реки становится ещё больше. Продольный профиль близок к профилю равновесия, что приводит к снижению энергии потока – река не может переносить большое количество обломочного материала. В результате этого он осаждается и вызывает заиление русла. Активно протекают процессы аккумуляции – формируются все разновидности аллювия. В итоге русло заполняется осадками, река постепенно замедляет течение и зарастает. Схема эволюции речной долины приведена на рис. 7.25.

Этапы эволюции речной долины, как правило, не образуют линейной последовательности, а прерываются на разных стадиях процессами омоложения реки. Омоложение реки может быть обусловлено тектоническими движениями земной коры, изменением базиса эрозии, климатическими изменениями, техногенным воздействием (спуск водохранилищ и пр.) и приводит к изменению продольного профиля речной долины. При изменении профиля возрастает энергия потока, что обуславливает активизацию донной эрозии. Река вновь начинает углублять долину. Затем, по мере приближения к профилю равновесия, начинают доминировать процессы боковой эрозии, формируется пойма, т. е. река вновь проходит цикл своего развития. И этот процесс может повторяться неоднократно.

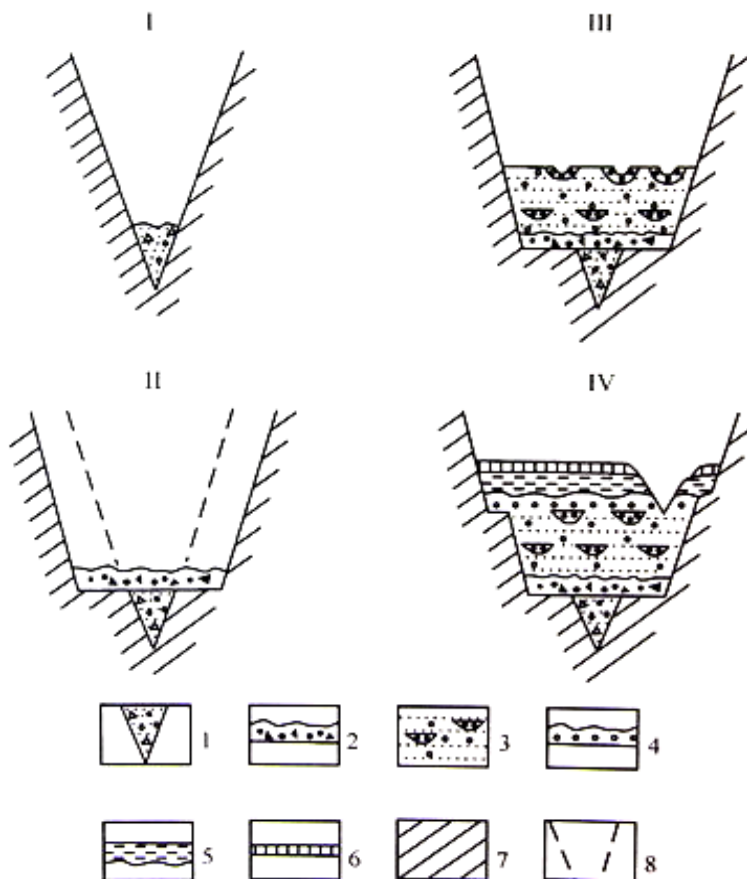


Рис. 7.25. Схема развития эрозионно-аккумулятивного цикла и стадии формирования долины (по Н.В. Макаровой, Т.В. Сухановой): I – стадия врезания, II – расширения, III – аккумуляции, IV – динамического равновесия (завершающая). 1–5 – аллювий, 6 – покровные отложения, 7 – коренные породы, 8 – контуры первоначального вреза

Наличие этапов омоложения отражается в образовании *речных террас* – ступенеобразных уступов в бортах речной долины (рис. 7.26).

В строении террас выделяют (рис. 7.27) площадку – выровненную поверхность террасы; тыловой шов – место сочленения площадки с расположенной выше террасой или коренным склоном; склон террасы и бровку – место сочленения площадки и склона террасы.

Формирование террас в пределах одной речной долины может происходить неоднократно, что приводит к образованию лестницы надпойменных террас, возвышающихся друг над другом в борту долины. Самая высокая терраса – наиболее древняя, самая низкая – молодая. Террасам присваиваются номера в соответствии с их расположением снизу вверх. Высотой террасы называют превышение её поверхности над меженным уровнем воды в реке.

Среди речных террас различают эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные (рис. 7.27).



Рис. 7.26. Террасы реки Катунь. Алтайский биосферный заповедник

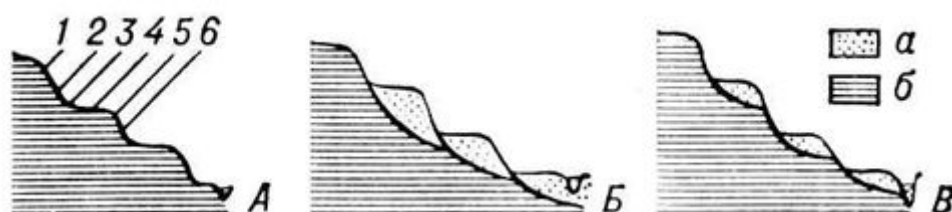


Рис. 7.27. Типы речных террас: *A* – эрозионная, *Б* – аккумулятивная, *В* – эрозионно-аккумулятивная; *a* – аллювий, *б* – коренные породы; 1 и 5 – тыловой шов, 2 и 6 – склон террасы, 3 – бровка, 4 – площадка

Эрозионные террасы (скульптурные террасы, террасы размыва) выработаны речным потоком в коренных породах. Они наиболее характерны для горных рек, где активно проявляются тектонические движения, приводящие к частым изменениям продольного профиля реки.

Эрозионно-аккумулятивные (цокольные) – террасы, нижняя часть которых сложена коренными породами (цокоть), а верхняя – аллювиальными отложениями.

Аккумулятивные террасы полностью сложены аллювиальными отложениями, имеют широкое распространение в пределах низменных платформенных равнин, а также в межгорных и предгорных прогибах.

Отложения устьевых частей рек. В устьевой части речной поток достигает уровня базиса эрозии, теряет энергию и отлагает переносимый материал. Специфика осадконакопления в устьевой

части реки определяется сочетанием ряда факторов. Среди них наибольшее значение имеют количество выносимого рекой материала; расход воды в реке и его изменение во времени; динамика морских вод и характер тектонических движений.

Типичными формами устьевых частей рек являются дельты, эстуарии и лиманы.

Дельты представляют собой сложенные речными наносами низменности в низовьях рек, прорезанные сетью рукавов и протоков (см. рис. 7.20). По существу дельты представляют собой конусы выноса рек.

В устьевой части речной поток «сгружает» переносимый материал – частично в приустьевой части, частично в прибрежной части моря. Постепенно устьевая часть засыпается наносами, преграждающими путь водному потоку. В результате происходит формирование новых русел (протоков), вымываемых в принесённых ранее отложениях. Потом в приустьевой части каждого протока вновь происходит накопление материала и процесс повторяется, что определяет постепенное выдвижение дельты в море. При этом некоторые протоки отделяются, превращаются в озёра и затем засыпаются или заболачиваются.

Помимо аллювиальных отложений в пределах дельт широко развиты морские отложения, формирующиеся в подводной части дельты при затоплении участков дельты нагонными водами; эоловые, образующиеся при перевевании отложений; озёрные и болотные отложения. Таким образом, дельты представляют собой сложные динамичные системы, образующиеся под влиянием различных геологических процессов.

Благоприятными условиями для быстрого роста дельты являются: обилие приносимых рекой наносов; тектоническое поднятие прибрежной территории; понижение уровня водоёма; положение устья в вершине залива или в лагуне (блокированные дельты); мелководность бассейна, куда впадает река. Препятствуют образованию дельты сильные приливо-отливные, сгонно-нагонные и вдольбереговые течения и, кроме того, тектоническое погружение прибрежной зоны, когда скорость погружения больше скорости накопления осадков, а также при быстром повышении уровня водоёма.

Современные дельты занимают около 9 % из общей протяженности побережий Мирового океана и аккумулируют ежегодно 18,5 млрд тонн рыхлых продуктов, что составляет около 80 % всех терригенных осадков, поступающих в Мировой океан.

Развитые дельты имеют Волга, Дон, Лена, Миссисипи, Ганг и многие другие реки. Огромных размеров достигает дельта Амазонки – порядка 100 000 км², что более чем в 5 раз превышает площадь дельты Волги.

Эстуарии (лат. *aestuarium* – затопляемое устье реки) представляют собой воронкообразные заливы, вдающиеся в устье реки. Факторами, определяющими образование эстуариев, являются: удаление отлагаемых рекой наносов морскими течениями или приливными волнами; большая глубина моря; быстрое прогибание прибрежной зоны. Действием этих факторов обусловлено то, что даже при большом выносе наносов отложения их на устьевом участке реки не происходит. Устья в виде эстуариев имеют Енисей, Обь, Сена, Темза и многие другие реки.

Лиманами (греч. *límen* – гавань, бухта) называют устьевые части рек, затопленные водами бесприливных морей. Образование лиманов связано с затоплением морем долин равнинных рек в результате погружения прибрежных частей суши. Обычно лиманы имеют извилистые в плане очертания и невысокие берега, что связано с отсутствием значительной береговой деятельности моря. Выделяют лиманы открытые в сторону моря (губы) и закрытые, полностью отделённые от моря косой или имеющие с ним связь через узкий пролив (гирло). Обычно в лиманах отлагаются мелкозернистые пески, алевриты и глины, нередко и органические вещества, дающие начало залежам горючих сланцев, углей, нефти. При малом притоке пресных вод с материка и засушливом климате воды лиманов сильно осолоняются и в них осаждаются соли или накапливаются солесодержащие илистые отложения – грязи. Лиманы хорошо выражены в прибрежных частях Чёрного и Азовского морей.

7.4. Геологическая деятельность подземных вод

Подземные воды находятся в толщах горных пород верхней части земной коры в жидком, твёрдом и парообразном состоянии (БСЭ, «Горная энциклопедия»). Некоторые исследователи, например Н.В. Короновский, дают несколько другое определение – «подземные воды – все природные воды, находящиеся ниже поверхности Земли в подвижном состоянии». Исследование подземных вод является предметом геологической дисциплины – гидрогеологии.

Николай Владимирович Короновский (1933) – геолог, тектонист, доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. кафедрой динамической геологии геологического факультета МГУ.

Формы воды в горных породах и минералах. Вода в форме пара – вид воды, который присутствует в воздухе, заполняющем трещины и пустоты между частицами породы. *Вода в форме льда.* Лёд в почвах и породах может быть в виде отдельных кристаллов или в форме скоплений льда (линз, прослоев). Наиболее широко эта форма воды распространена в области развития криолитозоны (многолетней мерзлоты). *Кристаллизационная вода* входит в состав минералов в виде молекул H_2O в постоянном для каждого минерала количестве, например гипс ($CaSO_4 \times 2H_2O$), мирабилит ($Na_2SO_4 \times 10H_2O$) и др. *Цеолитная вода*, как и кристаллизационная, входит в состав минералов в виде молекул H_2O , но число молекул воды варьирует. Данный вид воды характерен для минералов группы цеолитов, относящихся к каркасным алюмосиликатам. Особенностью цеолитов является наличие больших полостей (занимающих до 50 % объема) в структуре каркаса. Поэтому в зависимости от условий (температура и влажность) количество молекул воды в составе минерала изменяется. Цеолитная вода часто рассматривается как разновидность кристаллизационной. *Конституционная вода* присутствует в минералах не в молекулярной форме, а в форме гидроксильной группы $(OH)^-$, занимающей определенную позицию в кристаллической решетке минерала. Этот вид воды может быть выделен только с полным разрушением структуры минерала. *Физически связанная вода* образуется при адсорбции частицами молекул воды из паров и поэтому присутствует только на поверхности частиц. Подразделяется на две разновидности – прочносвязанная (гигроскопическая) и слабосвязанная (пленочная). Гигроскопическая вода окутывает поверхность частиц сплошной или прерывистой пленкой и очень прочно удерживается на них. Пленочная вода располагается сверху прочносвязанной, при этом образуя на поверхности частиц «вторую плёнку». Сила связи между пленочной и гигроскопической водой относительно слабая. В силу этого пленочная вода находится в жидком состоянии и способна медленно передвигаться от частиц с большей толщиной плёнок к частицам, где эта пленка тоньше. В породах наибольшее содержание физически связанной воды отмечается в глинах. *Свободная вода* подразделяется на капиллярную и гравитационную. Капиллярная вода располагается в тонких трещинах и порах пород и удерживается здесь силами поверхностного натяжения. К гравитационной от-

носятся вода, перемещающаяся (фильтрующаяся) под действием силы тяжести по сообщающимся порам и трещинам. Очень часто термины «свободная вода» и «гравитационная вода» отождествляются. При этом в случае необходимости присутствие капиллярной воды отмечается отдельно.

Укрупненно все приведенное выше многообразие форм воды в горных породах сводится к двум понятиям – «свободная (гравитационная) вода» и «связанная вода».

Слои горных пород, насыщенные гравитационной водой, образуют водоносные горизонты, или пласты, составляющие водоносные комплексы. Горные породы водоносных комплексов обладают различной степенью влагоемкости, водопроницаемости и водоотдачи.

Влагоемкость – способность горных пород удерживать в пустотах (порах, кавернах и трещинах) воду. Оценивается процентным отношением веса высушенного образца горной породы к весу этого образца, насыщенного водой.

Водопроницаемость – способность горных пород пропускать воду через пустоты (поры, трещины и т. п.) под действием гравитационных сил, напора или капиллярного поднятия. Количественно оценивается объёмом воды, проходящей через единицу поверхности в единицу времени. Водопроницаемость снижается по мере уменьшения размера частиц, уплотнения и цементации породы, уменьшения степени её трещиноватости. Практически водонепроницаемыми – водупорными горизонтами – являются массивные нетрещиноватые породы и глины. Несмотря на то, что пористость глин достигает 55–60 %, поры здесь субкапиллярные (диаметр менее 0,0002 мм), а вода в порах удерживается силами поверхностного натяжения, не фильтруясь через породу.

Водоотдача – способность горных пород отдавать воду путём свободного стекания под действием силы тяжести или в результате технологического воздействия (откачки, вакуумирования и т. п.). Оценивается процентным отношением объёма свободно вытекающей из образца породы воды к объёму образца или другими способами.

В зависимости от характера пустот в водоносных горизонтах подземные воды делятся на следующие разновидности:

- поровые – заполняющие пространство между частицами рыхлых пористых обломочных пород, например песков или галечников;
- трещинные – залегающие в трещинах горных пород;
- карстовые (трещинно-карстовые) – залегающие в пустотах и полостях, образованных в результате растворения пород. Эта разно-

видность вод характерна для растворимых пород – солей, гипсов, известняков, доломитов.

Происхождение подземных вод. По происхождению подземные воды подразделяются на четыре типа: 1) инфильтрационные воды образуются путём просачивания с поверхности дождевых и талых вод, а также с помощью вод поверхностных водоёмов; 2) седиментационные – воды, захороненные вместе с осадками в процессе осадкообразования; 3) конденсационные воды – подземные воды, образовавшиеся в результате конденсации парообразной воды; 4) эндогенные (ювенильные) – воды, поступающие из недр планеты. Образование этих вод обусловлено процессами отделения водяных паров от магмы и их конденсации; метаморфизмом, сопровождающимся дегидратацией минералов и выделением газовой-жидких включений; дегазацией мантии.

Условия залегания подземных вод. Первый от поверхности Земли постоянно существующий безнапорный водоносный горизонт называется горизонтом грунтовых вод. Верхняя граница зоны постоянного насыщения пород грунтовыми водами называется зеркалом грунтовых вод. Непосредственно над зеркалом грунтовых вод распространены капиллярные воды, часто называемые почвенными водами. Эти воды могут быть «подвешенными», т. е. не сообщаемыми с зеркалом грунтовых вод. Всё пространство от поверхности Земли до зеркала грунтовых вод называется зоной аэрации, в которой происходит просачивание вод с поверхности. В зоне аэрации на отдельных прослоях пород, обладающих меньшей по сравнению с окружающими породами фильтрационной способностью, в период интенсивного питания грунтовых вод могут образовываться временные, или сезонные, скопления подземных вод, называемые верховодкой. Питание грунтовых вод осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков, вод талых и поверхностных водоёмов. Мощность водоносного горизонта непостоянна и изменяется как по площади (в зависимости от рельефа), так и во времени (в зависимости от количества атмосферных осадков, режима водоёмов). Глубина залегания грунтовых вод зависит от географических условий. В Европейской части России средняя глубина зеркала грунтовых вод постепенно увеличивается с севера на юг (в зоне тундры – близ поверхности, в средней полосе – несколько метров, на юге – несколько десятков метров). Нижняя граница грунтовых вод в районе экватора располагается на глубине порядка 10–12 км. Водоносные горизонты, залегающие ниже грунтовых вод, отделяются от них пластами водонепроницаемых (водоупорных) или

слабопроницаемых пород и называются горизонтами межпластовых вод. Эти горизонты часто находятся под гидростатическим давлением (артезианские воды), реже имеют свободную поверхность – безнапорные воды. Область питания межпластовых вод находится в местах выхода водовмещающих пород на дневную поверхность (или в местах их неглубокого залегания); питание происходит также путём перетекания воды из других водоносных горизонтов. Пространство ниже зеркала грунтовых вод, в котором находятся постоянно действующие водоносные горизонты, называется зоной насыщения. К водам зоны насыщения относятся грунтовые и межпластовые воды.

Температура подземных вод. Грунтовые воды и неглубоко залегающие межпластовые воды испытывают сезонные колебания температуры. Воды, залегающие на уровне пояса постоянных температур, сохраняют неизменную температуру в течение всего года, равную среднегодовой температуре местности. Там, где средние годовые температуры отрицательные, вода в поясе постоянных температур круглый год находится в виде льда. Так образуется криолитозона («вечная мерзлота»). В районах, где среднегодовая температура положительная, подземные воды пояса постоянных температур не замерзают. Воды, циркулирующие ниже пояса постоянной температуры, нагреты выше среднегодовой температуры местности за счёт эндогенного тепла. Температура вод в данном случае определяется величиной геотермического градиента и достигает максимальных значений в областях современного вулканизма (Камчатка, Исландия и др.), в зонах срединно-океанических хребтов, достигая температур 300–400 °С.

Химический состав подземных вод. Подземные воды – природные растворы, содержащие свыше 60 химических элементов (в наибольших количествах – К, Na, Ca, Mg, Fe, Cl, S, C, Si, N, O, H), а также микроорганизмы. Как правило, подземные воды насыщены газами (CO₂, O₂, N₂, CH₄ и др.). Сумма растворенных в воде веществ, исключая газы, определяет её минерализацию, выражаемую в г/л или мг/л. По степени минерализации подземные воды подразделяют (по В. И. Вернадскому) на пресные (до 1 г/л), солоноватые (от 1 до 10 г/л), солёные (от 10 до 50 г/л) и подземные рассолы (свыше 50 г/л). В более поздних классификациях к подземным рассолам относят воды с минерализацией свыше 36 г/л. Один из показателей обстановки формирования подземных вод – состав растворённых и свободно выделяющихся газов. Для верхних водоносных горизонтов с окислительной обстановкой характерно присутствие кислорода, азота; для

нижних частей разреза, где преобладает восстановительная среда, типичны газы биохимического происхождения (сероводород, метан). С интрузиями и метаморфизмом связаны воды, насыщенные углекислым газом (углекислые воды Кавказа, Памира, Забайкалья). У кратеров вулканов встречаются кислые сульфатные воды.

Отложения, связанные с подземными водами. Фильтрующиеся подземные воды приводят к изменению пород, слагающих водоносные горизонты. Палеоводоносные горизонты после отмирания представляют собой относительно маломощные пласты (метры – первые десятки метров), несущие отчётливые следы интенсивных преобразований под действием подземных вод. Наиболее характерны проявления палеоводоносных горизонтов в виде ожелезненных, омарганцованных, окремнённых, сульфатных пород, осветлённых полос в красноцветных толщах, реже обогащённых баритом или целестином горизонтов, расположенных среди водоупорных толщ иного состава. Большая группа отложений связана с материалом, поступающим с инфильтрующимися в зоне гипергенеза подземными водами. Образующиеся продукты поверхностного замещения материнской породы при инфильтрации веществом, привнесённым извне, называют иллювием. Сложенные иллювием геологические тела образуют инфильтрационные коры. Наиболее широко распространены карбонатные, кремнистые и сульфатные (преимущественно гипсовые) коры. К инфильтрационным корам относятся также солончаки.

Подземные воды как полезные ископаемые. По характеру использования подземные воды подразделяют на четыре вида:

1) питьевые и технические – применяются для хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения, орошения земель и обводнения пастбищ;

2) лечебные минеральные воды – используют в бальнеологических (лечебное применение) целях и в качестве столовых напитков;

3) теплоэнергетические – для теплоснабжения промышленных, сельскохозяйственных и гражданских объектов, а в отдельных случаях – для выработки электроэнергии. Например, в настоящее время геотермальные источники энергии обеспечивают на Камчатке до 30 % потребляемой электроэнергии. Стоимость энергии, получаемой на ГеоТЭС, в два с лишним раза меньше, чем на дизельных электростанциях;

4) промышленные воды – для извлечения ценных компонентов. Например, рассолы щелочных галоидов, сульфатов, карбонатов, нитратов используют для получения соответствующих солей, а также металлов и микроэлементов.

В ряде случаев подземные воды одновременно являются минеральными и теплоэнергетическими, промышленными и теплоэнергетическими и т. п. Поэтому подземные воды часто являются комплексным полезным ископаемым.

Большая часть (более 95 %) разведанных запасов подземных вод – воды для питьевого водоснабжения населения. Около 5 % приходится на разведанные запасы, предназначенные для технологического обеспечения объектов промышленности или орошения земель. Такая разведанность запасов показывает, что в настоящее время подземные воды оцениваются в основном как источник питьевого водоснабжения.

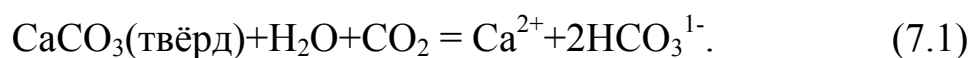
7.5. Карст и суффозия

Карст (нем. *karst*, от названия плато Карст в Югославии) – совокупность процессов, связанных с геологической деятельностью поверхностных и подземных вод. Выражается в растворении горных пород, образовании в них пустот в виде своеобразных форм рельефа, таких как карры, колодцы, шахты, воронки, пещеры и др. (рис. 7.28). Необходимым условием развития карста является наличие толщ растворимых пород, а также вод. Активному протеканию карстовых процессов способствуют пористость и трещиноватость, обеспечивающие интенсивное движение вод в массиве растворимых пород.

С понятием «карст» тесно связано понятие «суффозия» (лат. *suffossio* – подкапывание, подрывание) – выщелачивание, вынос мелких минеральных частиц и растворимых веществ водой, фильтрующейся в толще горных пород.

Краткая характеристика карстовых процессов. Карст наиболее широко развит в карбонатных (известняки, доломиты, мел и др.), сульфатных (гипсово-ангидритовых) и соляных породах. В пределах материков перечисленные карстующиеся породы соответственно занимают площади 40, 7 и 4 млн км².

Карбонат кальция в дистиллированной воде практически нерастворим; для растворения карбонатов необходимо присутствие в воде углекислого газа. Реакция в общем виде может быть описана формулой



Активному растворению карбонатов способствует наличие в водах минеральных или органических кислот, поступающих из почв.

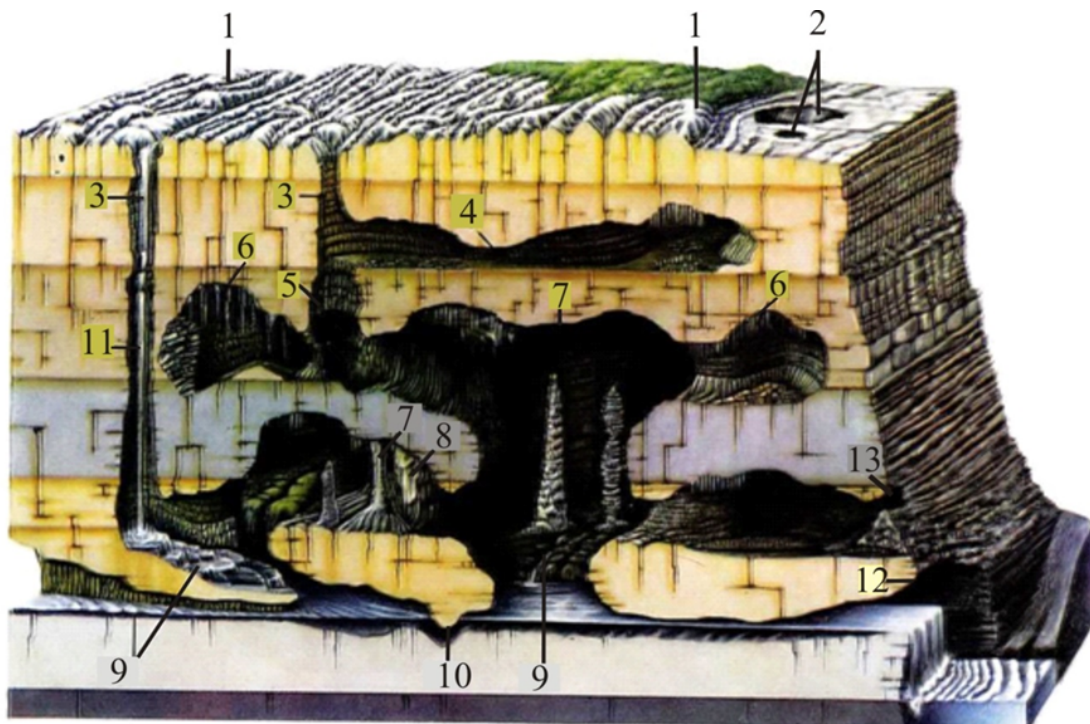


Рис. 7.28. Схема карстовых процессов в горном массиве: 1 – карры; 2 – воронки; 3 – естественные шахты и колодцы; 4 – пещерная галерея; 5 – вертикальная пещерная полость; 6 – сталактиты; 7 – сталагмиты и сталагнат (натёчная колонна); 8 – натёчные драпировки; 9 – подземные водотоки; 10 – сифон; 11 – подземный водопад; 12 – грот с карстовым источником типа воклюз; 13 – вход в пещерную систему

Растворение в воде сульфатных и соляных пород протекает без участия углекислоты и других химических соединений. Наиболее проявлен этот процесс на контакте с вмещающими породами, где циркуляция вод интенсивнее. Необходимо отметить, что благодаря высокой растворимости гипса, ангидрита и особенно каменной и других легкорастворимых солей вода быстро насыщается растворённым веществом и процесс выщелачивания приостанавливается. Поэтому интенсивность развития карста в этих породах определяется главным образом скоростью фильтрации вод.

Глубина развития карста определяется понятиями «уровень карста предельный» (синоним – уровень эволюции карста) и «базис карста». Уровень карста предельный – уровень грунтовых вод водоема или реки, до которого идет развитие карста. Может быть постоянным (когда ниже развиты некарстующиеся породы) и временным; определяется только положением базиса эрозии. Довольно часто карст развивается и ниже базиса эрозии. Поэтому введено понятие «базис карста» – уровень, по отношению к которому развивается карст. Может быть ниже базиса эрозии до глубины циркуляции подземных вод (при наличии глубинных сифонных каналов).

При длительном постоянном положении базиса эрозии или базиса карста карстовые процессы формируют в породах определенную систему форм. При изменении базиса эрозии или базиса карста происходит формирование новой системы карстовых форм. Так возникает этажный карст. Каждое длительное стационарное положение базиса эрозии и базиса карста фиксируется в глубине массива карстующихся пород горизонтальными каналами, а на поверхности – связанными с этими каналами речными террасами.

Для некоторых некарстующихся горных пород характерно наличие пустот, по форме сходных с карстовыми. Например, пустоты, образующиеся при таянии льда в криолитозоне – термокарст; пустоты, возникающие при суффозии глинистых пород – глиняный карст и др.

Формы карста и суффозии. По глубине расположения карстовых полостей различают карст поверхностный и карст подземный; по развитию рыхлого покрова на карстующихся породах – карст открытый (голый), лишенный почвенно-растительного покрова, и закрытый (покрытый) – с покровом четвертичных отложений.

Поверхностные формы карста представлены бороздами – каррами, а также различными замкнутыми углублениями – воронками, котловинами, полями и др. Переходными формами от поверхностных к подземным являются естественные колодцы, шахты и пропасти; типичные подземные формы – пещеры (см. рис. 7.28).

Карры представляют собой рывины и борозды глубиной от нескольких см до 1–2 м. Борозды и разделяющие их гребни либо протягиваются почти параллельно друг другу, совпадая с направлением уклона рельефа или падения слоёв горных пород, либо располагаются хаотично, ветвятся и сливаются друг с другом. Образование карров связано с воздействием атмосферных осадков и талых снеговых вод. Главную роль при этом играет выщелачивание; лишь на крутых склонах проявляется также и эрозия из-за стекающих водных струй. Карры иногда покрывают обширные площади, образуя карровые поля.

Распространённой карстовой формой являются воронки. Они имеют разнообразную форму (конические, котлообразные, блюдцеобразные либо в виде ям неправильной формы) и размеры (поперечник от 1 до 200 м и глубина от 0,5 до 50 м). На дне воронок и других понижений встречаются поноры – вертикальные или наклонные глубокие отверстия щеле- или колодцеобразной формы – каналы стока поверхностных вод, отводящие их в глубину карстового массива. По происхождению воронки разделяются на воронки поверхностного выщелачивания, образующиеся за счёт выноса растворенного на поверхности материала че-

рез поноры или трещины, и провальные воронки, образующиеся за счёт обвалов сводов подземных карстовых полостей.

При слиянии нескольких воронок возникают более крупные карстовые формы – котловины; их объединение формирует крупномасштабные поверхностные карстовые поля – обширные, иногда громадные формы (до сотен км²) с плоским дном и крутыми склонами. Глубина полей может достигать уровня грунтовых вод. Поэтому на их дне могут быть временные или постоянные водоёмы – карстовые озёра. Нередко поля частично подтапливаются только во влажный сезон, превращаясь во временные карстовые озёра.

В условиях тропического климата развивается интенсивное поверхностное выщелачивание. Оно часто приводит к формированию специфичного расчленённого рельефа, для которого характерны останцы карстующихся пород – останцовый тропический карст – плоская равнина с отдельно стоящими останцами (рис. 7.29).

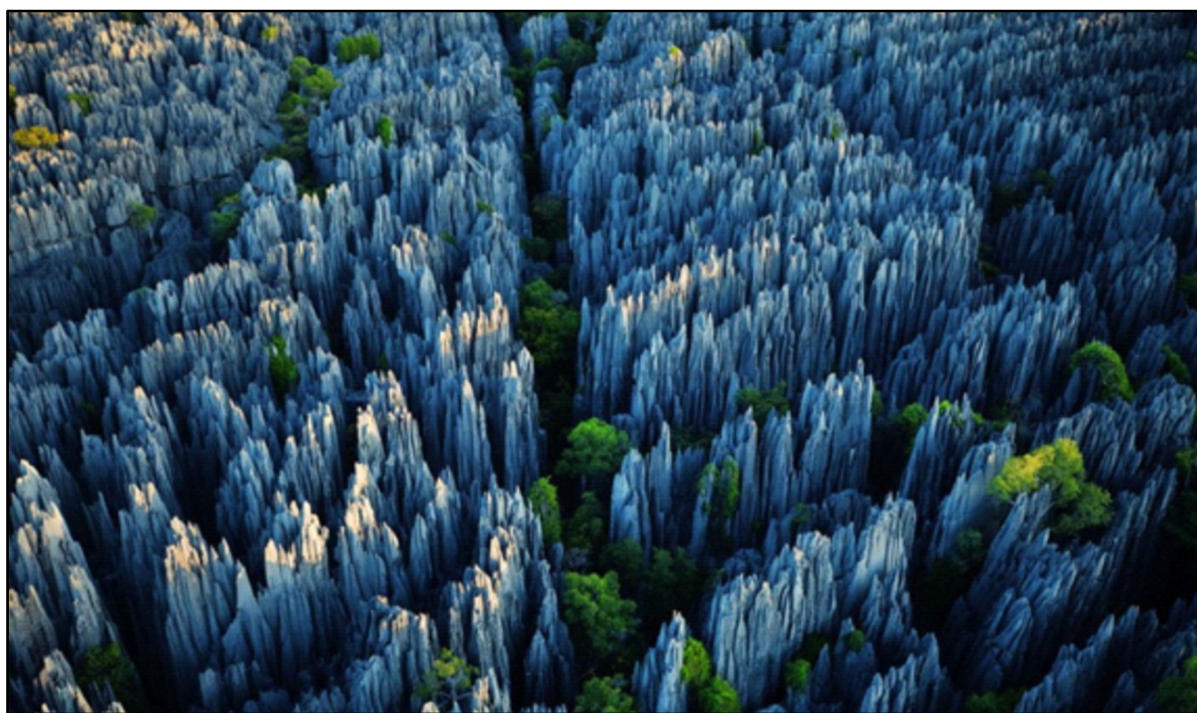


Рис. 7.29. Останцовый тропический карст на острове Мадагаскар

Карстовые колодцы, шахты и пропасти – вертикальные или крутонаклонные полости различной глубины. Глубина варьирует от первых десятков метров до 1000 м и более (максимальная глубина 1410 м – пропасть Жан-Бернар в Альпах, Франция). Полости колодцев и шахт возникают либо при гравитационных (провальных) процессах, либо при выщелачивании водой карстующейся породы; нередко эти процессы сочетаются.

Типичными подземными формами являются карстовые пещеры. Обычно они имеют причудливые очертания, что обусловлено сложностью систем трещин, определяющих направление фильтрации растворяющих вод, и неоднородностью состава карстующихся пород. Наиболее крупные карстовые пещеры возникают при заполнении трещинных зон напорными подземными водами.

При суффозии происходит разрыхление пород и образование подземных пустот. Поэтому возникают отрицательные формы, аналогичные поверхностным карстовым – воронки, впадины, котловины и др.

Карстовые отложения – это разнообразные по составу и генезису породы, объединяемые лишь общностью локализации в карстовых полостях. Строгой классификации карстовых отложений нет. В наиболее общем случае эти отложения подразделяются на остаточные, гидромеханические (водные механические), гидрохемогенные (водные химические), гравитационные обвальные накопления.

Остаточные отложения формируются за счет накопления и перетолжения нерастворимого остатка карстующихся пород. Характерными отложениями является терра-росса (итал. *terra rossa* – красная земля) – глинистые красноватые отложения, обогащённые гидроокислами алюминия и железа. Это нерастворимый остаток известняков. Терра-росса встречается как на дне карстовых воронок, так и в пещерах.

Гидромеханические отложения (водные механические) связаны с привнесением водой твердых частиц в карстовые полости и трещины. Эти образования представлены преимущественно скоплениями вязкой глины. В некоторых пещерах накапливаются осадки, связанные с деятельностью подземных рек. Значительная часть отлагаемого реки материала может быть привнесена из-за пределов собственно карстовых полостей. При невысоких скоростях движения подземных вод формируются глинистые отложения. Отложения подземных озёр представлены различными осадками, источниками которых являются продукты выветривания коренных пород, минералы, кристаллизующиеся из озерной воды, а также материал, занесенный водными потоками (в том числе и подземными реками).

Гидрохемогенные отложения (водные химические) – различные натечные образования, формирующиеся за счёт процессов химического осаждения вещества из водных растворов. Особенно широкое развитие в пещерах имеют карбонатные натёчные образования, в том числе сталактиты и сталагмиты (рис. 7.30). Некоторую роль при обра-

зовании минералов в глубоких пещерах могут играть также минерализованные гидротермальные растворы.

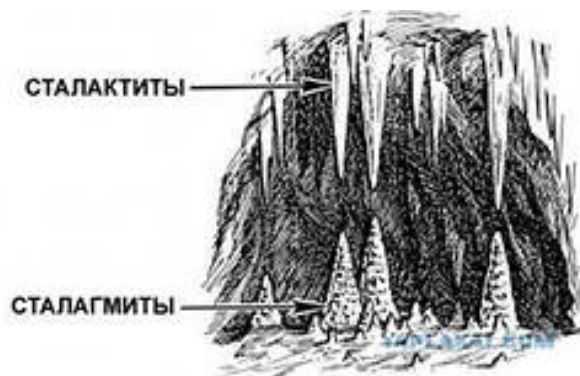


Рис. 7.30. Сталактиты и сталагмиты

Наряду с хемогенными образованиями, для многих пещер характерны и биохемогенные накопления. Значительные объёмы органического материала в пещерах представлены помётом летучих мышей – гуано. Гуано, реагируя с глиной, образует фосфаты алюминия.

Гравитационные обвальные накопления – продукты обрушения сводов пещер. В сводах крупных галерей наблюдаются купола обрушения, под которыми расположены высокие конусы из обломков. Обвалы часты близ входов пещер. Причина этого – интенсивное температурное и морозное выветривание при сезонной или суточной смене положительных и отрицательных температур. Обвальный процесс в зоне морозного выветривания особенно интенсивен. Большинство обвалов здесь происходит, когда промерзшие породы оттаивают и наиболее активны инфильтрационные процессы.

Полезные ископаемые, связанные с карстовыми процессами. С некоторыми карстовыми полостями связаны месторождения рудных полезных ископаемых. Источником рудных компонентов могут выступать как нерастворимые компоненты карстующегося массива (терра-росса на дне карстовых полостей), так и привнесённые в карстовые полости осадки с других рудных объектов. С карстовыми полостями связаны некоторые месторождения фосфоритов (карстовые фосфориты полуострова Флорида в США содержат до 35–40 % P_2O_5), никелевых руд (на Урале в таких рудах 1,5–2,5 % Ni), бокситов, железа, марганца, ртути, сурьмы и др. Отмечаются россыпи золота, касситерита, алмазов. Из обводненных пещер добывают воду. Для некоторых районов существенной статьей доходов служит спелеотуризм – подземные залы со сталактитами, сталагмитами и другими натёчными формами очень живо-

писны. В некоторых крупных карстовых пещерах оборудованы даже концертные залы. Особенности глубоких пещер – постоянство температуры и влажности, содержание в воздухе ионов, отсутствие аллергенов и др. – используют в лечебных целях.

Карстово-суффозионная опасность. Проявление карстовых и суффозионных процессов необходимо учитывать при проектировании и строительстве зданий, инженерных сооружений и других объектов. Как пример, в табл. 7.6 приведены критерии выделения категорий карстово-суффозионной опасности в Москве.

Таблица 7.6

Критерии выделения категорий карстово-суффозионной опасности

Категории карстово-суффозионной опасности	Критерии выделения
Весьма опасная	Закарстованная толща перекрыта песчаными породами или в основании перекрывающей толщи залегают глинистый слабопроницаемый слой мощностью менее 10 м и имеются критические значения напоров подземных вод; на земной поверхности встречаются провалы и оседания
Опасная	Закарстованная толща перекрыта песчаными породами или в основании перекрывающей толщи залегают глинистый слабопроницаемый слой мощностью менее 10 м; избыточные напоры подземных вод имеют докритические значения; провалы и оседания земной поверхности отсутствуют
Неопасная	Мощность глинистых слабопроницаемых пород, перекрывающих закарстованную толщу, превышает 10 м; избыточные напоры подземных вод имеют докритические значения

Учитывают карстово-суффозионную опасность и при каптаже нефтяных и газовых скважин. Каптаж (лат. *capto* – ловлю, хватаю) – комплекс инженерно-технических мероприятий, обеспечивающий вскрытие подземных вод, нефти и газа, вывод их на поверхность Земли и возможность эксплуатации при устойчивых во времени оптимальных показателях. Рациональные параметры каптажа обосновываются в том числе интенсивностью и формой карстово-суффозионных процессов в месте нахождения скважины.

7.6. Геологическая деятельность ледников

Общие сведения о ледниках. Ледники – движущиеся массы льда, возникающие на суше в результате накопления и преобразования твёрдых атмосферных осадков. Лед – вода в твердом агрегатном состоянии. На Земле около 30 млн км³ льда. В ледниках сосредоточено около 24 млн км³ льда, что составляет порядка 69 % запасов пресной воды. Современные ледники занимают 11 % площади суши (16,1 млн км²). Почти все современное оледенение (98,5 %) приходится на Антарктиду, Гренландию и острова Северного Ледовитого океана. Остальные 1,5 % от общей площади современного оледенения занимают горные ледники. Наибольшая измеренная мощность льда зафиксирована в Антарктиде – около 4200 м. Мощность горных ледников значительно меньше – лишь иногда первые сотни метров.

Образование ледников возможно на территориях, где за год количество выпадающих твёрдых осадков превышает их расход за счёт таяния и испарения. Снеговой линией называется гипсометрический уровень, выше которого годовой приход твердых атмосферных осадков больше, чем расход. Выше снеговой линии располагается область питания ледника, где происходит накопление снега и его последующее превращение в фирн и затем в глетчерный (ледниковый) лёд. Фирн представляет собой плотный зернистый снег, образовавшийся под давлением вышележащих слоев снега, поверхностного таяния и вторичного замерзания воды. Дальнейшее уплотнение и перекристаллизация фирна способствуют исчезновению воздушных промежутков между зёрнами, что впоследствии превращает его в глетчерный лёд. Высота снеговой линии на конкретной территории определяется многими факторами и значительно колеблется. Например, в полярных широтах она находится на уровне моря, на экваторе – примерно 4,5 км над уровнем моря, в тропиках – между 5 и 6 км над уровнем моря и т. д. Ниже снеговой линии находится область стока, в которую направлено движение ледника. В области стока происходит абляция – уменьшение массы ледника за счёт таяния, испарения, сдувания снега ветром и механического откалывания. Ледник может наступать и отступать в зависимости от соотношения интенсивности абляции и поступления льда из области питания. Колебание края ледника называется *осцилляцией* (лат. *oscillo* – качаюсь). Ежегодная осцилляция ледника может составлять от десятков метров до нескольких километров.

Скорость движения льда в разных частях ледника неодинакова. В целом наибольшая скорость характерна для центральной части и

уменьшается в краевых и придонных частях. Наиболее высокие скорости движения зафиксированы в краевых частях гренландских ледников – до 10 км в год. В горных ледниках скорость обычно составляет десятки–сотни метров в год.

Устойчивое похолодание климата приводит к наступлению ледниковых эпох. Ледниковая эпоха (ледниковье) – отрезок времени геологической истории Земли, характеризующийся сильным похолоданием климата и развитием обширных материковых льдов не только в полярных, но и в умеренных широтах. Межледниковье – промежуток времени, разделяющий ледниковые эпохи. В четвертичном периоде межледниковья характеризовались потеплением климата, освобождением от ледниковых покровов умеренных широт, изменениями в составе флоры и фауны. Ледниковый период – этап геологической истории Земли, в течение которого многократно чередовались отрезки времени с очень холодным климатом (резкое расширение площади ледников) с промежутками более теплого климата, когда значительная часть материковых ледников стаивала. Наиболее хорошо изучен ледниковый период в плейстоцене (четвертичная система); известны такие периоды в палеозое и докембрии.

Морфологические типы ледников. Подробная классификация ледников по морфологии сложна и часто отличается у ряда исследователей. Детальный разбор этой классификации задачей настоящего курса не является, а поэтому заинтересованным студентам рекомендуется для самостоятельного рассмотрения. Один из распространенных вариантов классификации приведен на рис. 7.31.

В соответствии с этой классификацией все ледники подразделяются на покровные, горно-покровные и горные.

Среди *ледниковых покровов* различают ледниковые щиты, ледниковые купола, шельфовые ледники, ледяные потоки и выводные ледники. Покровные (материковые) ледники развиты в полярных областях, где снеговая граница близка к уровню моря. В таких условиях мощные толщи льда формируются не только в горных системах, но и на низменных равнинах, покрывая огромные пространства, даже континенты. В материковых ледниках движение льда обусловлено весом ледовой толщи, поэтому лёд может течь против уклона ложа, чего никогда не наблюдается у горных и горно-покровных ледников. Течение льда определяется формой поверхности ледниковых покровов и направлено к их периферии. Ледниковый покров – сложное ледниковое образование, состоящее из ледниковых щитов, ледниковых куполов, ледниковых потоков, выводных и шельфовых ледников. Ледниковый

щит – обширный плоско-выпуклый ледник покровного типа. Ледниковый купол – ледник, морфологически сходный с ледниковым щитом, но имеющий более выпуклую форму и меньшую площадь. Ледниковые купола часто покрывают отдельные острова, образуя «ледяные шапки». Скорость движения льда увеличивается к периферии ледниковых покровов. Наиболее подвижные части ледниковых покровов называют выводными ледниками (а также стоковыми, или разгрузочными). Такие ледники обычно приурочены к сохранившимся в подледном рельефе долинам, ориентированным в направлении течения льда, и при сокращении площади покровного оледенения переходят в долинный ледник. Покровное оледенение может развиваться и в акватории морей. Шельфовые ледники – плавающие или частично опирающиеся на дно ледники. Абляция шельфовых ледников и спускающихся в море выводных ледников осуществляется преимущественно за счёт айсбергов – отколовшихся от ледника массивов различной формы и размера.

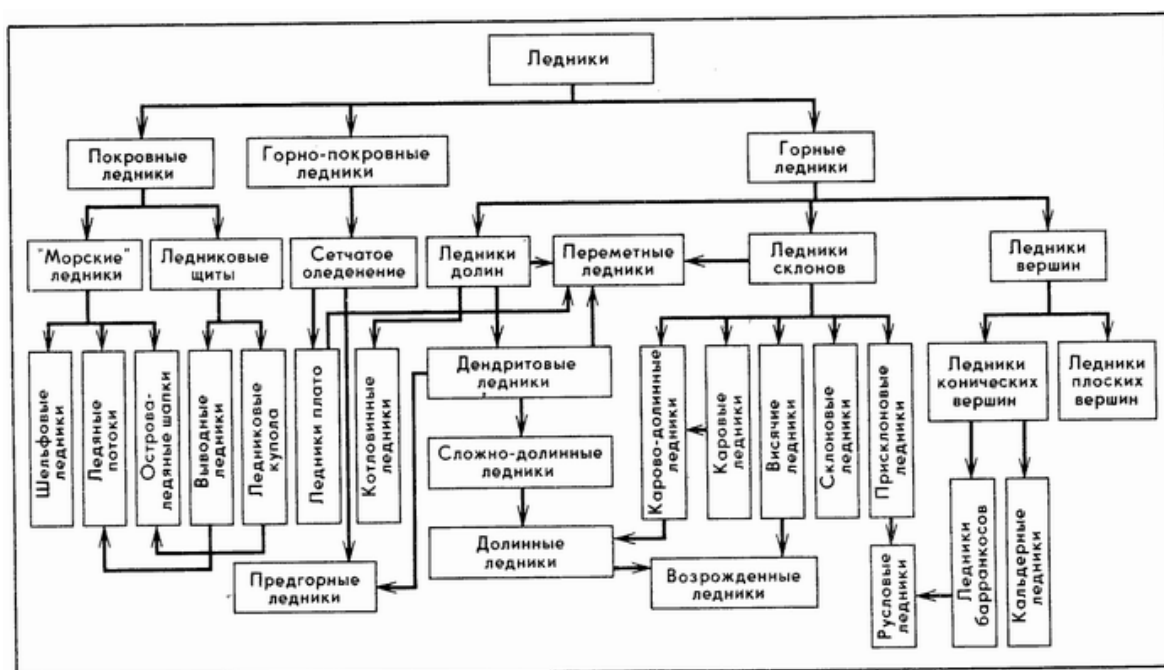


Рис. 7.31. Морфологическая классификация ледников
(Гляциологический словарь, 1984)

К *горно-покровным ледникам* относится сетчатое оледенение, где присутствуют в различных комбинациях формы оледенения покровного и горного типов.

Горные ледники делятся на три основные группы: ледники долин, склонов, вершин. И горно-покровные, и горные ледники (кроме ледников вершин) приурочены к депрессиям (понижениям) в рельефе –

впадинам, долинам рек, ущельям (рис. 7.32 и 7.33). Уклон депрессии определяет направление движения ледника.

Морфология горных и горно-покровных ледников в целом соответствует рельефу территории их формирования (рис. 7.34).



Рис. 7.32. Горно-покровные ледники



Рис. 7.33. Горный ледник



Рис. 7.34. Пример соответствия морфологии ледников рельефу территории их формирования

Геологическая деятельность ледников. Как и для многих экзогенных процессов, геологическая деятельность ледников включает

разрушение коренных пород, перенос и отложение материала. Ледниковая обстановка осадконакопления отличается низкими температурами, ограниченным составом флоры, фауны, а также ведущей ролью в осадкообразовании энергии движущегося льда и талой воды.

Разрушительная деятельность ледников называется экзарацией (лат. *exaratio* – выпаживание). При передвижении массы льда разрушают горную породу и истирают поверхность, по которой они движутся. Кроме того, полагают, что движение ледника сопровождается морозным подледным выветриванием коренных пород ложа. Под воздействием выделяемой из-за трения теплоты нижние слои льда частично плавятся. Образовавшаяся вода может проникать в трещины пород и, вновь замерзая, разрушать породы, оказывая расклинивающее воздействие на стенки трещин.

Скопления обломочного материала, переносимого или отложенного ледником, называются мореной. Перенос материала выполняют движущиеся, а аккумулялируют – отложенные морены.

К движущимся относятся поверхностные, внутренние и донные морены. Поверхностные морены образуются за счёт обломочного материала, поступающего на поверхность ледника со скалистых склонов долины. Поверхностные морены, в свою очередь, разделяются на боковые и срединные. Боковые морены представляют собой валы обломков различного размера, протягивающиеся вдоль боковых сторон ледникового языка. Срединные морены образуются при слиянии ледников, когда их боковые морены объединяются в один вал. В сложных ледниках срединных морен несколько и все они тянутся, повторяя изгибы ледника, не сливаясь друг с другом. Поверхностные морены типичны для горных ледников, где активно происходит физическое выветривание на обнажённых склонах, а также гравитационные процессы. Иногда вся поверхность ледникового языка засыпана мореной. Такие ледники называют «забронированными».

Внутренние морены образуются за счёт обломков, поступающих со снежными лавинами в фирновый бассейн и вмерзающих в лёд по мере его образования (в области питания ледника). Отчасти внутренние морены образуются за счёт поверхностных (при попадании обломков в трещины) и донных морен (внедрение материала из донной морены при движении ледника). В сложных ледниках пополнение внутренней морены может происходить и за счёт слияния с донными моренами ледниковых притоков. Для покровных ледников поверхностные и внутренние морены не характерны, так как над их поверхно-

стью обычно не поднимаются не покрытые льдом возвышенности, являющиеся источником сноса обломочного материала.

Донная морена представляет собой обломочный материал, оторванный от ложа в процессе экзарации и переносимый в придонных слоях ледника. С донной мореной связан основной объём переносимых ледником отложений.

Аккумулятивная деятельность ледников отражается в формировании отложенных морен и генетически тесно связанных с ними флювиогляциальных отложений. Отложенные морены представляют собой скопления обломочного материала, оставленного ледником после его отступления или стаивания, и образуются за счёт всех видов движущихся морен. Среди отложенных морен выделяют три генетических типа: конечные (или краевые), основные и абляционные. Конечные (краевые) морены представляют собой валообразные возвышенности, распространённые по периферии ледника и образующиеся за счёт разгрузки обломочного материала при таянии его краевых частей. Положение конечной морены трассирует длительное стационарное положение края ледника. При этом ледник остаётся активным, но скорость движения ледника из области питания соответствует скорости абляции. За счёт этого многократно происходит разгрузка вновь поступающих к тающему краю ледника движущихся морен. Так образуется разновидность конечной морены – насыпная морена. Наличие нескольких гряд конечных морен отражает остановки края ледника в процессе его отступления. Другая разновидность конечной морены – напорная морена – образуется при напоре края движущегося ледника на уже отложенные насыпные морены и коренные породы.

Основные морены образуются как в процессе движения ледника, так и при его остановке и стаивании. При движении ледника происходит насыщение нижних горизонтов льда обломочным материалом, что приводит к снижению его пластичности и, как следствие, отслаиванию части донной морены. Из этой части образуется отложенная основная морена. Кроме того, основная морена может возникнуть при отложении обломочного материала донной морены при донном таянии ледника.

Абляционные морены формируются при стаивании остановившегося ледника и разгрузке рыхлого материала всех морен на поверхность основной морены. Абляционные морены представлены преимущественно рыхлыми грубообломочными и песчаными частицами, что связано с выносом более мелкозернистого материала образующимися при таянии ледника водами.

Наряду с отложенными моренами, в процессе аккумуляции формируются водно-ледниковые отложения, объединяющие флювиогляциальные и ледниково-озёрные отложения. Флювиогляциальные отложения (лат. *fluvius* – река и *glacialis* – ледяной) – группа отложений, образующихся в результате вымывания, переноса и отложения материала морен потоками талых ледниковых вод. Ледниково-озёрные отложения образуются на дне внутриледниковых и приледниковых озёр. Морены и водно-ледниковые отложения часто объединяются понятием «ледниковые отложения».

Особенности ледниковых отложений. Вследствие низких температур и отсутствия флоры и фауны в ледовой обстановке преобладают процессы физического выветривания. Химическое и биологическое выветривание практически отсутствует.

Моренные отложения формируются главным образом за счет обломочного материала, образующегося при экзарации и падении обломков со склонов ледниковой долины. Размер обломков разнообразный – от огромных глыб до алевритовых и пелитовых частиц. Сортировка обломочного материала, как правило, отсутствует. Различают обломочный материал, привнесенный из удаленных районов – эрратические валуны (лат. *erraticus* – блуждающий), и местный, возникший за счёт экзарации пород, слагающих данную территорию. Например, в Белоруссии эрратические валуны, привнесенные сюда из Скандинавии, составляют до 50 % моренного материала. В общем случае морены слагаются неотсортированными рыхлыми обломочными горными породами. Это чаще всего валунные глины, суглинки, супеси, реже валунные пески и грубо щебнистые породы, содержащие валуны, щебень, гальку. Древние морены называют тиллитами (англ. *till* – валунная глина).

Флювиогляциальные отложения (в отличие от моренных) обычно обладают некоторой сортировкой, иногда слоистостью. Это обусловлено их отложением водными потоками талых вод ледников. Залегают такие отложения в форме конусов выноса, линз, в том числе выполняют русла внутриледниковых потоков. Для приледниковых отложений по мере удаления от края ледника характерна быстрая смена грубых галечников и валунных песков мелкозернистыми косослоистыми песками.

Ледниково-озёрные отложения обычно тонкозернисты и обладают тонкой горизонтальной слоистостью. Среди них наиболее характерны ленточные глины – слоистые отложения, состоящие из большого числа параллельных лент мощностью обычно в несколько мет-

ров, реже до 40–50 м. Каждая лента имеет два слоя: тонкозернистый (глинистый), накопившийся зимой, и относительно грубозернистый (в основном тонкопесчаный), накопившийся летом в период активной абляции. Каждая пара слоёв соответствует годовому циклу осадко-накопления. Подсчет лент используется как сезонно-климатический метод абсолютной геохронологии.

Формы ледникового рельефа, связанные с деятельностью ледников, часто разделяют на две группы: формы рельефа коренных пород, подвергшихся воздействию ледников; формы рельефа отложенных морен и флювиогляциальных отложений.

Формы рельефа коренных пород наиболее ярко выражены в горах с современным оледенением. Это так называемый альпийский рельеф – резко расчленённый, характеризующийся широким развитием ледниковых форм – кары, цирки, карлинги, трог и др. (рис. 7.35).

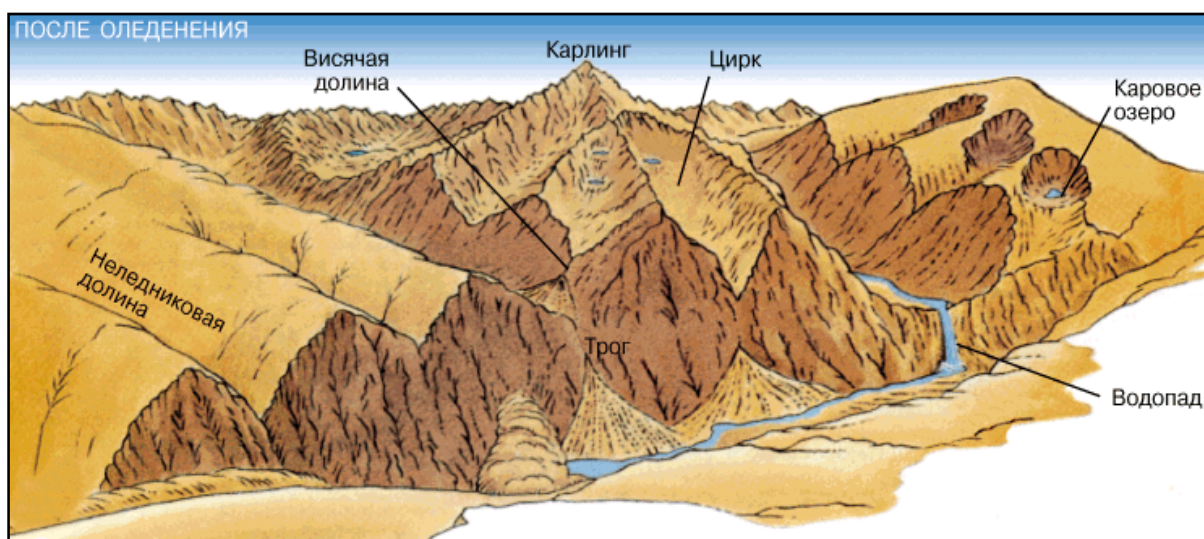


Рис. 7.35. Формы ледникового рельефа коренных пород

Кар (шотл. *corrie* – кресло) представляет собой нишеобразное углубление на склонах гор с крутыми, часто отвесными стенками. Дно каров пологое, вогнутое, занятое фирном, каровым ледником или каровым озером. Более крупной формой рельефа является ледниковый цирк – котловина в горах в виде амфитеатра, замыкающая верхний конец ледниковой долины и вмещающая фирн и лёд, за счёт которых питаются долинные ледники. Разрастание каров и ледниковых цирков приводит к образованию карлингов – пирамидальных вершин с крутыми склонами, которые возникли между сливающимися карами или цирками. Спускаясь по долинам, ледники в процессе экзарации превращают их в трог («ледниковые долины»). Трог (нем. *trog* – коры-

то) – корытообразная преобразованная ледником эрозионная долина. На дне трогов часто располагаются ригели (нем. *rigel* – преграда) – скалистые пороги, образование которых связано с выходами прочных пород.

На дне широких ледниковых долин, особенно в области развития покровных оледенений, образуются так называемые «бараньи лбы» – асимметричные скальные выступы, сложенные прочными породами, сглаженными и отполированными ледником. Склон, расположенный со стороны движения ледника, пологий, сглаженный и покрыт штриховкой; противоположный – крутой и зазубренный, так как ледник при своём движении выламывает из него куски пород (ледниковые валуны). Группы «бараньих лбов» образуют курчавые скалы (рис. 7.36).



Рис. 7.36. Курчавые скалы

Формы рельефа отложенных морен и флювиогляциальных отложений представлены на рис. 7.37 и 7.38. С отложенными моренами покровных четвертичных оледенений связан холмисто-западинный и холмисто-увалистый рельеф. Западины (в том числе котловины ледникового вспахивания) местами заболочены или превращены в озёра. Такой рельеф характерен для Европейского Севера России, Белоруссии, Прибалтики, Скандинавии и ряда других районов. Разновидностью моренных равнин являются друмлинные поля. Друмлины (ирл. *drumlins* – холмы) представляют собой холмы продолговато-овальной формы, сложенные моренным материалом, ориентированные по направлению движения ледника. Длина друмлинов обычно 2–3 км, ширина от 100 до 200 м, высота от 10 до 60 м (в среднем около 30 м). Иногда встречаются друмлинные гряды протяжённостью более 10 км. Ядро друмлинов сложено коренными скальными породами или древними моренными отложениями.

С флювиогляциальными отложениями связано формирование оз, кам и зандр.

Озы (швед. *asar* – хребет, гряда) – гряды в форме узких, извилистых гребнеобразных валов. Внешне напоминают железнодорожные насыпи; ширина у основания 50–150 м, у гребня до 5 м, протяжённость до 30 км и более, высота обычно 15–50 м. Озы сложены горизонтальными или чаще косослоистыми хорошо перемытыми песками, гравием, галькой, содержащими примесь валунов. Представляют собой отложение потоков талых вод, протекавших по промытым в теле ледника долинам и туннелям.



Рис. 7.37. Отложения вблизи области таяния ледника

Камы (нем. *kamm* – гребень) – крутосклонные холмы с пологими вершинами. Сложены преимущественно перемытыми и отсортированными песками и гравием, иногда перекрыты абляционной мореной. В центральной части холмов обычно выражена слоистость озёрного типа. Образуются за счёт моренного материала, принесенного флювиогляциальными потоками в ледяные озёра и пещеры при таянии ледника.

Зандры (дат. *sandur* – песок) представляют собой пологоволнистые равнины, расположенные за грядками конечных морен, сложенные вынесенными флювиогляциальными потоками продуктами перемыывания морен. В отложениях зандр иногда наблюдается дифференциация материала: слабосортированные пески с гравием и галькой откладываются вблизи конечных морен, далее на больших площадях формируются пески, а на периферии местами отмечаются тонкозернистые пески и супеси. Раз-

витие зон зандровой аккумуляции зависит от рельефа. В горах ниже конечных морен наблюдаются узкие полосы долинных зандров. На открытой местности возникают широкие зандровые равнины, сформированные за счет слияния флювиогляциальных дельт.

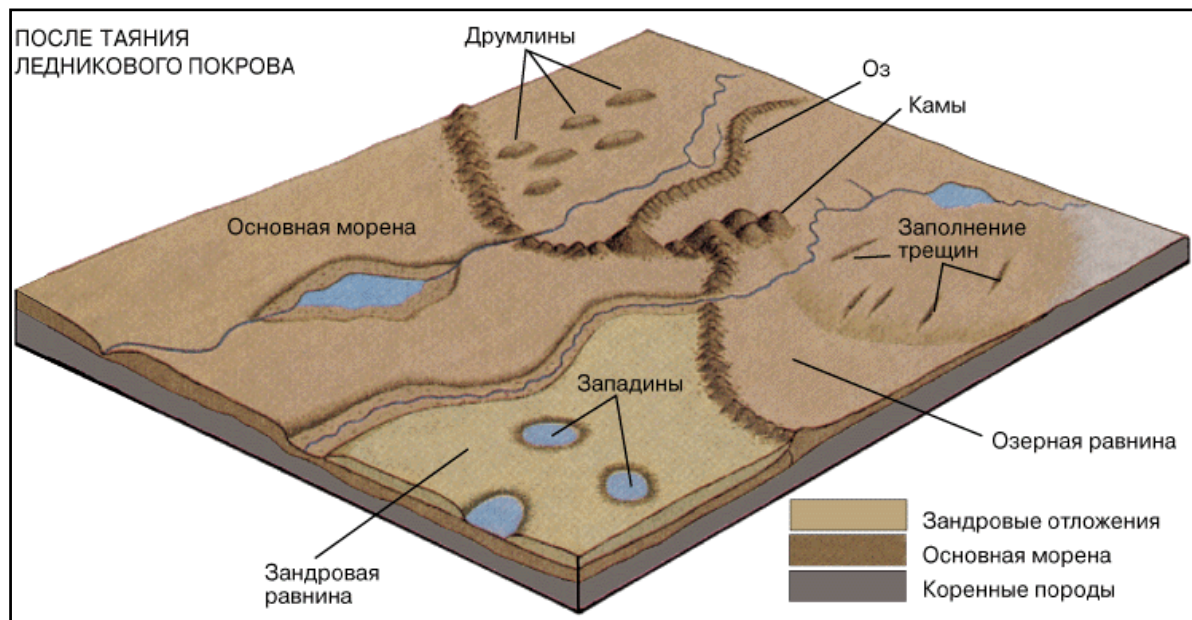


Рис. 7.38. Флювиогляциальные отложения

Оледенения древние и современные. Следы материковых оледенений обнаружены в слоях карбона и перми (300–250 млн лет), венда (680–650 млн лет), рифея (850–800 млн лет). Самые древние ледниковые отложения, обнаруженные на Земле, имеют возраст более 2 млрд лет. О существовании древних оледенений свидетельствуют тиллиты. Тиллиты широко используются для решения задач стратиграфии, палеогеографии (палеоклиматологии). Сопоставляя тиллиты с моренами четвертичного периода, можно получить общую картину закономерностей ледникового осадконакопления.

Последний из ледниковых периодов начался почти миллион лет назад, в четвертичное время, и ознаменовался обширным распространением ледников – Великим оледенением Земли. Под мощными покровами льда оказалась северная часть Североамериканского континента, значительная часть Европы, а также Сибирь. В Южном полушарии подо льдом, как и сейчас, находился весь Антарктический материк. В период максимального распространения четвертичного оледенения ледники покрывали свыше 40 млн км² – около четверти всей поверхности материков. Крупнейшим в Северном полушарии был Североамериканский ледниковый щит, достигавший в толщину

3,5 км. Под ледниковым покровом толщиной до 2,5 км оказалась вся Северная Европа. Достигнув наибольшего развития 250 тыс. лет назад, четвертичные ледники Северного полушария стали постепенно сокращаться. Оледенение не было непрерывным на протяжении всего четвертичного периода. Существуют геологические, палеоботанические и другие доказательства того, что за это время ледники по крайней мере трижды совершенно исчезали, сменяясь эпохами межледниковья, когда климат был теплее современного. Однако на смену этим теплым эпохам приходили похолодания и ледники распространялись вновь. Сейчас мы живем, по-видимому, в конце четвертой эпохи четвертичного оледенения.

Причины возникновения великих оледенений Земли до сих пор остаются загадкой. Все высказанные по этому поводу гипотезы можно объединить в три группы: причина периодических изменений земного климата находится вне пределов Солнечной системы (Галактика), в деятельности самого Солнца (Солнце), в процессах, происходящих на Земле (Земля).

Галактика. Сюда относятся предположения о влиянии на похолодание Земли различных участков Вселенной, которые проходит Земля, двигаясь в космосе вместе с Галактикой. Одни считают, что похолодание наступает тогда, когда Земля проходит участки мирового пространства, заполненные газом. Другие те же последствия приписывают воздействию облаков космической пыли. Согласно еще одной из гипотез Земля в целом должна испытывать большие изменения, когда она, перемещаясь вместе с Солнцем, переходит из насыщенной звездами части Галактики в ее внешние разреженные области. Когда земной шар приближается к апогалактию – точке, наиболее удаленной от той части нашей Галактики, где расположено наибольшее количество звезд, – он входит в зону «космической зимы», а на Земле начинается ледниковая эпоха.

Солнце. Развитие оледенений связывают также с колебаниями активности самого Солнца. Гелиофизики давно выяснили периодичность появления на Солнце темных пятен, вспышек, протуберанцев и научились прогнозировать эти явления. Оказалось, что солнечная активность периодически меняется. Существуют периоды разной длительности: 2–3, 5–6, 11, 22 и около 100 лет. Может так случиться, что кульминации нескольких периодов разной длительности совпадут – и солнечная активность будет особенно велика. Но может быть и наоборот – совпадут несколько периодов пониженной солнечной активности, и это вызовет развитие оледенения.

Земля. Ниже описаны некоторые возможные причины оледенений в этой группе гипотез.

Содержание CO_2 в атмосфере Земли. Двуокись углерода, свободно пропускающая солнечные лучи к Земле, но поглощающая большую часть ее теплового излучения, служит колоссальным экраном, который препятствует охлаждению нашей планеты. Сейчас содержание в атмосфере CO_2 не превышает 0,03 %. Если эта цифра уменьшится вдвое, то средние годовые температуры в умеренных поясах снизятся на 4–5°, что может привести к началу ледникового периода.

Вулканы. Своеобразным экраном может служить и вулканическая пыль, выбрасываемая при крупных извержениях до высоты 40 км. Облака вулканической пыли, с одной стороны, задерживают солнечные лучи, а с другой – не пропускают земное излучение. При этом доминирующим является первый из названных процессов, поэтому периоды усиленного вулканизма должны вызывать охлаждение Земли.

Горообразование. Основополагающий тезис – во время эпох горообразования крупные массы континентов совершают вертикальные поднятия, попадают в более высокие слои атмосферы, охлаждаются и служат местами зарождения ледников.

Океан. По мнению многих исследователей, оледенение может возникать в результате перемены направления морских течений. Например, течение Гольфстрим ранее было отклонено выступом суши, простиравшимся от Ньюфаундленда к островам Зеленого мыса, что способствовало охлаждению Арктики по сравнению с современными условиями.

Антарктида. Возможно, возникновению оледенения способствовало поднятие Антарктического материка. В результате разрастания ледникового покрова Антарктиды на несколько градусов уменьшилась температура всей Земли и на несколько десятков метров понизился уровень Мирового океана, что способствовало развитию оледенения на севере.

Кроме перечисленных существуют и другие гипотезы о причинах оледенений.

7.7. Криолитозона

Криолитозона (греч. *kryos* – холод, мороз, лёд, *lithos* – камень и *zone* – пояс) – часть криосферы, представляющая собой верхний слой земной коры, характеризующийся отрицательной температурой почв

и горных пород, а также наличием или возможностью существования подземных льдов. *Криосфера* – прерывистая оболочка земного шара на границе теплого взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы, характеризующаяся наличием льда или возможностью его существования. Термин «криолитозона» предложен П.Ф. Швецовым в 1955 году. Криолитозона включает в себя мерзлые породы, морозные породы и охлаждённые породы (рис. 7.39). Мерзлая порода имеет отрицательную температуру и содержит в составе лёд. Морозная порода имеет отрицательную температуру и не содержит в своем составе лёд. Охлаждённые породы засолены или насыщены солёными водами и рассолами с температурами ниже 0 °С (криогалинными водами).

Пётр Филимонович Швецов (1910–1992) – геолог, член-корреспондент РАН. Известны его труды в области гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии. Лауреат Государственной премии СССР.

По времени существования выделяют криолитозону многолетнюю (от нескольких лет до тысячи лет) и сезонную (области сезонного промерзания пород). Многолетняя криолитозона подразделяется на субаэральную – расположенную на суше, субгляциальную – расположенную под ледниками, и субмаринную – под акваторией морей и океанов. Практически все исследователи отождествляют понятие «мерзлые породы субаэральной криолитозоны» с понятием «многолетнемерзлые породы» (ММП). Наука, изучающая криолитозону и процессы, связанные с ней, называется *геокриологией*, или *мерзлотоведением*.

В нашей стране криолитозона развита на севере Европейской России, Урала, севере Западной Сибири (примерно до широтного отрезка Оби), на большей части Восточной Сибири, Забайкалья и Дальнего Востока. Отрицательные температуры проникают в земную кору до глубины 1300–1500 м, минимальные их среднегодовые значения достигают –16 °С. Вдоль северного края карты России криолитозона практически сплошная с редкими таликами под крупными озерами и реками. Талик – участок почвы или горной породы в областях развития криолитозоны, имеющий положительную температуру хотя бы в течение части года. Мощность мерзлоты в сплошной части криолитозоны максимальна, а температуры минимальны. К югу таликов становится больше, мощность криолитозоны уменьшается, температура ее повышается. У своей южной границы криолитозона разбивается на острова мерзлых пород мощностью в несколько метров или десятков метров с температурой, близкой к нулю. Криолитозона в России

(рис.7.40) занимает площадь более 11 млн км², что составляет около 65 % территории страны. Из них 7 млн км² – сплошное распространение, 1,8 млн км² – прерывистое, 2,5 млн км² – островное.

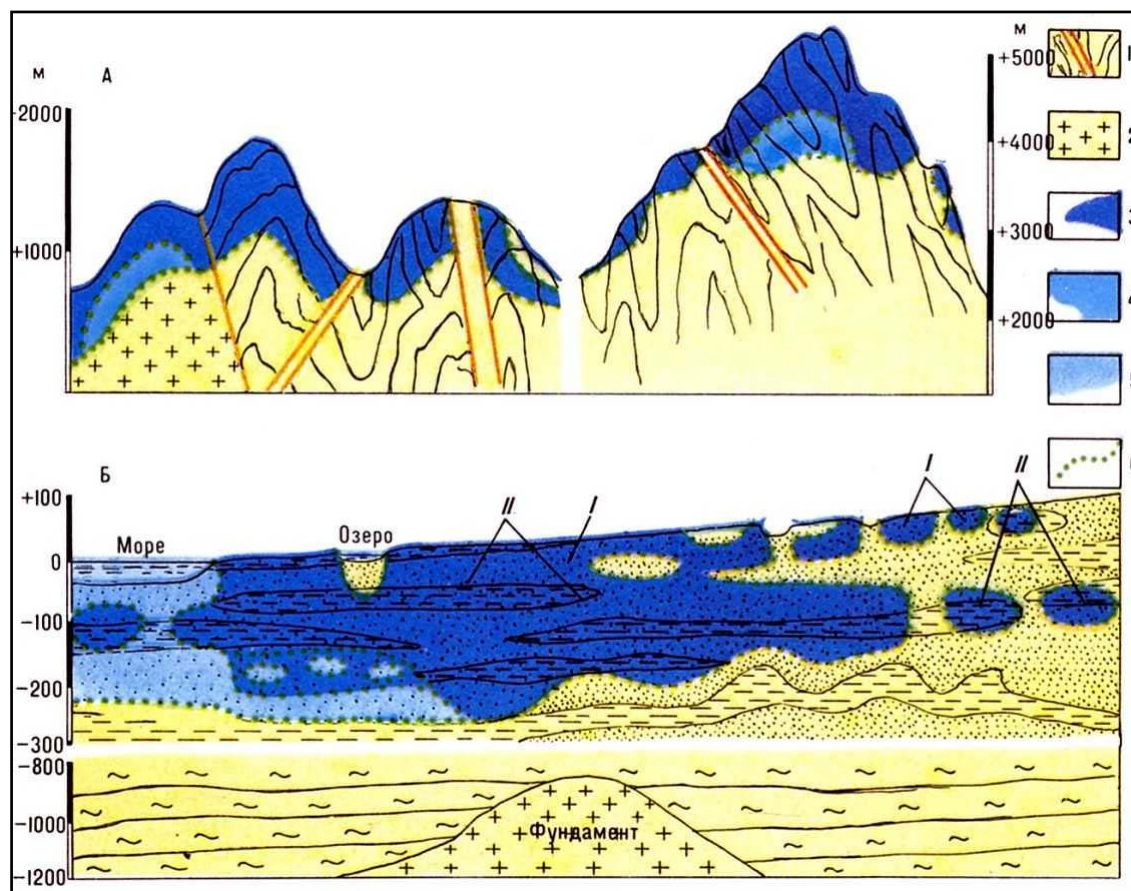


Рис. 7.39. Строение криолитозоны в горно-складчатых областях (А) и на платформах (Б): I – плейстоценовые мёрзлые толщи, II – голоценовые мёрзлые толщи; 1 – сложно дислоцированные и разбитые разломами терригенные и вулканогенные породы; 2 – магматические и метаморфические породы; 3 – мерзлые породы; 4 – морозные породы; 5 – охлаждённые породы; 6 – граница распространения. Голоцен и плейстоцен – эпохи четвертичного периода Кайнозойской эры

Начало формирования многолетней криолитозоны на севере Евразии и в Северной Америке происходило приблизительно 2–2,5 млн лет назад. Возраст непрерывно существующей криолитозоны на северо-востоке России 600–800 тысяч лет. Современный характер криолитозоны обусловлен историей её развития в плиоцене региональными зональными и высотно-поясными условиями. Наибольшего распространения по площади и максимальных мощностей криолитозона достигла в позднем плейстоцене (40–10 тысяч лет назад). В голоцене (8,5–4,5 тысяч лет назад) площадь криолитозоны сократилась за счёт полного или частичного оттаивания ММП с юга и с севера вследствие трансгрессии моря (образовалась шельфовая криолитозона). В период

позднеголоценового похолодания (4,5–2 тысяч лет назад) граница распространения ММП сместилась на юг. Образовались ММП мощностью до 100–200 м.



Рис. 7.40. Распространение многолетнемерзлых пород на территории России

Мощность криолитозоны на платформах и в горно-складчатых областях обусловлена особенностями дифференциации тепловых потоков (эндогенных и экзогенных) в пределах структур. В горных районах в одинаковых зональных и высотно-поясных условиях мощность криолитозоны увеличивается при большей расчленённости рельефа. В горных районах и на древних щитах ниже яруса льдонасыщенных мёрзлых пород существуют мёрзлые трещиноватые породы с частичным заполнением трещин льдом и морозные монолитные породы (рис. 7.39).

Подземными льдами называют все виды льда в мерзлых породах вне зависимости от образования, размеров и условий залегания. С ними связаны многие геокриогенные процессы. Большинство исследователей подразделяют льды, формирующиеся в горных породах, на четыре основные группы:

- погребенный лед, образующийся при захоронении снежников и подземных льдов;
- повторно-жильный лед, образующийся при неоднократном заполнении водой или снегом морозобойных трещин, захватывающих

как слой сезонного оттаивания, так и ММП. Глубина этих жил различна – от 0,5 до 40 м, а ширина в верхней части до 8–10 м и более;

– инъекционный лед, возникающий в результате замерзания подземной воды, внедряющейся под напором в толщу мерзлых дисперсных пород;

– конституционный лед, образующийся главным образом при промерзании влажных дисперсных пород. Он подразделяется на: ледцемент – мелкие кристаллы льда, заполняющие поры и небольшие трещинки во влажных породах при их замерзании; сегрегационный, или миграционный, лед, образующийся при замерзании воды, мигрирующей к фронту промерзания. В результате образуются ледяные шлиры (нитевидные включения), небольшие гнезда, линзовидные прослойки.

Геологические процессы в криолитозоне. Наиболее общим в понятийной базе «геологические процессы в криолитозоне» является термин «криогенное (морозное) выветривание» – разрушение горных пород в результате периодических фазовых переходов от воды ко льду и обратно в трещинах пород. Одной из форм криогенного выветривания является морозобойное (криогенное) растрескивание – образование и рост трещин в породах при понижении температуры пород ниже 0⁰С. Трещины, образующиеся при охлаждении поверхности пород в осенне-зимний период, имеют протяжённость от десятков до сотен метров и глубину от одного до нескольких метров. Трещины располагаются примерно на одном и том же расстоянии друг от друга. Перпендикулярно им образуется подобная система трещин, вследствие чего породы с поверхности оказываются разбитыми на блоки-полигоны. В однородных породах блоки-полигоны имеют правильную тетрагональную форму; в неоднородных это многоугольники неправильной формы. При затекании в трещины воды и замерзании её во время весеннего снеготаяния блоки-полигоны становятся основой образования повторно-жильных льдов. Морозобойное растрескивание обуславливает формирование полигональных грунтов (рис. 7.41) и полигонального микрорельефа, имеющих огромное распространение в Северной Евразии и Северной Америке. Оно также существенно интенсифицирует развитие оползней, криогенного пучения, солифлюкции, термокарста, термоэрозии и др. В неоднородных по составу рыхлых породах, содержащих включения каменных обломков (щебня, гальки, валунов), в результате многократного промерзания и оттаивания происходит «вымораживание» из породы крупного обломочного материала. Этот материал выносится на поверхность и пере-

мещается в сторону пониженных трещинных зон с образованием каменных бордюров (рис. 7.42). Процесс «вымораживания» крупного обломочного материала на поверхность подтверждается и строительной практикой в условиях развития ММП. Хорошо известны случаи строительства некоторых сооружений на сваях, установленных в сезонно талом слое. Со временем происходило «вымораживание» свай, что вызывало деформацию сооружений.

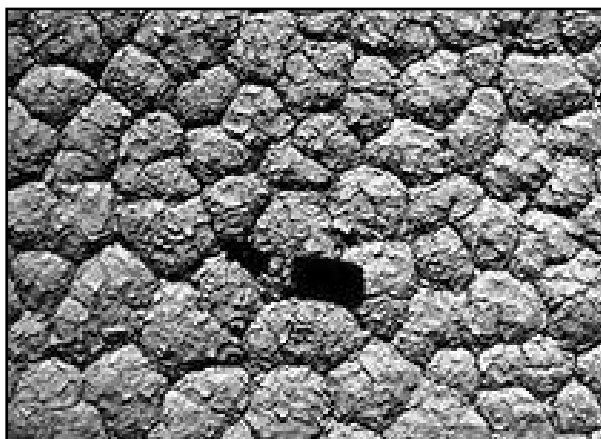


Рис. 7.41. Полигональные грунты



Рис. 7.42. «Вымораживание» крупного каменного материала на поверхность

Морозное пучение характерно для различных районов криолитозоны. Развито неравномерно вследствие локальных особенностей состава, строения и свойств пород. Небольшие бугры пучения могут возникать непосредственно за счет увеличения объема замерзающей воды в грунте. Миграционные бугры также имеют сравнительно небольшие размеры и образуются, когда к фронту промерзания мигрируют новые объемы воды из нижележащей талой части грунта. Такой процесс сопровождается интенсивным льдообразованием (шлировым

и линзовидным). Часто он связан с торфяниками, к которым при промерзании мигрирует влага из пород со значительно большей влажностью.

Инъекционные бугры пучения (рис. 7.43) образуются в условиях закрытой системы – миграция влаги извне отсутствует. Среди них выделяются бугры, возникающие в результате промерзания подозерных таликов и носящие якутское название «булгунняхы». К инъекционным буграм относятся также гидролакколиты (по сходству с лакколитами – одной из форм интрузий). Их формирование связано с внедрением различного типа трещинно-жильных вод. При этом образуется ледяное ядро, залегающее обычно на некоторой глубине от поверхности и приподнимающее кровлю. Такие многолетние гидролакколиты могут достигать высоты 10 м и более при ширине в десятки метров.



Рис. 7.43. Инъекционные бугры пучения

К склоновым процессам в криолитозоне относятся солифлюкция и курумы. Солифлюкция (лат. *solum* – почва, земля и *fluctio* – истечение) – вязкопластическое течение увлажнённых тонкодисперсных грунтов на склонах, развивающееся в процессе их промерзания и протаивания (рис. 7.44). Скорости течения обычно измеряются несколькими сантиметрами в год, иногда (при резком повышении температуры, водопритока и др.) доходит до сотен м/ч. Причина развития солифлюкции – снижение устойчивости грунтов на склонах при сильном увлажнении талыми и дождевыми водами и уменьшении их прочности в результате промерзания – протаивания. Солифлюкция наиболее активна на склонах средней крутизны ($8-15^{\circ}$) при наличии слоя дисперсных отложений мощностью не менее 1,0–2,0 м. Медленная солифлюкция развивается преимущественно выше границы леса и

создаёт на склонах микрорельеф специфической формы – потоки и террасы, имеющие в плане языкообразную (параболическую) форму.

Курумы представляют собой каменные подвижные россыпи в горах и плоскогорьях Восточной Сибири и других районов, где близко к поверхности подходят скальные породы. Образование обломочного материала курумов связано с морозным выветриванием при периодическом сезонном промерзании и оттаивании, а также с другими процессами. Курумы образуют сплошные каменные поля (размерами от первых сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров). Местами они являются истоками курумных (каменных) потоков, движущихся по склонам, часто по днищам небольших логов и ложбин (рис. 7.45). Такие линейные курумы протягиваются на расстояния до 1–1,5 км и более. Движение курумов по склонам связывают со льдом, который образуется при замерзании воды, проникающей в пустоты. Кроме того, в основании курумов может находиться тонкий супесчано-суглинистый материал, переувлажняющийся при таянии льда и движущийся вниз.

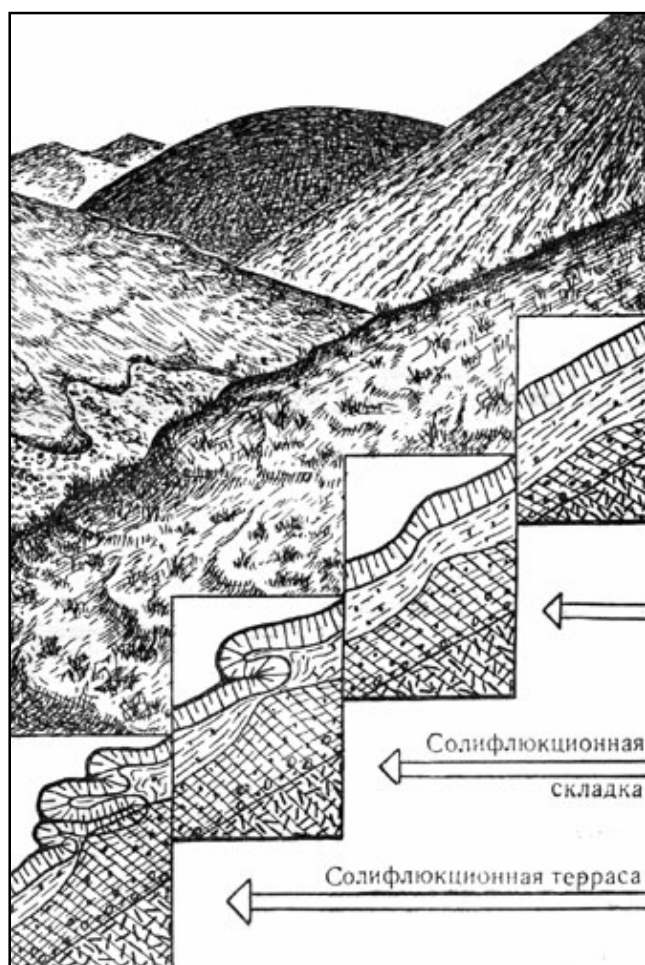


Рис. 7.44. Солифлюкция – сползание грунта по склону

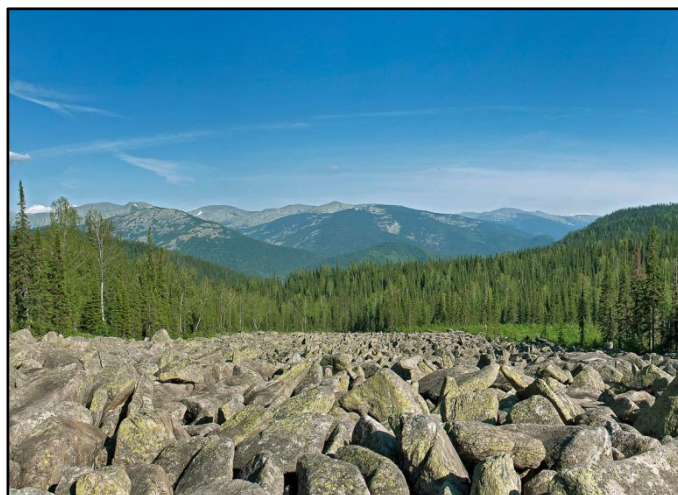


Рис. 7.45. Курумы – «каменные реки»

Деградация мерзлоты проявляет себя в образовании термокарста, а также в процессах термоабразии и термоэрозии. Термокарст (термический карст) – это просадочные и провальные формы рельефа и подземных пустот вследствие таяния подземного льда или оттаивания мёрзлого грунта. Возникновение термокарста связано с повышением среднегодовой температуры воздуха и/или с увеличением амплитуды колебаний температуры почвы, т. е. с процессами изменения динамического равновесия условий криолитозоны. Отсюда причиной термокарста могут стать промышленное и гражданское строительство, вырубка лесов и многие другие факторы хозяйственной деятельности человека. Типичные формы рельефа, образующиеся в результате термокарста, – озёрные котловины (рис. 7.46), западины, блюдца и другие отрицательные формы, а также провальные полости в подпочвенном слое (гроты, ниши, ямы).



Рис. 7.46. Термокарст – озерные котловины

Термоабразия – разрушение берегов водоемов, сложенных мерзлыми породами и льдом, совместным воздействием прибоя и протайвания за счет тепла воды и воздуха. Термоэрозия – сочетание теплового и механического воздействия текущей воды на мёрзлые горные породы и лёд.

Хозяйственное значение и прогноз состояния криолитозоны России. В пределах криолитозоны России сосредоточено более 30 % разведанных запасов нефти, около 60 % природного газа, уникальные по запасам залежи каменного угля и торфа, большая часть гидроэнергоресурсов, запасов цветных металлов, золота и алмазов, огромные запасы древесины и пресной воды. Значительная часть этих природных ресурсов уже вовлечена в хозяйственный оборот. Создана дорогостоящая инфраструктура – нефтегазопромысловые объекты, магистральные нефте- и газопроводы протяженностью в тысячи километров, шахты и карьеры, гидроэлектростанции. Возведены города и поселки, построены автомобильные и железные дороги, аэродромы и порты. На территории распространения ММП расположены Магадан, Анадырь, Якутск, Мирный, Норильск, Игарка, Надым, Воркута и другие, более мелкие населенные пункты. В настоящее время разработаны методы прогнозирования последствий при строительстве зданий и сооружений в криолитозоне, а также требования к строительству – различные СНиПы в зависимости от типа объекта строительства. Однако динамическое равновесие криолитозоны зависит не столько от деятельности человека, сколько от труднопредсказуемых изменений климата. По наихудшему для сохранения криолитозоны варианту (эти прогнозы встречаются чаще всего) к середине XXI века на Земле ожидается значительное потепление. Это приведет к активизации процессов деградации криолитозоны и нарушению созданной человеком хозяйственной инфраструктуры. Следует учесть, что факторы, влияющие на состояние криолитозоны, не совсем изучены. Поэтому любой прогноз в этой области вероятностный.

7.8. Склоновые процессы

Склоны представляют собой наклонные участки поверхности, ограничивающие различные формы рельефа. Вниз по склонам перемещаются крупные блоки горных пород и рыхлые массы обломочного материала. Характер перемещения определяется крутизной склона, составом слагающих его пород и воздействующими на склон внеш-

ними по отношению к нему факторами. Выделяют четыре главных группы склоновых процессов: обвальнo-осыпные; оползневые; процессы массового перемещения (движения) обломочного материала; плоскостной безрусловый смыв. Важной характеристикой является соотношение угла наклона склона (крутизна) к углу естественного откоса. Крутизна склона – угол, образуемый направлением склона с горизонтальной плоскостью и выражаемый в угловых мерах (чаще всего в градусах) или уклонах (в процентах или промилле). Угол естественного откоса – максимальный угол наклона откоса, сложенного горными породами, при котором породы находятся в равновесии, т. е. не осыпаются, не оползают. На склонах, крутизна которых больше угла естественного откоса, преобладают обваливание и осыпание. При крутизне склона менее угла естественного откоса, но более $12\text{--}15^{\circ}$ развиваются процессы оползания, часто сочетающиеся с плоскостным смывом и массовым движением обломков, покрывающих склон. Для пологих склонов характерны плоскостной смыв и массовое движение обломков.

Обвальнo-осыпные процессы. При крутизне склонов, большей угла естественного откоса, блоки пород и рыхлые продукты выветривания находятся в состоянии неустойчивого равновесия. Под действием внешней причины (падение глыбы на склон, землетрясение и т. п.) равновесие нарушается, а материал под действием силы тяжести начинает перемещаться вниз по склону. При обрушении отделившихся блоков процесс перемещения называется обвалом, при скатывании или скольжении обломков по склону – осыпанием, или камнепадом. Как правило, обвальные и осыпные процессы действуют совместно, образуя у подножия склона единую толщу отложений. Однако в ряде случаев происходит разделение продуктов обвала и осыпания. За счет большей массы (отсюда и большей кинетической энергии) продукты обвала перемещаются на большее расстояние от подошвы склона, нежели осыпные продукты. Такое разделение материала по крупности (сегрегация) иногда используют в технологии горных работ для предварительной концентрации полезных компонентов. При избирательной концентрации полезных компонентов в куске определенной крупности формируется искусственный склон – штабель добытой горной массы (рис. 7.47).

Избирательная концентрация обусловлена физико-механическими свойствами минералов, содержащих полезные компоненты. При отсыпании в штабель добытая горная масса за счет сегрегации разделяется по крупности. Варьируя параметрами штабеля

(в частности его высотой) достигают эффективного разделения обогащенной и обедненной полезными компонентами частей штабеля. Обвально-осыпные процессы наибольшим развитием пользуются в пределах расчлененного горного рельефа, где сочетаются процессы интенсивного физического выветривания и наличие крутых склонов.



Рис. 7.47. Штабель добытой горной породы

Оползневые процессы. Оползень – отрыв земляных масс и слоистых горных пород и перемещение их по склону под действием силы тяжести. Элементы оползня приведены на рис. 7.48.



Рис. 7.48. Элементы оползня

Главными факторами, способствующими развитию оползней, являются:

– наличие крутых береговых склонов и их подмыв реками или морем, что приводит к потере опоры материала склона;

– геологические факторы, связанные с особенностями строения склона и активностью тектонических движений. Применительно к строению склона в числе важнейших причин, способствующих образованию оползней, – наличие рыхлых водопроницаемых пород и падение слоёв в сторону склона. Тектонические движения определяют в значительной степени форму и крутизну склона и нередко служат «пусковым механизмом» для масштабного образования оползней, в частности при землетрясениях;

– изменение физического состояния и ослабление прочности массива пород. Это часто происходит в итоге увеличения обводненности пород склона при поступлении поверхностных или подземных вод. Так, увлажнение глинистых отложений, т. е. изменение консистенции (соотношения в веществе твердой и жидкой фазы), придаёт им пластичное и текучее состояние. Увлажненные отложения начинают выступать в качестве «смазки скольжения» для вышележащих толщ. Генетический тип оползней, связанный с изменением консистенции пород, называют консистентным;

– развитие процессов суффозии в породах склонов. Суффозии подвержены слои, сложенные растворимыми или тонкозернистыми породами, через которые активно фильтруются подземные воды. Генетический тип оползней, обусловленных процессами суффозии, называют суффозионным. Часто оползни принадлежат к суффозионно-консистентному типу – образуются при сочетании суффозионных и консистентных факторов;

– действие гидродинамического давления подземных вод при их выходе на поверхность склона. Влияние этого фактора наиболее активно проявляется в период спада уровня речных вод по окончании половодья. В период подъёма уровня поверхностные воды инфильтруются в породы, слагающие склоны речной долины, что приводит к повышению уровня подземных вод. Затем в реке относительно быстро происходит спад воды, а уровень подземных вод остаётся ещё высоким. В результате такого разрыва между уровнями речных и подземных вод может происходить выдавливание присклоновой части водоносного слоя, что провоцирует оползание расположенной выше части склона;

– антропогенное воздействие на склон – его подрезка, увеличение нагрузки за счёт построек и др., а также гидротехнические мероприятия, приводящие к изменению уровня подземных вод.

Оползни могут нанести существенный ущерб населённым пунктам, сельскохозяйственным угодьям, транспортным коммуникациям и другим

объектам деятельности человека. Для борьбы с оползнями возводят берегоукрепительные и дренажные сооружения, закрепляют склоны сваями, сажают растительность, а также проводят другие мероприятия.

Процессы массового перемещения обломочного материала по склонам. При крутизне менее угла естественного откоса и сочетании благоприятных факторов на склоне происходит массовое перемещение обломочного материала. В горных условиях на относительно крутых и лишённых растительности склонах может происходить медленное (до нескольких мм/год) движение сухого обломочного материала. Как отмечалось, такие потоки щебенисто-глыбового материала называют курумами (см. рис. 7.45). В условиях сильного увлажнения покрывающих склоны рыхлых пород происходит перемещение материала вниз по склону в жидком или вязкотекучем состоянии – солифлюкция (см. рис. 7.44). Солифлюкция наиболее активно протекает на склонах в криолитозоне в период таяния.

Плоскостной безрусловый смыв. На пологих и слабонаклоненных склонах существенную роль играют процессы плоскостного смыва рыхлого материала. Активность плоскостного смыва определяется следующими факторами: количеством и характером осадков; крутизной склона; свойствами пород, слагающих склон, размером частиц, их рыхлостью и др.; степенью развития растительного покрова. Наиболее благоприятные условия достигаются в зонах с гумидным и семиаридным климатом.

Процесс плоскостного смыва приводит к выполаживанию склонов за счёт сноса рыхлого материала с поверхности склона и отложения его в основании – образовании делювия (см. рис. 7.15). Сносимый материал залегает в виде шлейфов, выклинивающихся вверх по склону. Мощность отложений невелика – до 10–20 м. В строении крупных делювиальных шлейфов (протяжённость которых может достигать сотен метров – первых километров) отмечается зональность отложений: ближе к склону залегает наиболее грубозернистый материал, по мере удаления от склона – всё более тонкозернистый.

Рассмотренные выше механизмы накопления отложений позволяют разделить склоновые процессы на две группы:

- сопровождающиеся перемещением материала под действием силы тяжести;
- связанные с перемещением материала плоскостным безрусловым смывом.

Соответственно этим процессам склоновые отложения классифицируют на две группы – гравитационную и делювиальную (табл. 7.7).

Таблица 7.7

Классификация склоновых отложений (по Е.В. Шанцеру)

Ряд	Группа и подгруппа		Генетические типы
Склоновый	Гравитационная	Коллювий обрушения	Обвальные накопления
			Осыпные накопления
		Коллювий оползания	Оползневые накопления
			Солифлюкционные накопления
	Делювиальная		Делювий

Весь материал, перемещенный вниз по склону под действием силы тяжести, объединяется в термине *коллювий*.

7.9. Геологическая деятельность озер и болот

Озеро – водоем, окруженный сушей. По размерам озера варьируют от очень крупных, таких как Каспийское море и Великие озера в Северной Америке, до крошечных водоемов площадью несколько сотен квадратных метров и меньше. Вода в озерах может быть пресной или соленой, как в Мертвом море. Озера встречаются на любых высотах: от самой низкой на Земле абсолютной отметки на поверхности суши – 408 м (Мертвое море) и почти до самой высокой (в Гималаях). Некоторые озера не замерзают круглый год, тогда как другие, например оз. Ванда в Антарктиде, большую часть года скованы льдом. Многие озера существуют постоянно, а другие (например, оз. Эйр в Австралии) – лишь изредка заполняются водой. Несмотря на перечисленные отличия, все озера обладают тремя общими элементами: вмещающей озеро формой рельефа – котловиной; водной массой с растворенными в ней веществами; растениями и животными, населяющими озеро.

Происхождение озёрных котловин. Котловины тектонического происхождения образуются в результате движения участков земной коры. Многие озёра, возникшие в котловинах тектонического происхождения, занимают обширную площадь, характеризуются большой глубиной и имеют древний возраст, например, Великие Африканские озёра (в том числе Танганьика с глубиной 1470 м), приуроченные к Восточноафриканской рифтовой системе. Аналогичное происхождение имеет озеро Байкал в России – самый крупный пресноводный во-

доём на поверхности Земли, с максимальной среди озёр глубиной – 1620 м и др. Котловины нередко приурочены к изометричным прогибам в земной коре (Чад, Эйр) или крупным тектоническим разломам. С тектоническими процессами связано и формирование остаточных озёр, являющихся остатками древних океанов и морей. Так, Каспийское озеро отделилось от Средиземного и Чёрного морей в результате тектонических движений земной коры.

Котловины вулканического происхождения приурочены к кратерам и кальдерам потухших вулканов или располагаются среди застывших лавовых полей. В последнем случае озёрные котловины формируются либо при локальном проседании лавового горизонта, либо при подпруживании рек и ручьев лавой или грязевым потоком (лохаром). Котловины такого происхождения встречаются в районах современной или древней вулканической деятельности – Камчатка, Закавказье, Исландия, Италия, Япония, Новая Зеландия и др.

Тектонические и вулканические котловины своим происхождением обязаны эндогенным процессам. Озерные котловины формируются и при экзогенных процессах – характеристика этих котловин приведена далее.

Многие озёрные котловины имеют ледниковое происхождение. В горах ледниковые озёрные котловины представлены моренно-запрудными и каровыми. Моренно-запрудные котловины образуются при запруживании ледниками речных долин. При заполнении водой каровых котловин формируются небольшие живописные озера с чистой и холодной водой (см. рис. 7.35). На равнинах котловины ледникового происхождения распространены на территориях, затронутых четвертичным оледенением. Среди них можно выделить котловины экзарационного, ледниково-аккумулятивного и морено-запрудного происхождения. Экзарационные котловины связаны с выработанным движущимся льдом отрицательными формами рельефа. Примером озера, обязанного своим происхождением разрушительной деятельности ледников, является широко известное озеро Лох-Несс в Шотландии. Большое число озёр, образовавшихся в котловинах ледникового выпахивания, встречается на территории Скандинавского полуострова, на севере Канады. Ледниково-аккумулятивные котловины образуются в области развития моренных отложений. Эти озера широкие, имеют овальную форму и небольшую глубину, например, озера Чудское, Ильмень. Моренно-запрудные котловины возникают при запруживании мореной доледниковой речной долины, например, озеро Сайма в Финляндии.

В криолитозоне образуются котловины термокарстового происхождения (см. рис. 7.46), обязанные своим происхождением таянию ископаемого льда и мерзлых пород и просадкам грунта. Такие озера имеют небольшую глубину и невелики по площади. Ещё один район развития термокарстовых котловин – область распространения четверичных флювиогляциальных отложений. Здесь при таянии покровных ледников под толщей отложений, вынесенных талыми ледниковыми водами, оказались погребенными огромные глыбы «мертвого» льда (см. рис. 7.37). Многие из них растаяли только спустя сотни лет, и на их месте возникли котловины, заполнившиеся водой.

Озерные котловины карстового происхождения образуются в районах, сложенных карстующимися породами. Растворение пород приводит к образованию глубоких, но обычно незначительных по площади котловин (рис. 7.49). Здесь же нередко случаются провалы, обусловленные обрушением сводов подземных карстовых полостей. Пример – озеро Жирот во Французских Альпах, имеющее глубину 99 м при площади всего 57 га.

Озерные котловины суффозионного происхождения образуются при просадке грунтов в связи с выносом подземными водами рыхлых пылеватых частиц. Котловины такого генезиса встречаются в степной и полупустынной зонах Центральной Азии, Казахстана и Западно-Сибирской равнины.

Котловины флювиального происхождения связаны с геологической деятельностью рек. Чаще всего это старичные и дельтовые озёра. В связи с динамичностью эрозионных и аккумулятивных флювиальных процессов и небольшими размерами эти котловины относительно быстро заполняются наносами, зарастают в одних местах и вновь образуются в других.

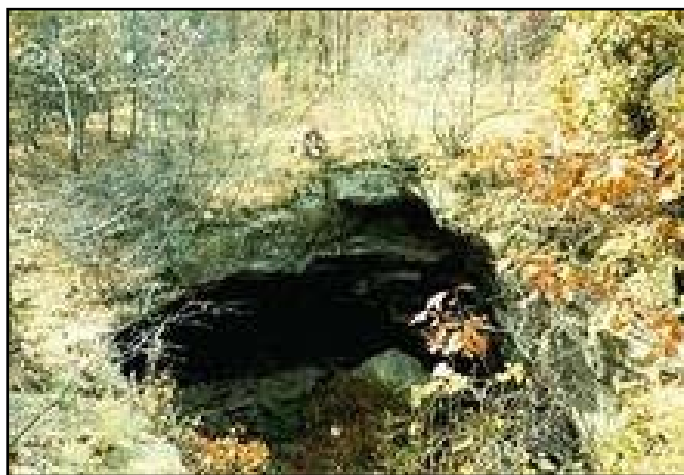


Рис. 7.49. Небольшое озеро в карстовой котловине

Некоторые озёрные котловины формируются в результате подпруживания оползнями, горными обвалами или селями. Обычно такие озёра существуют недолго – происходит прорыв наносов, образующих «плотину». Так, в 1841 году река Инд на территории современного Пакистана была подпружена оползнем, возникшим в результате землетрясения, а через шесть месяцев «плотина» рухнула – и озеро длиной 64 км и глубиной 300 м было спущено за 24 часа. Озёра данной группы могут оставаться стабильными и при условии, что избыток воды отводится через устойчивые к эрозии твердые породы. Например, Сарезское озеро, образовавшееся в 1911 году в долине реки Мургаб на Восточном Памире, существует до сих пор и имеет глубину 500 м (десятое место по глубине среди озёр мира).

Котловины прибрежно-морского происхождения образуются в результате отделения морских бухт от акватории моря наносами, которые формируются вдольбереговыми течениями. На начальном этапе котловина заполнена солёными морскими водами, в дальнейшем образовавшееся солёное озеро постепенно опресняется.

Котловины органогенного происхождения возникают обычно на сфагновых болотах тайги, лесотундры и тундры, а также на коралловых островах. В первом случае они обязаны своим происхождением неравномерному нарастанию мхов, во втором – коралловых полипов.

Озёра искусственного происхождения связаны с заполнением водой искусственных котловин. Как правило, заполнению искусственной котловины предшествует создание преграды на пути движения воды – плотины. При сооружении плотин образуются различные по размерам водоёмы – от небольших прудов до огромных водохранилищ. Самым крупным по объёму в России является Братское водохранилище на реке Ангаре. Плотины сооружаются не только человеком, но и животными. Плотины, построенные бобрами, могут достигать длины более 500 м.

Озёра в масштабах геологического времени существуют относительно недолго. Исключение составляют лишь некоторые озёра с котловинами тектонического происхождения, приуроченные к активным зонам земной коры, и крупные остаточные озёра. Со временем котловины заполняются осадками и заболачиваются.

Разрушительная деятельность озёр и перенос материала. Разрушительная деятельность всех водоемов – морей, озёр, крупных водохранилищ – объединяется в геологическом термине «абразия» – разрушение берегов волнами. Как следует из определения, абразия проявляется в волноприбойной зоне водоемов. В озерах абразия в

большинстве случаев выражается в окатывании материала, находящегося в волноприбойной зоне. Озёра материала не переносят.

Осадконакопление в озёрах. Отложения озёр представлены терригенными, хемогенными и органогенными осадками. Состав накапливающихся в озёрах осадков в первую очередь определяется климатической зональностью.

В озёрах гумидных областей накапливаются преимущественно алевро-глинистые отложения, часто с большим количеством органики. Отмершие организмы, а также материал, сносимый в озеро, откладываются на дне и образуют сапропель (греч. *sapros* – гнилой и *pelos* – ил, грязь) – илистые отложения пресных континентальных водоёмов, содержащие свыше 15 % (по массе) органических веществ. При меньшем содержании органических веществ отложения относят к минеральным илам. Сапропель представляет собой желеобразную или зернистую массу от розового до коричневатого-оливкового и почти чёрного цвета. При высыхании твердеет и не поддаётся размачиванию. Иногда сапропель называют гиттия (швед. *gyttja* – ил, тина). Органическое вещество сапропеля образуется преимущественно за счёт продуктов распада живущих в воде растительных и животных организмов, в меньшей степени – за счёт принесённых с суши остатков наземных растений. Минеральная часть состоит из песчано-глинистого материала и осаждённых из вод окислов кальция, железа и магния. Мощность сапропеля обычно невелика: наибольшее измеренное значение – 20 м. Сапропели используются в качестве удобрения или минеральной подкормки для скота; иногда в бальнеологических целях (грязелечение).

В полупустынных и пустынных аридных зонах озёра бессточные с интенсивным испарением. Так как реки и подземные воды всегда приносят соли, а испаряется только чистая вода, то происходит постепенное повышение солёности озёрных вод. Концентрация солей может увеличиться настолько, что из пересыщенной солями воды (рапы) происходит осаждение соли на дно озера – образуются самосадочные озёра, например Баскунчак в Казахстане. При осолонении континентальных озёр накапливаются карбонатные, содовые, сульфатные, соляные и другие хемогенные отложения. В России современные содовые озёра известны в Забайкалье и в Западной Сибири. К ископаемым отложениям подобных озёр приурочены месторождения природной соды. В целом для аридных областей характерны галогенно-карбонатные отложения, бедные органикой.

В ряде случаев решающую роль в характере осадконакопления играет происхождение озёрных котловин. Например, для леднико-

вых озёр характерны ленточные глины, формирующиеся за счёт сочетания озёрных и ледниковых отложений; в карстовых озёрах накапливаются карбонаты, иногда нагромождения глыб обвально-го происхождения и т. д.

Специфичные хемогенные минеральные отложения связаны с озерами, приуроченными к областям современной эндогенной активности. Здесь привнос минеральных веществ осуществляется гидротермальными растворами.

Болото – избыточно увлажненный участок земной поверхности, заросший влаголюбивыми растениями. Различают два основных типа болот: водораздельные, или верховые; долинные, или низинные.

Верховые болота развиты на широких, ровных водоразделах, сложенных слабоводопроницаемыми породами. Питаются они только за счет атмосферных осадков. Вода в этих болотах бедна минеральными солями, поэтому здесь развивается особая болотная растительность – сфагнум (болотный торфяной мох), кукушкин лен и др., – отличающаяся очень малым содержанием минеральных веществ. Остатки болотной растительности образуют торфяные накопления, характеризующиеся высокой калорийностью и малой зольностью.

Долинные, или низинные, болота питаются не только атмосферными осадками, но и речными и грунтовыми водами, содержащими значительное количество минеральных веществ. Поэтому здесь произрастают камыши, осоки, кустарники черной ольхи, гипновые мхи. В этих болотах торфяники обладают большой зольностью и меньшей калорийностью. В некоторых из них кроме торфа накапливается также и сапропель. В низинных болотах наблюдаются отложения железных руд (сидерит и лимонит). Вместе с железной рудой в отложениях болот встречаются отложения марганца, фосфора. Эти элементы (Mn, P) входят в состав минерала вивианита.

Имеются болота смешанного питания. Условно участки, в пределах которых мощность торфа в неосушенном виде меньше 30 см, а в осушенном – менее 20 см, относят к заболоченным землям.

Разрушительная деятельность в болотах отсутствует; материал болота не переносят. Развиваясь в течение длительного геологического времени, болота (как верховые, так и низинные) становятся местами накопления торфа (аккумулятивная деятельность болот), который затем преобразуется в различные по составу угли (рис. 7.50). Торф (нем. *torf*) – горючее полезное ископаемое, образующееся в процессе естественного отмирания и неполного распада болотных растений в условиях избыточного увлажнения и затруднённого доступа воздуха.

От почвенных образований торф принято отличать по содержанию в нём органических соединений (не менее 50 % по отношению к абсолютно сухой массе).

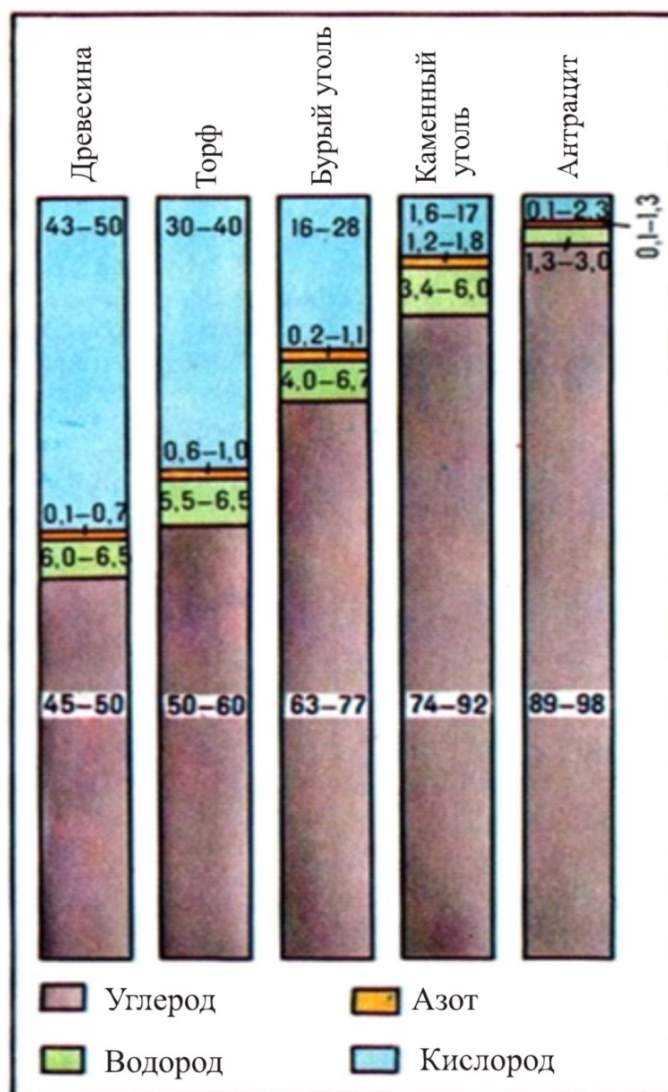


Рис. 7.50. Схема преобразования органического вещества при углефикации

На территории России площадь торфяных болот превышает 1,5 млн км². Основная их часть расположена на севере, северо-западе и западе европейской части страны (Карелия, Полесье) и в Западной Сибири. Это обусловлено тем, что в данных районах соответствующие климатические, геологические и географические условия – избыток влажности, ровный рельеф, залегание на небольшой глубине водонепроницаемых горных пород. На Крайнем Севере наблюдается избыток увлажнения, однако торф вследствие низкой температуры не накапливается. Торфяные болота есть и в Центральной полосе Рос-

сии, в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и на западном побережье Камчатки.

Общие запасы торфа на территории Российской Федерации оцениваются в 175,6 млрд т, что по оценкам разных исследователей, составляет 40–60 % мировых запасов этого сырья. Примерно такое же количество торфа находится на территории Канады. Торф применяется в сельском хозяйстве, медицине, биохимии, энергетике.

7.10. Геологическая деятельность океанов и морей

Океан (Мировой океан) – непрерывная водная оболочка Земли, окружающая материки и острова и обладающая общностью солевого состава. Занимает большую часть гидросферы (94 %) и около 70,8 % земной поверхности. Мировой океан – понятие собирательное (табл. 7.8).

Таблица 7.8

Основные параметры океанов

Океаны	Площадь поверхности		Объем, млн км ³	Средняя глубина, м	Наибольшая глубина, м
	млн км ²	% от площади Мирового океана			
Тихий	179,68	50	724	3984	11022
Атлантический	93,36	25	337	3926	8428
Индийский	74,92	21	292	3897	7130
Северный Ледовитый	13,10	4	17	1205	5449
Мировой океан	361,06	100	1370	3795	11022

Морями называются части Мирового океана, обособленные сушей или возвышениями подводного рельефа и отличающиеся от открытой части океана гидрологическим, метеорологическим и климатическим режимом. Условно морями называют также некоторые открытые части океанов (Саргассово море) и крупные озёра (Каспийское море). С геологической точки зрения современные моря являются молодыми образованиями – все они определились в очертаниях, близких к современным, в палеоген-неогеновое время и окончательно оформились в антропогене. Формирование глубоких морей связано с

тектоническими процессами. Мелководные моря возникли при затоплении водами Мирового океана окраинных частей материков (шельфовые моря). Затопление этих участков могло быть обусловлено двумя причинами: поднятием уровня Мирового океана вследствие таяния четвертичных ледников; погружением земной коры.

Соленость и состав воды. Средняя соленость воды Мирового Океана – 35 г/л, или, что то же самое, 35 ‰. В морях эта величина варьирует в зависимости от характера связи моря с океаном, близости устьев крупных рек, таяния льдов и т. д. Например, в Красном море солёность достигает 42 ‰, тогда как в Балтийском она не превышает 3–6 ‰. Максимальная солёность отмечается в отделённых от моря лагунах и заливах, расположенных в аридных областях. Минимальная солёность характерна для морей, имеющих затруднённую связь с океаном и получающих значительное количество речных вод (например, соленость Чёрного моря 17–18 ‰), а также для акваторий, расположенных вблизи устьев крупных рек.

Источниками солей в морской воде являются речной сток и соли, поступающие в процессе вулканизма и гидротермальной деятельности, а также продукты подводного выветривания горных пород – гальмиролиза. В морской воде содержится более 40 химических элементов. Наиболее распространены из катионов Na^{1+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} ; из анионов – Cl^{1-} , SO_4^{2-} , HCO_3^{3-} . Соответственно этому наиболее распространены хлориды – NaCl около 78 %, MgCl_2 > 9 %, KCl около 2 % и сульфаты – MgSO_4 > 6,5 %, CaSO_4 около 3,5 %. На гидрокарбонаты и другие соединения приходится менее 1 %. По химическому составу морская вода очень схожа с соляным составом крови человека.

В водах морей и океанов растворено и значительное количество газов. Преимущественно это азот, кислород и двуокись углерода. При этом газовый состав морских вод несколько отличается от атмосферного, например, в морской воде содержатся сероводород и метан. Больше всего в морской воде растворено азота (10–15 мл/л), но он в силу своей химической инертности не участвует в процессах осадкообразования и биологических процессах. Концентрация кислорода в среднем составляет 5–9 мл/л. Растворимость кислорода в воде зависит от ее температуры и солености: в целом она уменьшается с повышением температуры. Поэтому воды экваториальных широт обеднены, а воды полярных широт обогащены кислородом. С увеличением глубины содержание кислорода уменьшается, достигая значений 3,0–0,5 мл/л в слое кислородного минимума. Двуокись углерода (CO_2) содержится в морской воде в незначительных концентрациях (не более 0,5

мл/л). Однако суммарное содержание CO_2 в воде Мирового океана примерно в 60 раз превосходит количество в атмосфере. CO_2 играет важнейшую роль в биологических процессах (является источником углерода при построении живой клетки), влияет на глобальные климатические процессы (участвует в газовом обмене с атмосферой), определяет особенности карбонатного осадконакопления. В целом содержание CO_2 , так же как и кислорода, уменьшается с повышением температуры. Поэтому максимальное содержание двуокиси углерода отмечается в холодных водах высоких широт и в глубинных зонах толщи вод. С глубиной концентрация CO_2 увеличивается, так как уменьшается ее потребление для фотосинтеза и увеличивается поступление окиси углерода за счет разложения органических остатков, особенно в слое кислородного минимума. Сероводород в морской воде в значительном количестве отмечается в водоемах с затрудненным водообменном, например, в Черном море. Источниками сероводорода могут служить гидротермальные воды, поступающие из глубин на дно океана, восстановление сульфатредуцирующими бактериями сульфатов при разложении мертвого органического вещества, выделение при гниении серосодержащих органических остатков. При значительном количестве в воде кислорода он быстро реагирует с сероводородом и сульфидами, окисляя их в конечном счете до сульфатов.

Особенности карбонатного осадконакопления. В морской воде в среднем содержится около 400 мг/л кальция. Значительное его количество связано в скелетах морских организмов. При их отмирании скелеты растворяются, освобождая кальций, который, соединяясь с CO_2 , образует карбонат кальция – CaCO_3 . Поверхностные воды насыщены по отношению к CaCO_3 , поэтому здесь он не растворяется, осаждаясь на глубину. С глубиной воды становятся недосыщенными кальцием. В результате этого на некоторой глубине скорость растворения CaCO_3 становится равна скорости его поступления из поверхностных слоев. Такая глубина называется глубиной карбонатной компенсации. Ниже этой глубины карбонатное осадконакопление не происходит. Глубина, начиная с которой количество карбонатных осадков не превышает 10 % от общего количества осадков, называется критической глубиной карбонатного осадконакопления. Она обусловлена физико-химическими свойствами среды (давление, t воды, содержание CO_2), соотношением скорости осаждения и растворения CaCO_3 . В Тихом океане эта глубина колеблется в пределах 4000–5100 м, в Индийском – 4500–5100 м и в Атлантическом – 3650–6000 м, составляя в среднем для Мирового океана 4500 м.

Рельеф океанического дна. Общее представление о рельефе и распределении глубин океана даёт гипсографическая кривая (рис. 7.51). Она показывает, что большая часть площади дна (73,8 %) располагается на глубине от 3 000 до 6 000 м.

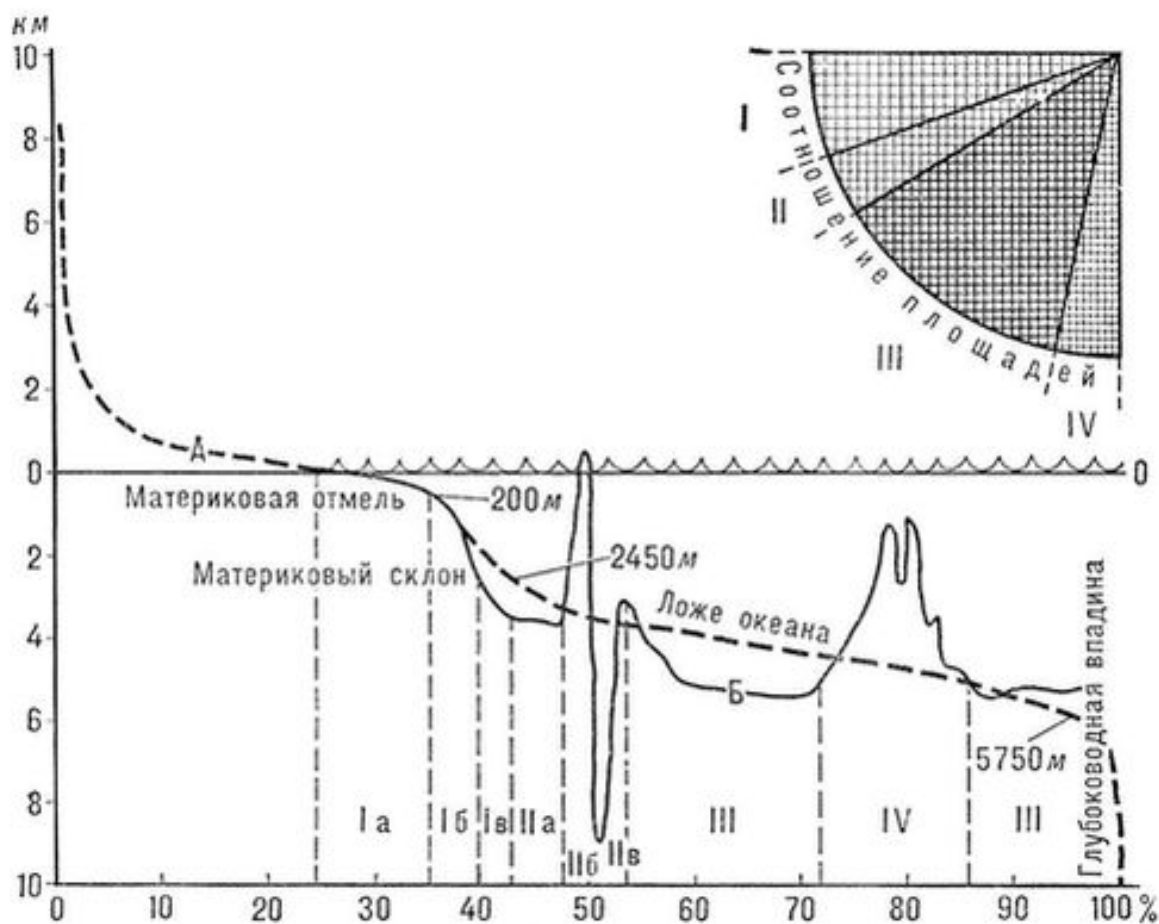


Рис. 7.51. Обобщенный профиль дна океана: А – гипсографическая кривая; Б – профиль дна океана. Зона I а – материковая отмель (шельф); зоны I б и I в – материковый склон; зона II а – подножие материкового склона; зона II б – островная дуга; зона II в – глубоководный желоб; зона III – ложе океана; зона IV – срединно-океанический хребт

Гипсографическая кривая (греч. *hypsos* – высота и *grapho* – пишу) – кривая, показывающая распространённость на Земле различных высот (на суше) и глубин (на море).

Планетарные морфоструктуры дна океана выделяются на основе различий в строении и истории развития отдельных участков земной коры.

Морфоструктура – крупная форма рельефа континентов или дна океанов, обязанная своим происхождением геологическим факторам.

Части дна океана, прилегающие к материкам, характеризуются материковым типом коры и составляют подводную окраину матери-

ков. Здесь по особенностям рельефа выделяют шельф, материковый склон и материковое подножие. Шельф (или материковая отмель) – слабонаклонённая выровненная часть подводной окраины континентов, прилегающая к берегам и имеющая общее с континентом геологическое строение. Глубина шельфа обычно до 100–200 м; ширина от 1–3 км до 1500 км (шельф Баренцева моря). Внешняя граница шельфа очерчена перегибом рельефа дна – бровкой шельфа.

Материковый склон является одним из основных элементов подводной окраины материков; он расположен между шельфом и материковым подножием. Характеризуется более крутыми уклонами поверхности по сравнению с шельфом и ложем океана (в среднем $3-5^{\circ}$, иногда до 40°) и значительной расчленённостью рельефа.

Материковое подножие представляет собой шлейф аккумулятивных отложений. Он возникает у подножия материкового склона за счёт перемещения материала вниз по склону (путём мутьевых потоков, подводных оползней и обвалов) и осадения взвеси. Глубина материкового подножия достигает 3,5 км и более. Геоморфологически оно представляет собой наклонную холмистую равнину.

Материковое подножие граничит с ложем океана или с ложем котловин краевых морей (если подводная окраина материка обрамляется зоной островных дуг). Ложу океана свойственна сравнительно тонкая кора океанического типа. Рельеф ложа океана представлен плоскими аккумулятивными (абиссальными) равнинами и сложно-расчленёнными холмистыми поверхностями, на которых сохранился вулканический рельеф. Развиты отдельные вулканические горы и цепи гор, а также широкие сводовые (валы) и блоковые (асейсмические хребты) поднятия. Глубины в пределах ложа океана колеблются от 2 000–4 000 до 11 000 м. Из числа отрицательных форм на ложе океана выделяются узкие желоба, приуроченные к гигантским разломам и прогибам земной коры (глубина до 7000 м и более).

На большей части периферии Тихого океана, в северо-восточной части Индийского океана, а также в районах морей Карибского и Скоша между подводной окраиной материка и ложем океана находится переходная зона. Основные элементы рельефа здесь – котловины окраинных морей (глубина до 4000–5000 м), островные дуги (подводные хребты с цепочкой островов вдоль гребней) и глубоководные желоба, к которым приурочены наибольшие глубины океана (например Марианский жёлоб глубиной 11 022 м). В пределах зоны островных дуг сложно сочетаются участки материковой, субматериковой, субокеанической и океанической земной коры. Зонам островных дуг

свойственны высокая сейсмичность и проявление современного вулканизма.

Планетарной морфоструктурой дна океана являются также срединно-океанические хребты – система крупнейших сильно расчленённых подводных поднятий, пересекающих все океаны и отличающихся особым типом земной коры. Характерные черты рельефа срединно-океанических хребтов – рифтовые долины, обрамляющие их рифтовые хребты, поперечные разломы, а также крупные вулканические массивы. Рифт, рифтовая зона – крупная полосовидная (в плане) зона горизонтального растяжения земной коры. В её верхней части расположены один или нескольких сближенных линейных грабенов и сопряжённые с ними блоковые структуры. Рифт ограничен разломами типа наклонных сбросов и раздвигов. Протяжённость рифта – многие сотни и тысячи километров, ширина – обычно десятки километров. В рельефе рифты, как правило, выражены узкими и глубокими удлинёнными котловинами или рвами с относительно крутыми склонами.

Выделенные планетарные морфоструктуры (ложе океана, островные дуги, глубоководные желоба, срединно-океанические хребты) соответствуют крупнейшим структурно-тектоническим категориям земной коры.

Животный и растительный мир океанов и морей. Для характеристики осадконакопления большинство исследователей выделяют в биосе Мирового океана три основные группы – планктон, нектон и бентос. Иногда к ним добавляют нейстон и плейстон. Организмы, живущие в толще воды и не связанные с дном, называются пелагическими организмами (планктон, нектон, нейстон и плейстон).

Планктон (греч. planktós – блуждающий) – совокупность организмов, населяющих толщу воды континентальных и морских водоёмов и пассивно перемещаемых течениями. В состав планктона входят как растения (фитопланктон), так и животные (зоопланктон).

Нектон (греч. nektós – плавающий, плывущий) – совокупность активно плавающих пелагических животных, способных противостоять силе течения и перемещаться на значительные расстояния. К нектону относятся рыбы, кальмары, китообразные, ластоногие, водные змеи, черепахи, пингвины и др.

Бентос (греч. benthos – глубина) – совокупность организмов, обитающих на грунте и в грунте морских и материковых водоёмов. Бентос подразделяют на животный (зообентос) и растительный (фитобентос).

Нейстон (греч. *neustos* – плавающий) – совокупность организмов, обитающих у поверхностной пленки воды (сверху или снизу от нее) водоемов. К нейстону относятся простейшие, клопы-водомерки, жуки-вертячки, личинки комаров, некоторые моллюски и др. К морскому нейстону относят также обитателей верхнего (0–5 см) слоя воды.

Плейстон (греч. *plein* – плавать на корабле) – совокупность водных организмов, часть тела которых находится над поверхностью воды в воздушной среде. К плейстону относятся, например, саргассовые водоросли, актинии, некоторые моллюски и др.

Общая тенденция распределения биоса в Мировом океане – с увеличением глубины и уменьшением концентрации кислорода в воде количество биоса уменьшается. У побережий количество бентоса нередко выражается сотнями граммов или даже несколькими килограммами на квадратный метр морского дна. В глубинах океана это количество иногда равно лишь нескольким миллиграммам. Плотность планктона в прибрежных водах достигает сотен, иногда тысяч миллиграммов на 1 м³, а в глубинах она ограничивается миллиграммами или долями миллиграмма. Однако даже на глубине 11 км обнаружены определенные формы жизни.

7.10.1. Разрушительная деятельность моря

Разрушительная деятельность водоемов объединяется в термине «абразия» (лат. *abrasio* – соскабливание) – разрушение волнами берегов морей, озер и крупных водохранилищ. В морях абразия проявляется до глубины в первые десятки метров, в океанах – до 100 м и более. Воздействие абразии на берега приводит к формированию обломочных отложений и определённых форм рельефа. Ударяя о берег, волна постепенно вырабатывает в его основании углубление – волноприбойную нишу, над которой нависает карниз (рис. 7.52).

По мере углубления волноприбойной ниши под действием силы тяжести карниз обрушивается. Его обломки оказываются у подножия берега и под действием волн превращаются в песок и гальку. Образовавшийся в результате абразии обрыв (или крутой уступ) называют клиф (рис. 7.53).

На месте отступающего клифа формируется абразионная терраса, состоящая из коренных пород. Клиф может непосредственно граничить с абразионной террасой или отделяться от нее пляжем. Поперечный профиль абразионной террасы имеет вид выпуклой кривой с малыми уклонами у берега и большими у основания террасы. Обломочный материал уносится от берега, образуя подводные аккумулятивные террасы (рис 7.54).



Рис. 7.52. Волноприбойная ниша – просвет в нижней части рисунка между карнизом и морем



Рис. 7.53. Клиф

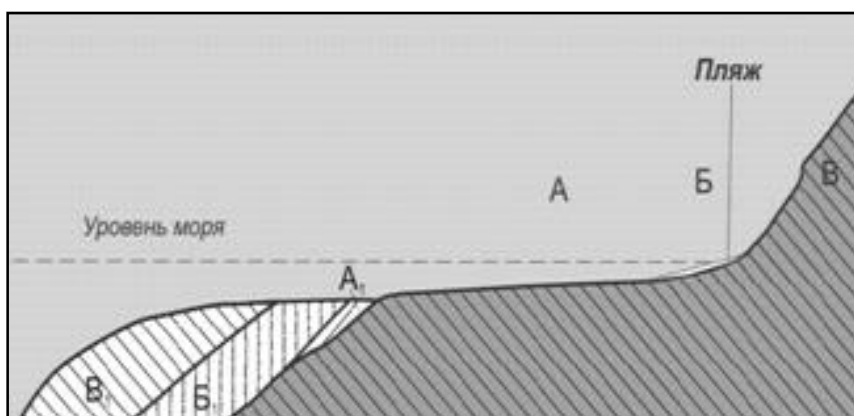


Рис. 7.54. Абразия и аккумуляция при воздействии волн на берег: А, Б, В – различные стадии отступления берегового обрыва, разрушаемого абразией. А₁, Б₁, В₁ – различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы

С помощью волн происходит не только абразия, но также перенос и аккумуляция обломочного материала. Набегающая волна выно-

сит обломочный материал, который остается на берегу при отступании волны. Так формируется пляж (фр. *plage* – отлогий морской берег) – слабонаклоненная к морю полоса берега, сложенная песком, гравием, галечником, валунами. При забурунивании волн на глубинах в первые метры отлагаемый под водой материал образует аккумулятивный подводный песчаный вал. Иногда этот вал, разрастаясь, выступает над поверхностью воды, протягиваясь параллельно берегу. Такие валы называются барами (фр. *barre* – преграда, отмель). Формирование бара может привести к отделению прибрежной части морского бассейна от основной акватории – образуются лагуны. Лагуна (лат. *lacus* – озеро) представляет собой неглубокий естественный водный бассейн, отделенный от моря баром или соединяющийся с морем узким проливом (или проливами). Характерными отличиями лагун от моря являются большая соленость вод и комплексы биологических сообществ.

7.10.2. Осадконакопление в океанах и морях

Общая характеристика осадконакопления. Накапливающиеся осадки по происхождению разделяются на следующие группы:

- терригенные – образующиеся за счет продуктов механического разрушения горных пород;
- биогенные – формирующиеся за счёт жизнедеятельности и отмирания организмов;
- хемогенные – связанные с химическими процессами осаждения вещества из морской воды;
- вулканогенные – накапливающиеся в результате подводных извержений и за счёт продуктов извержений, принесённых с суши;
- полигенные – смешанные осадки, образующиеся за счёт материала разного происхождения.

В целом вещественный состав донных осадков определяется такими факторами:

- глубиной области осадконакопления и рельефом дна;
- гидродинамическими условиями – наличием течений, влиянием волновой деятельности;
- характером поставляемого осадочного материала, определяемого климатической зональностью и удалённостью от континентов;
- биологической продуктивностью. Морские организмы извлекают из воды минеральные вещества и поставляют их на дно после отмирания – скелеты, панцири, раковины и т. д.;
- вулканизмом и гидротермальной деятельностью.

Зоны осадконакопления. Одним из основных факторов, определяющих специфические особенности осадконакопления, является глубина, на которой этот процесс происходит. По параметру «глубина» выделяют следующие области осадконакопления: литораль; неритовая зона; батимальная зона; абиссальная зона.

Литораль (лат. *litoralis* – береговой) – зона морского дна, затопляемая во время прилива и осушаемая при отливе. Располагается между уровнями воды в самый низкий отлив и в самый высокий прилив.

Неритовая зона (греч. νηριτης (нэритэс) – морская ракушка) – прибрежная, мелководная область моря, простирающаяся в среднем на глубину до 200 м. Богата разнообразными растительными и животными формами. Примерно соответствует зоне шельфа.

Батимальная зона (батималь) (греч. bathys – глубокий) – зона морского дна, охватывающая глубины континентального склона (200–3000 м). Для неё характерны значительное давление, почти полное отсутствие света, незначительные сезонные колебания температуры и плотности воды. В составе органического мира преобладают представители зообентоса и рыбы, растительный мир весьма беден из-за отсутствия света (рис. 7.55).

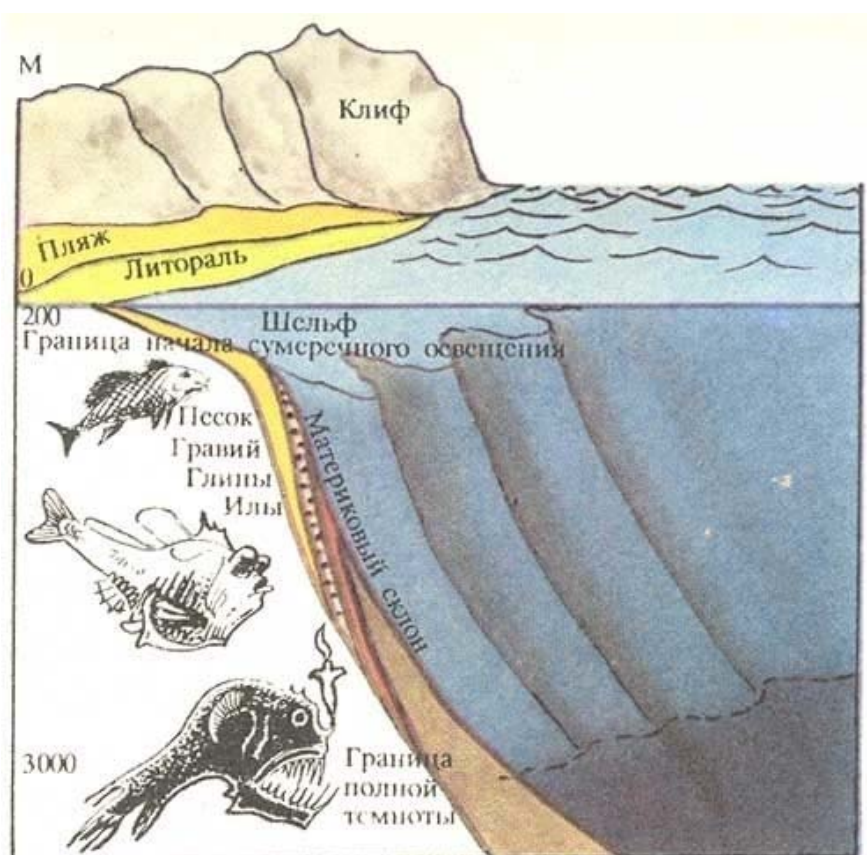


Рис. 7.55. Различные зоны осадконакопления

Абиссальная зона (абиссаль) (греч. abyssos – бездонный) – зона наибольших морских глубин (более 2,5 км). Рельеф представлен крупными океаническими котловинами, подводными хребтами и плато. Зона характеризуется относительно слабой подвижностью воды, постоянно низкой температурой (1–2 °С, в полярных областях ниже 0 °С), постоянной солёностью (34,7–34,9 ‰), постоянной плотностью, высоким (200–1100 кгс/см²) давлением. Солнечный свет отсутствует. Органический мир крайне беден. Области дна океана с глубинами свыше 6 км часто выделяются как ультраабиссальные, соответствующие наиболее глубоким участкам котловин и глубоководным желобам.

Осадконакопление в литорали. Л.В. Пустовалов и многие другие литологи рассматривают литораль как переходную зону между морскими и континентальными обстановками осадконакопления. Для осадконакопления в условиях литорали благоприятны пологие берега моря. У крутых берегов литораль практически отсутствует. Литоральные осадки отличаются изменчивостью. Они состоят из линзообразных прослоев галечника, песков, глин, углистого материала. У пологих берегов преобладает более мелкий обломочный материал. Ширина литорали порядка 1–1,5 км, в отдельных случаях до 12 км, глубина в момент прилива – десятки метров. Форма биоценозов – толстостенные раковины, организмы, которые прикрепляются ко дну и зарываются в осадок. Характерно наличие гальки, кусков древесины, источенных сверлящими животными. В приливно-отливных условиях существуют кольчатые черви, крабы. В осадках литорали присутствует материал, принесенный с суши, – остатки растений, животных, минеральные обломки, тонкий обломочный материал, доставленный ветром. Во время прилива море выносит на берег раковины морских организмов, раковинный детрит, живые организмы. Осадконакопления обусловили такие структурные и текстурные признаки, как косая слоистость, следы ползающих, роющих организмов, трещины высыхания, волноприбойные знаки, знаки ряби, следы струй стекания. Характерной особенностью литорали является размещение в ее пределах влажных низин – себхи и шотты. Эти низины периодически заливаются морем. Здесь же наблюдается обилие растительности, которая со временем превращается в торф. В литоральной зоне тропического пояса мангровые заросли поставляют материал для углеобразования.

Осадконакопление в неритовой зоне. Характеризуется хорошо выраженной дифференциацией материала – крупные обломки остаются вблизи берега, мелкозернистый материал постепенно рассеива-

ется по площади шельфа, в том числе за счет действия донных течений. Отмечаются хорошая сортировка материала, образование отмелей, песчаных кос, крупных песчаных гряд – баров, возникающих на месте перегибов дна. Для неритовой обстановки типичны заросли водорослей (подводные луга), органогенные постройки и барьерные рифы, известняки, состоящие из кораллов, водорослей, раковин донных организмов. Из осадков широко распространены пески, илы, глины, встречаются органогенные и реже химические осадки. Отражая динамику водной среды, в отложениях неритовой зоны отмечается косая, волнистая, линзовидная слоистость, размывы, внутрислоевые брекчии.

Осадконакопление в батии. Батимальная обстановка отвечает глубинам от 200 м до 2,5–3 км и в рельефе соответствует континентальному склону. По составу батимальные отложения делятся на терригенные, вулканические, известковые илы и илы смешанного состава. Для обстановки характерны слабая освещенность, относительно низкие постоянные температуры, низкая гидродинамическая активность. Из организмов здесь наиболее развит планктон. Скелетные остатки планктона образуют кремнистые (диатомеи, радиолярии), карбонатные (фораминиферы) и другие илы. Бентос отмечается до глубин 500–600 м. На больших глубинах основной материал для осадконакопления – остатки планктонных и других пелагических организмов. В размещении осадков отмечается определенная зональность. Во внешней, наиболее мелководной, части батии распространены алевроитовые осадки; во внутренней – глинистые. Особенность батимального осадконакопления – оползневые явления – образование турбидитов за счет перемещения полужидких незатвердевших осадков на участках крутого уклона дна. Турбидиты – отложения мутьевых потоков на дне морей и океанов, представленные обломочными осадками разной размерности и степени окатанности. С турбидитными потоками перемещается кроме мутьевого и более грубозернистый материал, попадая таким способом в глубоководные части морского бассейна.

Осадконакопление в абиссали. Абиссальная обстановка существует в центральных частях океанических бассейнов, в глубоководных желобах и котловинах с глубиной 2,5–3 км и более. Современная абиссальная обстановка в отдельных впадинах достигает глубин в 9–11 км. Накопление осадков происходит в условиях отсутствия света, при низких постоянных температурах (обычно менее +5 °С) и под давлением, превышающим 150 кг на 1 см². Отсутствуют растения, отмечается весьма малое количество бентосных форм организмов. В

осадочном слое накапливаются растворенные в воде соли, частицы, осаждающиеся из суспензий, кремнистые и известковые раковины планктонных организмов. До глубин 4–5 км распространены кремнистые и карбонатные илы. На больших глубинах осадки в основном представлены скоплениями скелетов кремнистых организмов (диатомей, радиолярий), а также глобигериновыми красными и голубыми илами. Установлены кремнисто-марганцевые конкреции. Характерными отложениями являются красные глубоководные глины. Они состоят из мельчайших (около 0,001 мм и менее) частиц гидрослюды, хлорита, монтмориллонита, сферолитов никелистого железа космического происхождения, частичек гидроокислов железа. По В.Т. Фролову, состав таких глин является в значительной степени результатом подводного выветривания (гальмиролиза), а сами они – подводно-элювиальными гальмиролитовыми образованиями. Известковые илы глубоководной области, так же как и кремнистые, представлены органическими осадками и подразделяются по составу организмов на глобигериновый ил и его фаціальную разновидность – птероподовый. Глобигериновый ил – типичный пелагический осадок (по виду напоминающий мел), состоящий из мелкозернистого кальцита, слагающего раковины фораминифер и кокколитофорид. Есть небольшая примесь донных раковин, глинистых минералов, скелетов кремневых организмов. Отмечаются признаки слоистости, оползней, перемещения осадков течениями. Птероподовый ил сложен остатками брюхоногих планктонных организмов. На больших глубинах накопление осадков осуществляется с небольшой скоростью: примерно 1 мм в тысячу лет и медленнее.

Эндогенный вынос вещества на дне океанов и морей обуславливает специфическую обстановку осадконакопления, которая чаще всего обозначается термином «черные курильщики». Это глубоководные гидротермальные источники, приуроченные, как правило, к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов. Из подводящих каналов «черных курильщиков» выделяются струи горячей воды, насыщенной растворенными газами – в основном водородом и углекислым газом. Кроме того, гидротермы выносят большое количество тонкодисперсных сульфидов, сульфатов и окислов металлов, за счет чего они обычно окрашены в черный цвет. При ином составе выделяемых соединений их цвет может быть белым («белые курильщики»). Отложения сульфидов и других соединений достигают мощности в десятки метров и являются примером современного вулканогенно-осадочного рудообразования. Благодаря высокой концентрации

сероводорода вокруг гидротерм бурно развиваются бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных организмов, в том числе весьма своеобразных, ранее неизвестных науке.

Для характеристики осадконакопления в современной геологии широко используется понятие «фация» (геологическая осадочная) (лат. *facies* – лицо, облик, вид) – обстановка осадконакопления, современная или древняя, овеществленная в осадке или горной породе. Данное определение принадлежит отечественному геологу Н.В. Логвиненко. Приведенного определения фации придерживаются большинство исследователей, хотя существует более сотни других определений. С понятием «фация» тесно связано понятие «анализ фациальный» (фациальный анализ) – сумма приемов и специальных методов, применяемых для выяснения физико-географической обстановки прошлых эпох по соответствующим отложениям. Анализ фациальный – основа для оценки закономерностей формирования и локализации различных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа.

Николай Васильевич Логвиненко (1914–1998) – доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии СССР. Автор 250 научных работ, 15 монографий и учебников. Литолог широкого профиля, специалист в области общей теории литогенеза, постседиментационных преобразований осадков и осадочных пород, геохимии осадочных образований.

7.11. Понятие о литогенезе, нефтематеринских породах, породах-коллекторах и породах-флюидопорах (покрышках)

Литогенез (греч. lithos – камень и genesis – рождение, возникновение, происхождение) – совокупность природных процессов образования и последующих изменений осадочных горных пород. В наиболее общем виде в цикле литогенеза выделяют следующие стадии:

- гипергенез – образование и мобилизация исходного вещества осадков в процессе разрушения материнских пород в поверхностных условиях и его перенос к месту захоронения;
- седиментогенез – поступление осадков в водоёмы стока и окончательное осаждение;
- диагенез – физико-химическое уравнивание насыщенного водой осадка, завершающееся преобразованием его в осадочную породу;

– катагенез – дальнейшие изменения породы по мере увеличения глубины её захоронения под влиянием возрастающих температуры и давления, а в некоторых случаях и воздействия водных растворов и газов;

– метagenез – последующее преобразование состава пород, особенно глинистых, при дальнейшем их погружении.

Отметим, что выдающиеся исследователи литогенеза (Н.М. Страхов, В.Н. Логвиненко) относят к этому процессу только гипергенез, седиментогенез и диагенез, а метagenез рассматривают как самостоятельную стадию между катагенезом и метаморфизмом.

С литогенезом как процессом осадочного породообразования связано формирование очень многих полезных ископаемых, в том числе нефти, газа, углей, железных и марганцевых руд, бокситов, фосфоритов, россыпей и др.

Максимальное количество жидких углеводородов (нефти) образуется в катагенезе. Согласно Н. Б. Вассоевичу обстановка катагенеза, соответствующая данному максимуму, называется главной фазой (или зоной) нефтеобразования (ГЗН). Палеорекострукция обстановки катагенеза является одним из основных критериев нефтеносности оцениваемой территории.

Николай Брониславович Вассоевич (1902–1981) – геолог, член-корреспондент АН СССР. Основные труды – по нефтяной геологии и литологии.

Нефтематеринская (нефтепроизводящая) порода – порода, содержащая в составе присутствующего в ней органического вещества углеводороды и другие компоненты нефти в рассеянном состоянии (микронефть) и способная при наступлении соответствующей обстановки отдавать микронефть породам-коллекторам. Согласно распространенной точке зрения наиболее типичными нефтематеринскими породами являются глины, включающие рассеянное органическое вещество в количестве не ниже кларкового. Кларк органического вещества для осадочных пород в целом составляет примерно 1 %, для глин – 1,4 %. По В.Т. Фролову, глины – это породы, которые на 50 % и более состоят из тонкодисперсного (менее 0,01 мм) материала и особых групп глинистых минералов – в основном каолина, монтмориллонита и гидрослюд.

Породы-коллекторы – горные породы, обладающие способностью вмещать нефть, газ и воду и отдавать их при разработке. Абсолютное большинство пород-коллекторов представлено осадочными породами. Встречаются породы-коллекторы среди эффузивов.

Породами-флюидоупорами (покрышками) называют плохопроницаемые породы, перекрывающие нефтяные и газовые залежи. Сохранение скоплений нефти и газа в породах-коллекторах невозможно, если эти породы не перекрыты непроницаемыми для флюидов (нефти, газа, воды) породами. Породами-флюидоупорами могут быть глинистые породы, соли, гипсы, ангидриты и некоторые разновидности карбонатных пород.

Использованные источники [1; 6; 8; 9; 10; 14–16; 18; 23–25; 28; 29; 34; 37–39; 42–44; 51–53; 57; 58; 60; 64; 70–72; 74–76; 79–81; 84; 85].

Контрольные вопросы и задания

1. Дайте определения понятиям «выветривание» и «кора выветривания».
2. Что такое полный профиль коры выветривания?
3. Какова в общем случае схема экзогенного геодинамического процесса?
4. Что такое дефляция и корразия?
5. Чем определяется формирование горизонтальной либо косой слоистости в осадке?
6. Охарактеризуйте формы эолового рельефа и типы пустынь.
7. Что такое делювий, коллювий, пролювий и аллювий?
8. Что такое конусы выноса и шлейфы?
9. Охарактеризуйте элементы строения реки.
10. Как формируются речные террасы?
11. Охарактеризуйте геологическую деятельность подземных вод.
12. Что такое карст и суффозия?
13. Охарактеризуйте карстовые отложения.
14. Дайте определение понятию «морена».
15. Что такое озы, камы и друмлины?
16. Дайте определение понятию «многолетнемерзлые горные породы».
17. Охарактеризуйте распределение криолитозоны на территории России.
18. Что такое солифлюкция и курумы?
19. Приведите классификацию и охарактеризуйте озерные котловины.
20. Какие отложения формируются в болотах?
21. Как изменяется содержание углерода при углефикации органического вещества?

22. Приведите общую характеристику Мирового океана.
23. Как формируются пляжи, абразионные и аккумулятивные морские террасы?
24. Что такое бар и лагуна?
25. Что такое глубина карбонатной компенсации и критическая глубина карбонатного осадконакопления?
26. Что такое планктон, нектон и бентос?
27. Охарактеризуйте осадконакопление в литорали, неритовой зоне, батии и абиссали.
28. Что такое турбидиты?
29. Охарактеризуйте эндогенный вынос вещества на дне океанов и морей.
30. Дайте определения понятиям «литогенез», «нефтематеринские породы», «породы-коллекторы» и «породы-флюидоупоры (покрышки)».

Глава 8

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Тектоносфера (тектосфера) – внешняя оболочка Земли, охватывающая земную кору и верхнюю мантию, основная область проявления тектонических и магматических процессов. Тектонические процессы (греч. *tektonikos* – относящийся к строительству) – процессы, связанные с существующей структурой земной коры или общими изменениями, происходящими в ней. Для тектоносферы характерна вертикальная и горизонтальная неоднородность физических свойств и состава слагающих её пород. В геологическом смысле, согласно определению, тектоносфера делится на земную кору и верхнюю мантию до глубины порядка 400 км. Земная кора – самая верхняя твердая оболочка Земли. Нижняя граница земной коры устанавливается по геофизическим данным (скачок скорости сейсмических волн) – граница Мохоровичича. Согласно В.Е. Хаину, по реологическим свойствам тектоносфера подразделяется на литосферу и астеносферу – слой пониженной прочности, твердости и вязкости в верхней мантии. Литосфера – верхняя твердая оболочка Земли – включает в себя земную кору и отделенную от нее границей Мохоровичича жесткую верхнюю часть верхней мантии Земли. Граница между литосферой и астеносферой резко не выражена.

Виктор Ефимович Хаин (1914–2009) — советский геолог, академик Академии наук СССР. Главные труды – по региональной тектонике материков, классификации основных структурных элементов земной коры.

Введение понятия «астеносфера» обусловлено необходимостью объяснения факта отсутствия значительных положительных аномалий силы тяжести в областях крупных положительных форм рельефа, например Гималаях. Отсутствие аномалий свидетельствует об уравновешенности на глубине массы горных пород, слагающих крупные формы рельефа. Исследователи пришли к выводу, что имеется общее стремление земной коры к уравновешенности за счет мантии; это явление получило название изостазии. *Изостазия* (изостатическое равновесие) (греч. *isostásios* – равный по весу) – состояние равновесия масс земной коры и мантии. Современные данные свидетельствуют, что большая часть масс, слагающих крупные блоки коры и мантии, на

континентах и в океанах размещена в соответствии с условиями изостазии. Исключение составляют области с активным магматизмом и высокой сейсмичностью – островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба, срединно-океанические хребты. Эти области занимают небольшую часть поверхности планеты. Для изостазии необходимо, чтобы под земной корой существовал достаточно пластичный слой, за счет перетекания которого из области высокого в область низкого геостатического давления достигалась бы уравнированность масс. Такой слой первоначально гипотетически выделил в 1916 году американский геолог Дж. Баррелл, который и назвал его астеносферой. В настоящее время существование астеносферы подтверждено методом магнитотеллурического зондирования (геофизика). В случае применения этого метода астеносфера проявляет себя как зона понижения электрического сопротивления. Подтверждают существование астеносферы и другие геофизические методы.

8.1. Океаны и континенты (материки)

В.Е. Хаин выделяет океаны и континенты как структурные элементы литосферы первого порядка. Эти структуры отличаются друг от друга мощностью, строением и составом коры, тектоническим режимом.

Океан (греч. *οχεανος* (океанос) – беспредельное море) – самый крупный по площади и глубине тип водоемов Земли; крупнейший отрицательный элемент мегарельефа планеты, огромная впадина, заполненная океаническими водами. Как геологическая структура океан – это часть литосферы с земной корой океанического типа. Основную часть океана занимают ложе океана и срединно-океанские хребты, гораздо меньшую – переходная зона от материка к океану и подводная окраина материков. Возраст коры современных океанов и глубоководных котловин окраинных морей – до 180 млн лет.

Континент (лат. *continens*) (рус. материк – матерый, большой) – крупная часть суши, окруженная океаном. Как геологическая структура континент – это часть литосферы с земной корой континентального типа. Возраст пород континентальной коры близок к возрасту Земли – до 4,0 млрд лет.

Геолого-геофизическое понимание океанов и континентов отличается от географического – оконтуривания положения структуры по береговой линии. В геолого-геофизическом понимании основное от-

личие океанов и континентов – различия в строении коры, в первую очередь – наличие в коре континентов гранитного или гранитогнейсового слоя. Характеристика типов земной коры (океанического и континентального) была приведена в п. 3.5.

Корой океанического типа характеризуются абиссальные равнины, глубоководные котловины окраинных и ряда внутренних морей, которые входят в состав подвижных поясов. Кора переходного типа – субокеаническая – подстилает зоны материковых склонов и их подножий.

К континентам по типу коры относятся континентальные шельфы, местами, в особенности в Русской Арктике, достигающие ширины более 1000 км (например, шельф Баренцева моря – 1500 км). В состав континентов включают краевые плато типа Иберийского (Испания), Новозеландского – подводная возвышенность на юго-западе Тихого океана, примыкающая к Новой Зеландии, и др. Сюда же относят микроконтиненты, такие как Мадагаскар, Роколл в Атлантическом океане и др. Кроме того, в структуру континентов как бы вкраплены реликтовые микроокеаны – остатки древних океанических бассейнов, в которых кора океанического типа перекрыта исключительно мощным слоем осадков. Все это осложняет, но не отменяет принципиальные различия между океанами и континентами по строению, составу коры и тектоническому режиму.

Внутри океанов и континентов как структур первого порядка выделяют структуры второго порядка – *подвижные пояса* и *устойчивые площади*. В океанах подвижные пояса представлены срединно-океанскими хребтами, устойчивые площади – абиссальными равнинами. На континентах выделяются подвижные (складчатые) пояса – орогены и устойчивые площади – платформы. Кроме того, существуют подвижные пояса переходных зон между континентами и океанами – активные и пассивные континентальные окраины. По В.Е. Хаину, орогенез – горообразование.

Срединно-океанские хребты – внутриокеанические подвижные пояса, характеризующиеся высокой сейсмичностью и интенсивным проявлением магматизма. Абиссальные равнины занимают в океанах наибольшую площадь, они тектонически наиболее спокойные структурные элементы. Сейсмичность в пределах абиссальных равнин очень слаба, проявления вулканизма ограничены.

Подвижные пояса континентов представлены внутриконтинентальными орогенами. Они обладают горным рельефом, в котором хребты чередуются с межгорными впадинами. Сейсмичность ороге-

нов, как правило, высокая; магматизм проявляется в виде отдельных базальтовых излияний. Платформы, как и их океанические аналоги – абиссальные равнины, – характеризуются низкой сейсмичностью. Магматизм на платформах проявлен слабо, за исключением редких базальтовых излияний, формирующих трапповые поля (Сибирская платформа, плато Декан, Индия).

Переходные зоны от континента к океану – области, в пределах которых происходит смена континентальной земной коры на океаническую. Внутри переходных зон четко выделяются два типа – пассивные и активные окраины континентов.

В пассивных переход от континента к океану происходит с постепенным утонением континентальной коры за счёт растяжения при рифтогенезе. Рифтогенез (англ. *rift* – расселина, ущелье и греч. *genes* – рождающий, рождённый) – процесс возникновения и развития в земной коре континентов и океанов, полосовидных в плане зон горизонтального растяжения глобального масштаба. Рифт – линейно вытянутая на несколько сотен километров (нередко более 1000 км) структура глубинного происхождения. Ширина большинства континентальных и океанских рифтов в среднем 30–70 км. Морфологически рифт представляет собой сложную комбинацию дизъюнктивных нарушений. Зоны пассивных континентальных окраин (зоны атлантического типа) имеют в поперечном разрезе следующие морфологические элементы: прибрежную равнину – шельф; континентальный склон; материковое подножие. Осадочные бассейны пассивных окраин являются природными резервуарами нефти и газа.

В общем случае в переходных зонах активных окраин континенты отделены от океанов глубоководными желобами. Глубоководные желоба связывают с процессом субдукции – процессом в тектонике литосферных плит, при котором более плотная и тяжелая плита поддвигается под более легкую. Переходные зоны активных окраин (зоны тихоокеанского типа) образованы либо системами краевых морей, вулканических островных дуг и глубоководных желобов (переходная зона от Азии к Тихому океану), либо активной континентальной окраиной с жёлобом, но без окраинного моря и островных дуг (переходная зона от Южной Америки к Тихому океану). Переходные зоны активных окраин имеют огромное значение, как магмоконтролирующие структуры; с ними связаны многие рудные полезные ископаемые, такие как медные, полиметаллические, золотые, серебряные, молибденовые, оловянные, вольфрамовые руды.

Подвижные пояса, отвечающие активным континентальным окраинам, прежде называли геосинклинальными, геосинклинально-орогенными или складчатыми геосинклинальными поясами. Геосинклиналь – зоны высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических напряжений, большой мощности (10–25 км) отложений, значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме. Геосинклиналь также – линейно вытянутые, дугообразно изогнутые или мозаично построенные зоны земной коры, зарождение и развитие которых тесно связано с глубинными разломами; на начальных стадиях своего развития они характеризуются преобладанием погружений (собственно геосинклинальная стадия) и морскими условиями, а на заключительных – поднятий (орогенная стадия) и горообразованием. Кроме того, геосинклинали – пластичные зоны, физическое состояние которых обуславливает интенсивные складкообразовательные процессы. Мощность и строение земной коры и верхней мантии в пределах геосинклинали подвержены значительным колебаниям. Геосинклинали характеризуются резко аномальными гравитационным и магнитным полями и высокой сейсмичностью. В современной геологии в связи с развитием теории тектоники литосферных плит понятие и содержание термина «геосинклиналь» становится дискуссионным и употребляется все реже. Здесь следует отметить, что геосинклинальная концепция явилась основой накопления громадного фактического материала – эмпирических закономерностей развития подвижных поясов. Этот материал, а также полученные в середине XX века геолого-геофизические данные легли в основу новой тектонической концепции (тектоники литосферных плит), которая на начальной стадии формирования чаще называлась «новая глобальная тектоника».

8.2. Понятие о тектонике литосферных плит

Впервые гипотезу дрейфа материков относительно друг друга изложил немецкий геофизик Альфред Вегенер в своей книге «Возникновение океанов и континентов», изданной в 1912 году. Первоначально эта гипотеза не получила широкого распространения из-за отсутствия объяснения механизма дрейфа. Между тем действия такого механизма в начале XX века описывали австрийский геолог О. Ампперер, немецкий геофизик Р. Швиннер и ряд других ученых, которые

называли его подкоровыми течениями. Позднее голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнес связал эти течения с конвекцией в мантии, а британец А. Холмс и американец Д. Григгс в конце 20 – начале 30-х годов XX века объяснили дрейф материков действием конвекции в мантии и тем самым фактически предвосхитили современный вариант мобилизма – тектонику плит. Однако в те годы фактов, подтверждающих выводы названных исследователей, еще не было.

В конце 50 – начале 60-х годов XX века началось интенсивное геолого-геофизическое исследование океанов. Было установлено существование астеносферы – слоя, по поверхности которого возможно относительное перемещение литосферы. На дне океанов обнаружена грандиозная система срединно-океанских хребтов и рифтов, а также секущих их трансформных разломов. Эти разломы пересекают срединно-океанические хребты перпендикулярно к их простиранию и частично продолжают в пределы океанских котловин и прилегающих континентов. Трансформные разломы также смещают осевые зоны срединно-океанических хребтов и их рифтовые долины в горизонтальном направлении иногда на многие сотни километров, а местами на более тысячи километров. Установлено, что горные породы обладают остаточной намагниченностью, соответствующей положению магнитного поля Земли на время образования породы. Так возникло новое направление в геолого-геофизических исследованиях – *палеомагнетизм*. Исследователи палеомагнетизма открыли явление периодических инверсий (смены полярности) магнитного поля Земли. Знакопеременные магнитные аномалии расположены по обе стороны срединно-океанических хребтов, параллельны осям хребтов и по направлению намагниченности в зонах одновозрастных пород симметричны относительно этих осей. Распределение палеомагнитных полей на территории планеты показало, что материки, прежде чем занять современное положение, значительно перемещались относительно друг друга. Все эти факты легли в основу идеи спрединга океанического дна. *Спрединг* (англ. *spreading* – растягивать, расширять) – процесс раздвигания оболочки Земли в области формирования рифтов срединно-океанических хребтов с постоянным воспроизводством земной коры океанического типа за счёт материала, поднимаемого конвекционными потоками из верхней мантии (рис.8.1).

Американский геофизик Дж. Морган, английские исследователи Д. Маккензи и Ф. Паркер, французский исследователь К. Ле Пишон сформулировали понятие «литосферная плита» – крупный блок земной коры, включающий не только континентальную, но и сопряжён-

ную с ней океаническую кору, ограниченный со всех сторон сейсмически и тектонически активными зонами разломов. Американские сейсмологи Б. Айзеке, Дж. Оливер и Л. Сайке, изучив распределение землетрясений по земному шару, сформировали общую картину смещений литосферных плит. Так общими усилиями исследователей трех стран была сформулирована новая концепция, получившая в момент ее опубликования в 1968 году в американском журнале «Journal of Geophysical Research» название «новая глобальная тектоника», которое исторически было преобразовано в название «тектоника литосферных плит».

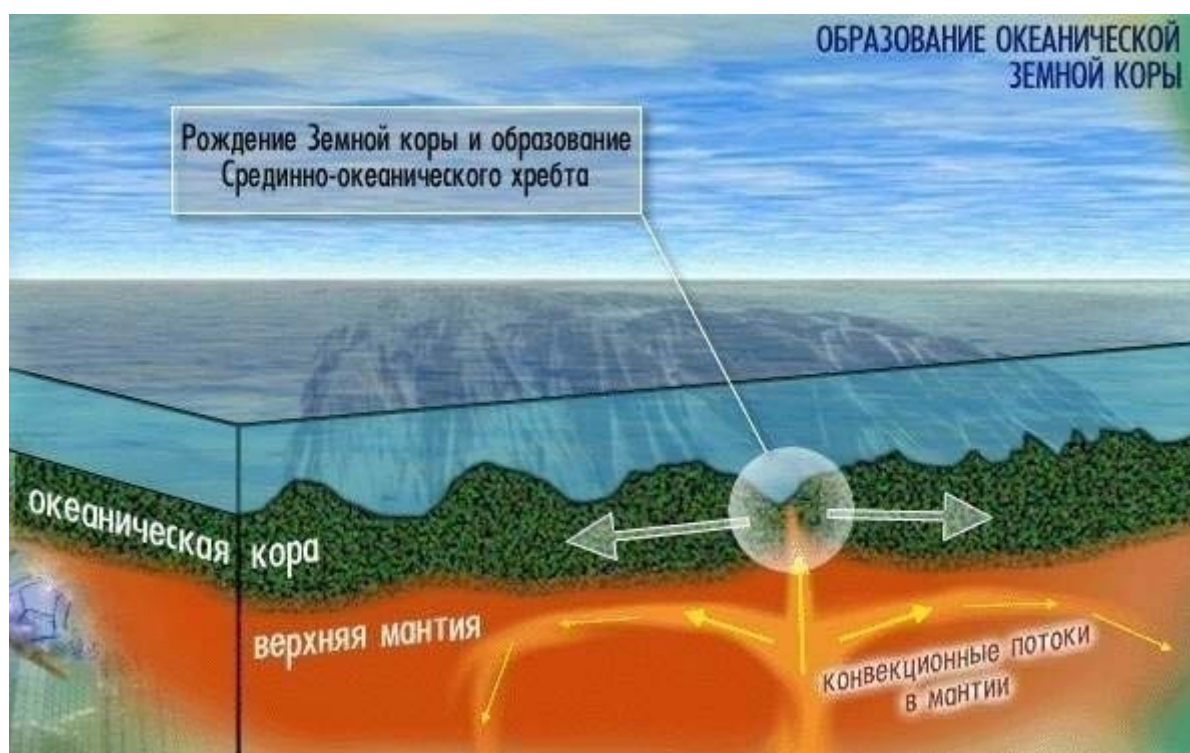


Рис. 8.1. Зона спрединга

Практически сразу после опубликования новая концепция стала получать фактические подтверждения. В 1968 году начались работы по глубоководному бурению с американского судна «Гломар Челленджер». Позднее к нему присоединилось также американское судно «Джойдес Резолюшн». К 1993 году с этих судов было пробурено более 800 скважин во всех океанах мира. Данные бурения подтвердили закономерное увеличение возраста океанической коры по мере удаления от оси срединно-океанических хребтов, а также указали на закономерное изменение мощности осадочного слоя. В оси срединно-океанического хребта мощность осадочного слоя равна нулю и увеличивается по мере удаления от оси к континенту. Кроме того, факты,

доказывающие справедливость «новой глобальной тектоники», были получены при исследованиях с глубоководных аппаратов; космической геодезии, которая подтвердила смещение литосферных плит относительно друг друга; сейсмической томографии, показавшей наличие конвективных движений в мантии – основной силы перемещения плит. Статус тектоники литосферных плит как теории подкрепляется тем, что перемещения плит подчиняются законам сферической геометрии (теорема Эйлера) и являются предсказуемыми. Экстраполяция в прошлое показала, что 400–600 млн лет назад современные материки были объединены в суперматерик – Пангею. Примерно 200–150 млн лет назад произошел раскол Пангеи и началось движение материков к современному состоянию.

Основные положения тектоники литосферных плит. 1. Верхняя (твердая) часть планеты разделена на две оболочки, существенно различающиеся по реологическим свойствам: жесткую и хрупкую литосферу; подстилающую литосферу пластичную и подвижную астеносферу.

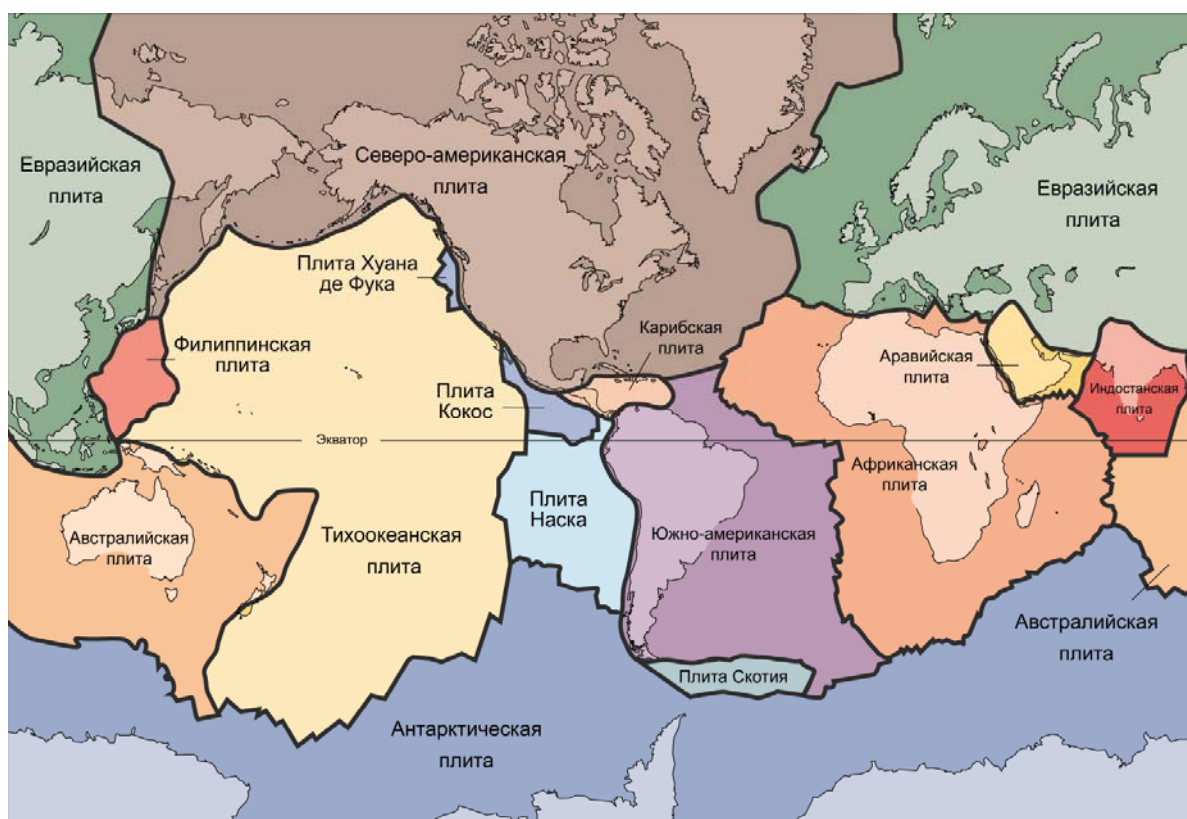


Рис. 8.2. Литосферные плиты Земли

2. Литосфера разделена на плиты, постоянно движущиеся по поверхности пластичной астеносферы. Литосфера делится на несколько

крупных плит, десятки средних и множество мелких. Между крупными и средними плитами располагаются пояса, сложенные мозаикой мелких плит (рис.8.2). По В.Е. Хаину, крупных литосферных плит семь; большинство исследователей выделяют их восемь. Количество плит, относимых к крупным, определяется мнением исследователя относительно размера плиты.

Границы плит являются областями сейсмической, тектонической и магматической активности. Внутренние области плит слабосейсмичны, проявления эндогенных процессов, в частности магматизма, локальны. К крупным литосферным плитам, занимающим порядка 90 % поверхности Земли, относят Австралийскую, Антарктическую, Африканскую, Евразийскую, Индостанскую, Тихоокеанскую, Северо-американскую, Южно-Американскую.

3. Различают три типа относительных перемещений плит: расхождение (дивергенция); схождение (конвергенция); сдвиговые перемещения. Соответственно характеру перемещения выделяются три типа основных границ плит – дивергентные, конвергентные и трансформные.

Дивергентные границы – границы, вдоль которых происходит раздвижение плит. Геодинамическую обстановку, при которой идет процесс горизонтального растяжения земной коры, сопровождающийся образованием рифтов, называют рифтогенезом. Дивергентные границы приурочены к континентальным рифтам и срединно-океаническим хребтам в океанических бассейнах. Рифты в океанической и континентальной земной коре образуют единую глобальную систему. Эволюция континентальных рифтов может привести к разрыву сплошности континентальной коры и превращению этого рифта в рифт океанический. Когда расширение рифта прекращается до стадии разрыва континентальной коры, он заполняется осадками, превращаясь в авлакоген – структурную единицу строения континентальной платформы. Процесс раздвижения плит в зонах океанических рифтов (срединно-океанических хребтов) сопровождается спредингом. Каждый импульс растяжения при спрединге вызывает поступление новой порции мантийных расплавов, которые, застывая и превращаясь в горную породу, наращивают края плит, расходящихся от оси срединно-океанического хребта. Намагниченность мантийного расплава соответствует положению магнитного поля Земли в момент импульса. Образующиеся горные породы сохраняют эту намагниченность. При инверсии магнитного поля Земли намагниченность вновь поступающих порций расплава будет соответствовать новому поло-

жению магнитного поля. Так образуются знакопеременные магнитные аномалии, оси которых параллельны оси срединно-океанического хребта. Расстояние между магнитными аномалиями зависит от скорости спрединга, которая может быть различной в разные стороны от оси хребта, но направление намагниченности одновозрастных пород в аномалиях всегда симметрично относительно оси хребта.

Конвергентные границы – границы, вдоль которых происходит столкновение плит. Вариантов взаимодействия при столкновении плит может быть три. Сталкиваются «океаническая – океаническая плиты», «океаническая – континентальная плиты» и «континентальная – континентальная плиты». В зависимости от характера столкновения плит может протекать несколько различных процессов. *Субдукция* – процесс пододвигания океанической плиты под континентальную или другую океаническую. Зоны субдукции приурочены к осевым частям глубоководных желобов (рис. 8.3). На субдукционные границы приходится около 80 % протяжённости всех конвергентных границ.

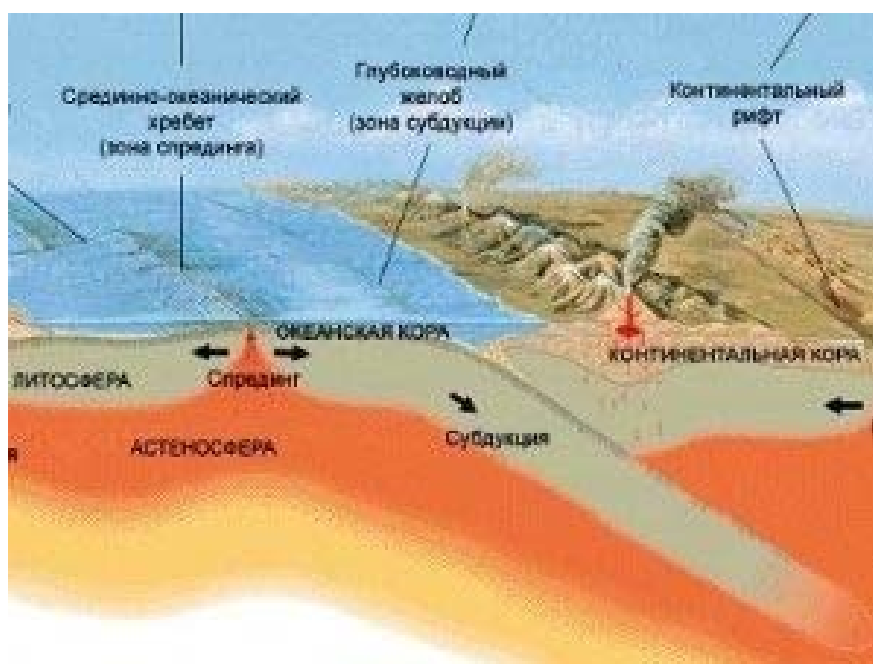


Рис. 8.3. Сопряженность зон спрединга и субдукции

При столкновении океанической и континентальной плиты более тяжелая океаническая плита погружается (субдуцирует) под более легкую континентальную. При столкновении двух океанических плит субдуцирует более древняя и тяжелая океаническая плита. Погружение субдуцирующей плиты в мантию трассируется очагами землетрясений, возникающих на контакте плит и внутри субдуцирующей пли-

ты, которая значительно более холодная, плотная и хрупкая, чем окружающая мантия. Эти сейсмофокальные (глубокофокусные) зоны получили название зон Бенъофа – Заварицкого (см. рис. 6.14). Полагают, что в зонах субдукции начинается формирование земной коры континентального типа.

Значительно более редким процессом взаимодействия континентальной и океанской плит является *обдукция* – надвигание части океанической плиты на край континентальной плиты. При обдукции происходит расслоение океанической плиты и надвигается лишь её верхняя часть – кора и несколько километров верхней мантии.

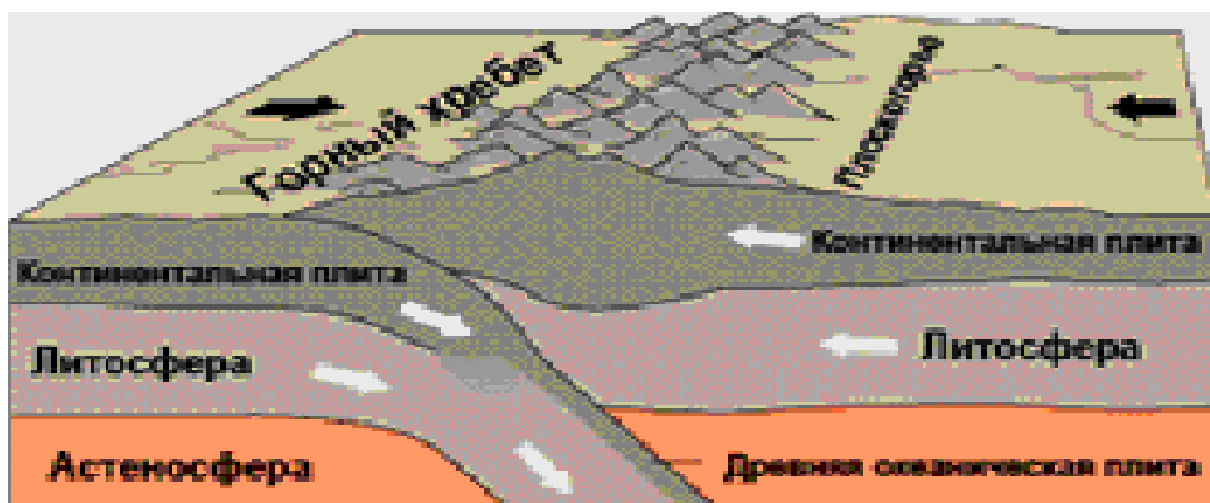


Рис. 8.4. Столкновение двух континентальных плит – коллизия

При столкновении двух континентальных плит ни одна из них не способна погрузиться под другую, так как плотность континентальных плит меньше плотности мантии. Процесс столкновения континентальных плит называется *коллизией*. При коллизии края сталкивающихся континентальных плит дробятся, сминаются, формируются системы крупных надвигов, что приводит к росту горных сооружений со сложным складчато-надвиговым строением (рис. 8.4). Классическим примером коллизии является столкновение Индостанской плиты с Евразийской, сопровождающееся ростом грандиозных горных систем Гималаев и Тибета. Для коллизионных процессов характерны масштабный региональный метаморфизм и интрузивный гранитоидный магматизм. Считают, что процессы коллизии и субдукции приводят к формированию континентальной коры с ее типичным гранито-нейсовым слоем. Это вопрос дискуссионный. Формирование континентальной коры в зонах субдукции и коллизии вытекает из логики тектоники литосферных плит и накопленного на сегодняшний день

фактического геологического материала. Однако процессы, происходящие в зонах субдукции и коллизии, изучены недостаточно полно.

Трансформные границы – границы, вдоль которых происходят сдвиговые смещения плит относительно друг друга.

4. Постулировано, что объём поглощаемой в зонах субдукции океанической коры равен объёму коры, возникающей в зонах спрединга. Здесь подчеркивается постоянство во времени объема Земли и ее размеров. Постулат (данное положение тектоники литосферных плит) является дискуссионным. Он обоснован только тем фактом, что при наблюдениях за объемом и размерами Земли в течение короткого периода существования человечества эти параметры не изменялись. Возможно, что в геологическом времени объем и размеры Земли не являются постоянными параметрами.

5. Причина движения литосферных плит – конвективные движения в мантии. Реальность существования таких движений установлена сейсмотомографией, выявившей в мантии чередование областей разогрева и охлаждения.

6. Положение литосферных плит в геологическом прошлом Земли можно реконструировать с помощью теоремы Эйлера экстраполяцией от современного положения плит. Следует понимать, что применение теоремы Эйлера дает вероятностную оценку положения плит в геологическом прошлом, так как экстраполяция – вероятностный способ получения информации.

Тектоника литосферных плит, безусловно, является прогрессивной теорией. Она ответила на вопросы о значительном различии возраста океанической и земной коры, установила места формирования коры континентального типа (зоны субдукции и коллизии), обосновала механизм относительного перемещения материков и указала причину этого перемещения – конвективные движения в мантии, а также многое другое. Однако и в этой теории есть ряд нерешенных вопросов, в частности постулат о постоянстве объема и размеров Земли, нет объяснения причины сейсмичности и магматизма во внутренних частях плит, также нет объяснения причины конвективных потоков в мантии и др.

Японские ученые С. Маруяма, М. Кумазава, С. Каваками и др., основываясь на результатах экспериментов при сверхвысоких давлениях, математическом моделировании с применением суперкомпьютеров, данных исследования Земли и планет из космоса, предложили модель глобальной тектоники планеты. В этой модели конвективные потоки в верхней мантии (плейт-тектоника) взаимоувязаны с процессами в нижней мантии (плюм-тектоника) и ядре (тектоника роста) (рис. 8.5).

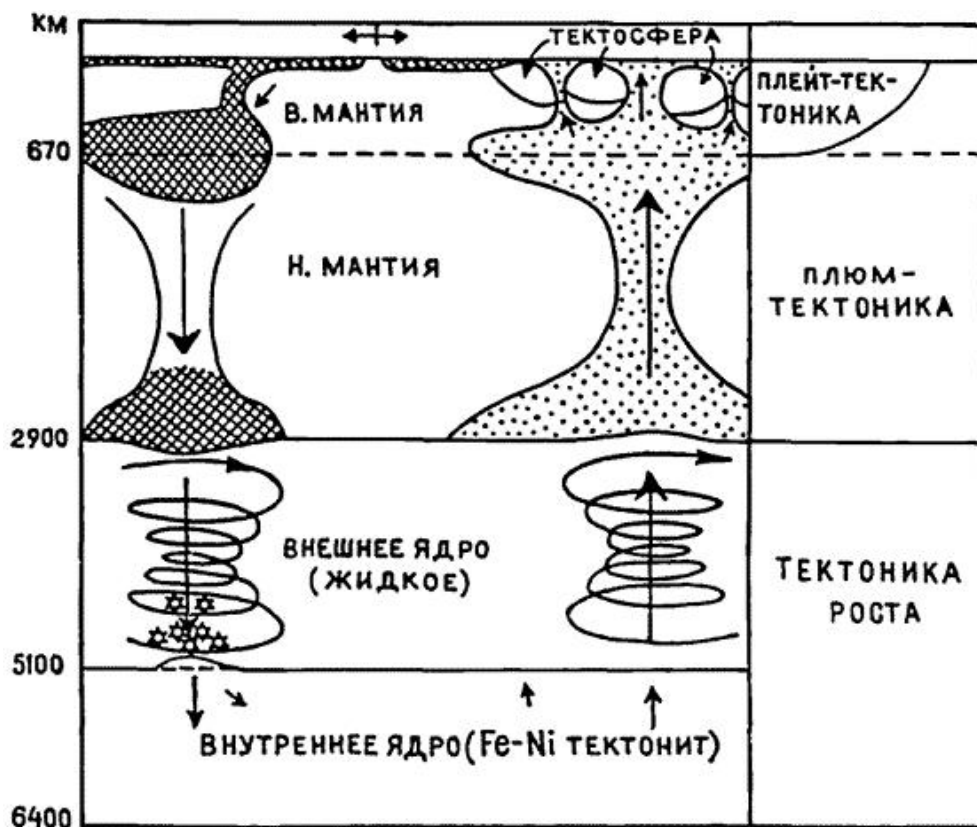


Рис. 8.5. Схематическая иллюстрация глобальной тектоники (по С. Маруяме и др., 1993)

В работе японских исследователей тектоника литосферных плит получила развитие в новой концепции, которая увязывает поверхностные перемещения плит с глубинными процессами Земли. Модель японских ученых не является законченной и совершенной. Она лишь указывает направление дальнейших исследований в глобальной теории тектоники Земли. Как показывает опыт человечества, любая теория, в том числе и теория тектоники литосферных плит, справедлива в определенных границах и при получении новых фактов становится составной частью новой, более общей теории. Например, геосинклинальная концепция легла в основу теории тектоники литосферных плит, которая в свою очередь станет основой другой, более прогрессивной теории.

8.3. Складчатые пояса.

Понятие о цикле тектоническом

Крупные складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы (устойчивые площади континентов с докембрийским

фундаментом), начали формироваться в позднем протерозое (1,0–0,85 млрд лет). Протяженность таких поясов составляет многие тысячи километров, ширина обычно превышает тысячу километров. Главные складчатые пояса Земли показаны на рис. 8.6.

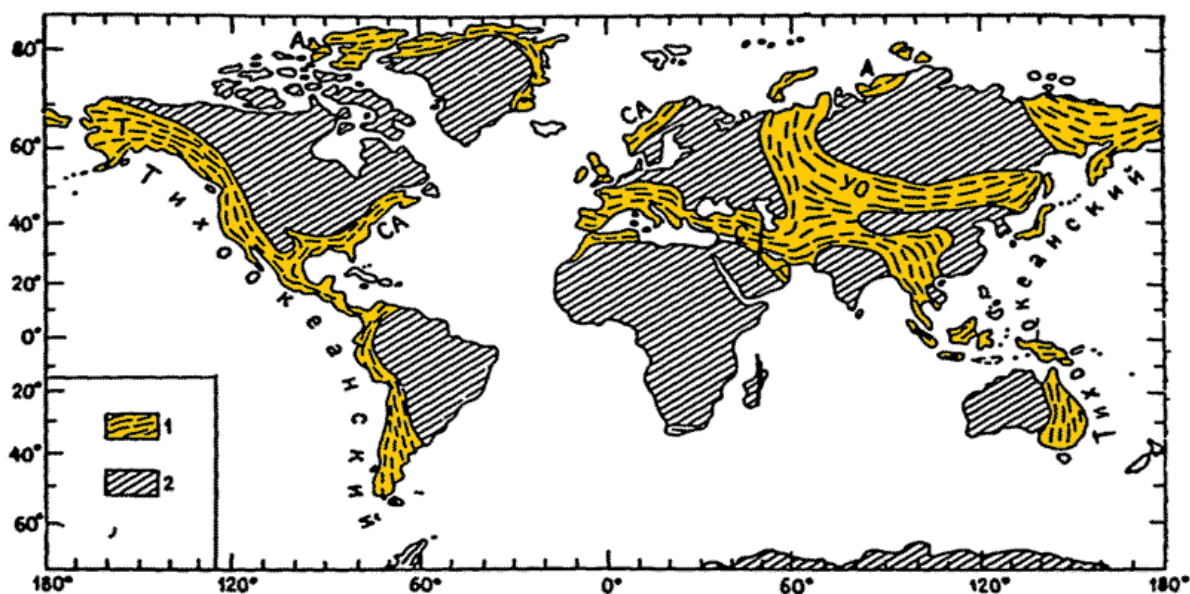


Рис. 8.6. Складчатые пояса Земли (по В.Е. Хаину, 1995): 1 – складчатые пояса (Т – Тихоокеанский, УО – Урало-Охотский, С – Средиземноморский, СА – Североатлантический, А – Арктический); 2 – древние платформы и их фрагменты

Все указанные на рис. 8.6 складчатые пояса возникли в пределах древних океанических бассейнов (в докембрии) или на их периферии (Тихий океан). Свидетельством океанического происхождения складчатых поясов является присутствие в них многочисленных реликтов океанической коры литосферы.

Складчатые пояса со времени их заложения в позднем протерозое прошли сложную и длительную историю развития. В пределах поясов образовывались глубоководные бассейны (океаны или моря) с корой океанического или переходного типа, возникали островные дуги. При взаимодействии литосферных плит часть бассейнов замыкалась, а на их месте возникали новые структуры. Процессы изменения складчатых поясов протекали одновременно в разных частях одного и того же пояса. Тем не менее в глобальном масштабе геологического времени статистически намечаются определенные эпохи, включающие заложение бассейнов с океанической корой и окончание развития этих бассейнов с образованием континентальной коры. Последние по В.Е. Хаину (Хаин, 1995), это эпохи орогенеза (горообразования). Главными эпохами орогенеза являлись байкальская в конце кембрия,

каледонская в конце силура – начале девона (средний палеозой), герцинская в позднем палеозое, киммерийская в конце юры – начале мела (мезозой), альпийская в олигоцене – антропогене (кайнозой). В.Е. Хаин полный цикл эволюции складчатого пояса, от возникновения до закрытия бассейна, называет циклом Вилсона (канадский геофизик, один из основоположников тектоники плит). Циклы Вилсона проявляются в масштабе всего или почти всего складчатого пояса. Полные циклы эволюции складчатого пояса и завершающие их эпохи орогенеза, но затрагивающие не весь, а лишь часть складчатого пояса, В.Е. Хаин называет циклами Бертрана (французский геолог, XIX век).

Исторически сложилось так, что в отечественной геологической литературе с понятиями «цикл Вилсона» и «цикл Бертрана» пересекается понятие «циклы тектонические». *Циклы тектонические* – это большие (более 100 млн лет) периоды геологической истории Земли, характеризующиеся определённой последовательностью тектонических и общегеологических событий, начиная от заложения активной континентальной окраины и до завершения в ее пределах складчатых и складчато-глыбовых процессов и связанного с ними или непосредственно следующего за ними горообразования. Во многих литературных источниках вместо термина «активная континентальная окраина» в данном определении употребляют устаревший (в связи с тектоникой литосферных плит) термин «геосинклиналь». В геологической литературе как синонимы понятия «цикл тектонический» часто встречаются термины «тектонический цикл», «цикл тектогенеза», «тектогенез», «цикл складчатости», «эпоха складчатости», или сокращенно – «складчатость» (по завершающей складчатости, например герцинская складчатость).

Выделяют два главных типа складчатых поясов – межконтинентальные и окраинно-континентальные. Межконтинентальные пояса заканчивают свое развитие полным поглощением океанической коры и столкновением – коллизией – ограничивающих их континентов. К такому типу принадлежат все указанные на рис. 8.6 складчатые пояса, кроме Тихоокеанского. Поскольку окраинно-континентальные пояса не закончили свое развитие и кора Тихого океана продолжает субдироваться под эти пояса, то пояса первого типа еще называют коллизионными, а второго типа – субдукционными.

После эпохи орогенеза в складчатых поясах происходит денудация горного рельефа и складчато-надвиговых структур. Горная страна, образовавшаяся на месте складчатого пояса, превращается в денудационную равнину (пенеплен – в гумидном климате, педилен – в

аридном). Орогенный режим сменяется более спокойным в тектоническом отношении платформенным.

8.4. Континентальные платформы.

Понятие об эпиплатформенном орогенезе

Платформа – один из главных типов структурных элементов земной коры (литосферы); крупные (несколько тысяч километров в поперечнике), относительно устойчивые глыбы коры выдержанной мощности, характеризующиеся очень низкой степенью сейсмичности, специфической вулканической деятельностью и слаборасчленённым рельефом земной поверхности (БСЭ). Континентальные платформы имеют двухъярусное строение. Верхний ярус – *чехол* (платформенный чехол) – в общем случае сложен осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Нижний ярус – *фундамент* – представляет собой толщу сложнодислоцированных пород, ведущая роль в которых принадлежит гранитам. Породы чехла резко несогласно залегают на породах фундамента (рис. 8.7). Платформы представляют собой как бы ядра материков и занимают большие части их площади – порядка миллионов квадратных километров. Они состоят из типичной континентальной коры мощностью 35–45 км. Литосфера в пределах платформ достигает мощности 150–200 км, а по некоторым данным – до 400 км. Платформы в плане обладают изометричной, полигональной формой.

Главными структурными элементами платформ являются плиты и щиты. Плита – крупная отрицательная тектоническая структура платформ. Характеризуется наличием чехла, нередко достигающего значительной мощности, и противопоставляется щиту. Щит – наиболее крупная положительная тектоническая структура платформ, в которой на поверхность выходит ее фундамент, лишенный платформенного чехла. Характерен для древних платформ. Щиты занимают территорию с поперечником, часто превосходящим тысячу километров.

В пределах плит наиболее крупными структурными единицами являются синеклизы, антеклизы и авлакогены (рис. 8.8).

Синеклиза – крупная отрицательная платформенная структура, имеющая поперечные размеры в сотни километров (площадь более 60–100 тыс. км²) и характеризующаяся слегка вытянутой или изометричной формой. Осадочные, реже вулканогенно-осадочные отложения в пределах синеклиз имеют мощность до 3–5 км (редко до 8–

10 км и более). Породы платформенного чехла в пределах синеклиз обладают центриклинальным залеганием с наклоном слоев на крыльях в несколько десятков минут. Лишь на флексурах углы падения увеличиваются до нескольких градусов. Фундамент в пределах синеклиз опущен.

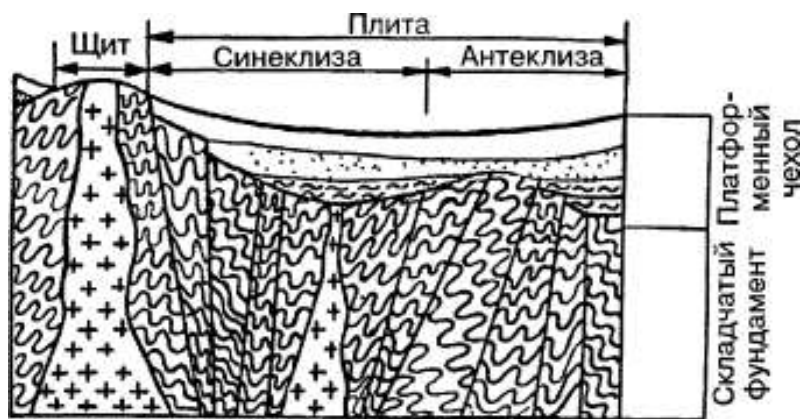


Рис. 8.7. Строение континентальной платформы

Антеклиза – обширное пологое сводообразное поднятие слоев земной коры в пределах плит, являющееся противоположностью синеклизы. Антеклизы в плане имеют большей частью овальные или округлые очертания; размеры их достигают сотен километров в поперечнике. Наклон слоев на крыльях измеряется долями градуса. Фундамент в пределах антеклиз приподнят и иногда выходит на поверхность. Вследствие этого мощность осадочного чехла здесь меньше, чем в синеклизах.

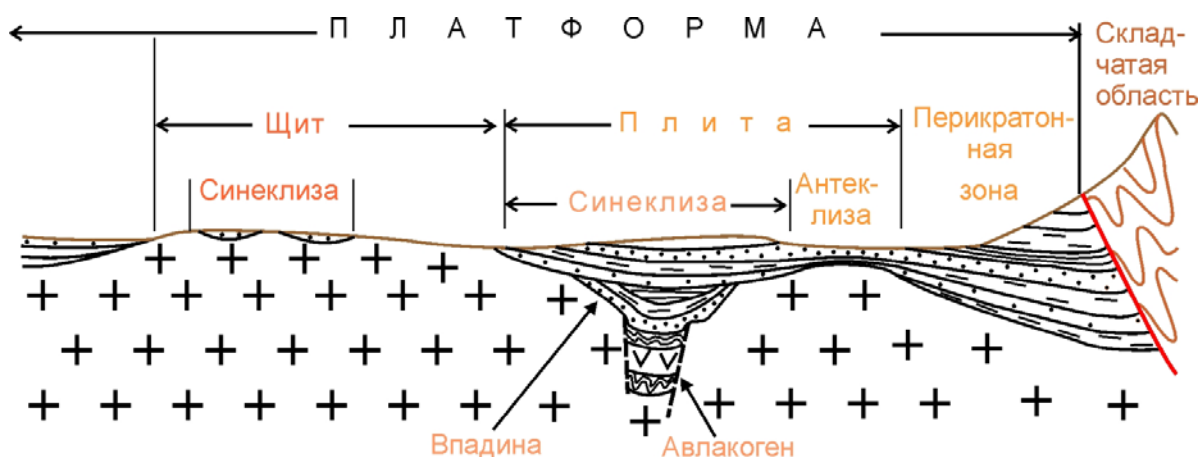


Рис. 8.8. Наиболее крупные структурные элементы плиты платформы

Авлакоген – линейно вытянутые впадины повышенной подвижности, ограниченные крупными разломами, рассекающими фундамент платформы. Длина авлакогенов достигает многих сотен кило-

метров, ширина – десятков километров. Выполняющие авлакоген отложения значительной (многие тысячи метров) мощности образуют складки, иногда дизъюнктивные нарушения, часто довольно сложные. Такое строение характерно для континентальных рифтов, что дало основание В.Е. Хаину классифицировать авлакогены как древние погребенные рифты – палеорифты.

Различают платформы древние и молодые. К древним относят платформы, возраст фундамента которых докембрийский. У молодых платформ возраст фундамента палеозойский или мезозойский (фанерозой).

Древние платформы расположены в центральных частях материков и занимают порядка 40 % их площади. К ним относят Североамериканскую, Восточноевропейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую, составляющие северный ряд. В южный ряд входят Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая. Промежуточное положение занимает Южно-Китайская платформа – китайские геологи называют ее платформой Янцзы. Породы фундамента этих платформ, как правило, глубоко метаморфизованы – амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма. Главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространены граниты. Поэтому такой фундамент называют гранитогнейсовым, или кристаллическим. Древние платформы в плане имеют полигональные очертания. Они отделены от орогенов либо передовыми прогибами этих орогенов, либо непосредственно тектонически перекрыты надвинутыми на платформы периферическими зонами орогенов.

Молодые платформы занимают значительно меньшую площадь в структуре материков – порядка 5 %. Располагаются они либо по периферии материков – Среднеевропейская, Западноевропейская, Восточно-Австралийская и Патагонская, либо между древними платформами – Западносибирская молодая платформа между древними Восточноевропейской и Сибирской. Фундамент молодых платформ складывается в основном фанерозойскими осадочно-вулканическими породами, испытавшими слабый (зеленосланцевая фация) или только начальный метаморфизм. Встречаются блоки более глубоко метаморфизованных древних, докембрийских, пород, составлявших ранее микроконтиненты среди подвижных поясов фанерозоя. Граниты и другие интрузивные образования играют подчиненную роль в составе этого фундамента, который (в отличие от фундамента древних платформ) называется не кристаллическим, а складчатым. В отличие от древних фундамент молодых платформ от их

чехла отличается не столько степенью метаморфизма, сколько значительной дислоцированностью. Молодые платформы в значительно большей степени покрыты осадочным чехлом, чем древние, и поэтому их часто называют плитами. Осадочные чехлы молодых платформ гораздо чаще, чем древних, отражают в своей структуре дислокации фундамента. В чехле древних платформ дислокации фундамента в основном проявляют себя в форме разлома; в чехле молодых платформ эти дислокации отражаются в форме складок.

Кратон (греч. kratos – сила, крепость) – консолидированные участки земной коры, неспособные к преобразованию складчатостью. Термин введен немецким геологом Штилле в 1940 году. Различают кратоны поднятые – это понятие чаще всего отождествляют с понятием «континентальная платформа»; и кратоны погруженные – это понятие относят к устойчивым площадям океанов, называя их океаническими платформами, или талассократонами. В.Е. Хаин отождествляет понятие «кратон» с понятием «древняя платформа». Термин «консолидированная земная кора» очень часто отождествляют с понятием «кристаллический фундамент». Главными свойствами консолидированной земной коры считают ее жесткость, хрупкость и неспособность к пластическим деформациям. Отметим, что некоторые исследователи, например профессор М.Г. Леонов, 2008 [31], считают, что в течение миллионов лет геологического времени консолидированная земная кора проявляет способность к вязкопластическому течению.

Эпиplatformенный орогенез. Как было рассмотрено в подразделе 8.3, заключительной стадией эволюции складчатых поясов являются эпохи орогенеза. Он связан с зонами взаимодействия литосферных плит, а поэтому образующиеся орогены часто называют первичными. Кроме первичных орогенов существует значительное число горных сооружений, образованных в пределах континентальных внутренних частей литосферных плит, т. е. во внутриплатформенной обстановке. Эти горные сооружения часто называют вторичными орогенами, а процесс их образования – эпиplatformенным (внутриконтинентальным) орогенезом. Эпиplatformенный орогенез – возобновление движений земной коры и горообразования на территории, которая перед тем в течение длительного времени развивалась в платформенном режиме и обладала выровненным рельефом. Начало образования вторичных орогенов после относительно спокойного тектонического режима называют тектонической активизацией – переход отдельных блоков земной коры в подвижное состояние.

Механизм эпиплатформенного орогенеза является дискуссионным. Причину образования близко расположенных к зонам коллизии эпиплатформенных орогенов связывают непосредственно с коллизионными процессами. Для более отдаленных вторичных орогенов причиной также считают коллизию, но опосредованно – через напряженное состояние земной коры. Для вторичных орогенов, находящихся на значительном расстоянии от зон взаимодействия литосферных плит, используют понятие «горячие точки» – области подъема магмы. Существуют и другие дискуссионные точки зрения.

Наиболее крупным и типичным поясом внутриконтинентального орогенеза является Центральноазиатский пояс. Он включает горные сооружения Гиндукуша, Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Наньшаня, Циньлина, Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья, Станового хребта. Многие из этих вторичных орогенов не только не уступают по своим размерам и высоте первичным орогенам (Альпы, Кавказ и др.), но и превосходят их. Отдельные вершины Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня достигают высоты в семь километров и более.

Для эпиплатформенного орогенеза характерно образование рифтов. Активным рифтовым зонам континентов свойственны расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм, которые отчетливо контролируются крупными разломами, преимущественно сбросами. Главный современный пояс континентального рифтогенеза, протянувшийся почти меридионально более чем на 3 тыс. км через всю Восточную Африку, назван поясом Великих африканских разломов. Зоны этого пояса разветвляются и сходятся, подчиняясь сложному структурному рисунку. В рифтах пояса образовались озера Танганьика, Ньяса (Малави) и др.; среди приуроченных к нему вулканов – Килиманджаро и известный своей активностью Ньирагонго. К активным рифтовым зонам континентов относится и Байкальская рифтовая система.

8.5. Основные закономерности эволюции Земли и земной коры. Геотектонические гипотезы

Полагают (В.Е. Хаин, 1995), что расслоение Земли на оболочки обусловлено тенденцией уменьшения в геологическом времени эндогенного теплового потока планеты. Тепловой поток в архее мог быть в 3–4 раза больше современного. В связи с уменьшением теплового потока радиус Земли должен уменьшаться, т. е. Земля испытывает контракцию. *Контракция* – тектоническое сжатие и деформация зем-

ной коры в результате уменьшения объема внутренних масс, происходящего из-за охлаждения внутренних оболочек земного шара. Действительно, 98 % земной коры находится в состоянии субгоризонтального сжатия, лишь 2 % – в обстановках растяжения, локализованных в рифтовых системах.

На фоне прогрессирующего охлаждения Земли происходила дифференциация первично-однородного вещества планеты на оболочки. В период аккреции, т. е. первые 100 млн лет истории Земли, выделилось внутреннее ядро; затем, но не позднее 3,5 млрд лет, – внешнее ядро.

Четыре млрд лет назад начала формироваться первичная базальтовая кора, а в интервале 4,0–3,0 млрд лет ее стала замещать протоконтинентальная кора. В течение 2,5 млрд лет протоконтинентальная кора преобразовалась в континентальную в той форме, в которой она известна в настоящее время. В процессе формирования континентальная кора разделилась на верхний (гранитогнейсовый) и нижний (гранулит-базитовый) слои. Интенсивный рост континентальной коры продолжался до 1,7 млрд лет; к этому рубежу могло возникнуть от 60 до 80 % современной континентальной коры. Наращивание континентальной коры происходило за счет вещества верхней мантии.

К концу раннего докембрия (порядка 1,5–1,0 млрд лет) в основном завершилось разделение твердой Земли на оболочки, из которых каждая самая верхняя отличается от подстилающей более сложным химическим и минералогическим составом. Ядро состоит из железа с примесью никеля и, возможно, кремния, серы или кислорода, т. е. из отдельных элементов. Нижняя мантия сложена силикатами простого состава и, вероятно, окислами, верхняя мантия – также силикатами, но более сложными (пироксены, гранаты). Наиболее сложным составом обладает земная кора.

В позднем докембрии (650 млн лет назад) и фанерозое рост континентальной коры продолжался, но в замедленном темпе, прерываясь ее деструкцией – нарушением первоначальной структуры. Первую фазу деструкции относят к протерозою (складчатые пояса, п. 8.4). Рост континентальной коры происходил за счет субдукции океанической коры. Одновременно с ростом начинались процессы разрушения континентальной коры. Один из процессов разрушения – денудация континентов. При этом основной объем сносимого с континентов материала оседает на материковом склоне и его подножии. При взаимодействии литосферных плит (субдукция, коллизия) этот материал возвращается в состав континентальной коры. Другой способ разру-

шения континентальной коры – тектоническая эрозия краев континентов в зонах субдукции. Часть продуктов эрозии, поглощаясь зонами субдукции, наращивает континент снизу. Другая часть вместе с океанической корой уносится в мантию, перемешивается с мантийными струями и входит в состав магмы. Магма, внедряясь в континентальную кору, возвращает материал эрозии в состав континентов. Отсюда продукты разрушения континентов, пройдя кругооборот, возвращаются в состав исходной структуры.

Полагают, что формы деформаций в земной коре в начальный период ее формирования были пликативными – складки. По мере уменьшения эндогенного теплового потока Земли отдельные участки коры консолидировались. Здесь начинают формироваться дизъюнктивные нарушения – разломы различной формы.

Предполагают, что после формирования земной коры континентального типа на Земле в течение различных периодов существовало несколько суперматериков – Пангей. Исследователи называют разное число Пангей. Суперматерики неоднократно раскалывались, образуя отдельные континенты, которые вновь сходились, образуя новую Пангею. Наряду с Пангеями образовывались и закрывались суперокеаны – Панталассы.

Менялись в истории Земли формы проявления и состав продуктов магматической деятельности. Эффузивные покровы и силлы основной и ультраосновной магмы и пластовые интрузии гранитоидов были особенно широко распространены в архее. Проявление значительного числа новых типов магматических образований совпадает с концом архея – началом протерозоя. В это время в развитии литосферы начинает утверждаться тектоника плит, а в мантии устанавливаются устойчивые системы конвекции.

Геотектонические гипотезы. Геотектоника – раздел геологии, изучающий строение, движение и деформацию литосферы и ее развитие в связи с развитием Земли в целом. На разных этапах развития геологических знаний исследователи пытались найти причину различий в строении земной коры. Выдвигалось много гипотез. Такие гипотезы, объясняющие различия и особенности в строении и развитии земной коры, называют геотектоническими гипотезами. Первая возникла во второй половине XVIII века и получила название «гипотеза поднятий». Ее предложили М.В. Ломоносов, немецкие ученые А. фон Гумбольдт и Л. фон Бух, шотландец Дж. Хаттон. Суть ее в следующем – поднятия гор вызваны подъемом из глубин Земли расплавленной магмы. Магма на своем пути оказывала раздвигающее действие

на окружающие слои. Это приводило к образованию складок и пропастей разной величины.

В середине XIX века на смену этой гипотезе пришла гипотеза контракции французского ученого Эли де Бомона. В ее основе была космогоническая гипотеза Канта и Лапласа о происхождении Земли как первоначально раскаленного тела с последующим постепенным охлаждением. Процесс охлаждения приводил к уменьшению объема Земли. В результате земная кора сжималась и возникали складчатые горные сооружения, подобные гигантским «морщинам». Для своего времени это была прогрессивная гипотеза. На основании ее началась разработка учения о геосинклинальном, орогенном и платформенном этапах развития земной коры. Недостатком этой гипотезы можно считать то, что с ее позиций трудно объяснить периоды тектонической активизации, их периодичность и синхронность на значительной части поверхности Земли. Устранить этот недостаток должна была гипотеза пульсации. Согласно ее Земля периодически испытывает периоды расширения, сменяющиеся периодами сжатия. В периоды расширения развиваются вертикальные движения, возникают разрывы в земной коре, интенсивно проявляется магматизм. В периоды сжатия происходит складкообразование, затухает магматизм. О возможном расширении и последующем сжатии Земли упоминали в своих работах еще М. В. Ломоносов, Дж. Хаттон. Как гипотеза эта идея начала оформляться с 1924 года, когда американский геолог А. В. Грэбо объяснил планетарные трансгрессии и регрессии периодически повторяющимися процессами сжатия и расширения Земли, уменьшением и увеличением ее объема. Позднее, в 1933 году, другой американский геолог В. Бухер назвал эти явления пульсациями и предположил, что в фазы расширения Земли происходило растяжение земной коры и формирование геосинклиналей, а в фазы сжатия в их пределах возникали складки. Эту гипотезу в первой половине XX века развивали в своих работах отечественные геологи В. А. Обручев и М. А. Усов. Отсутствие надежных доказательств фаз общего глобального расширения (или сжатия) является наиболее существенным недостатком гипотезы. Отдельные фазы не везде на Земле протекают одновременно и одинаково.

В середине XIX века англичанин Д. Эйри и священник из Калькутты Д. Пратт предложили гипотезу, согласно которой земная кора плавает на более тяжелом и вязком субстрате и находится в изостатическом равновесии, периодически нарушающемся действием каких-либо факторов. Гипотеза Эйри и Пратта, не имея широкого самостоя-

тельного значения, тем не менее в части движения земной коры по субстрату легла в основу другой геотектонической гипотезы – гипотезы тектоники литосферных плит, или новой глобальной тектоники (подраздел 8.2).

Гипотезы поднятия, контракции, пульсации исходят из положения о том, что отдельные части земной коры находятся в стабильном, фиксированном положении относительно друг друга и подстилающей мантии. Поэтому геотектонические гипотезы, базирующиеся на данном положении, получили название фиксистские, а направление в геотектонике, придерживающееся этих гипотез, называют фиксизмом. Другую группу геотектонических гипотез, где основной тезис – перемещение блоков земной коры относительно друг друга и подстилающей мантии, определяют как мобилизм. К этой группе относится тектоника литосферных плит. Термины «фиксизм» и «мобилизм» предложены швейцарским геологом Э. Арганом в 1924 году.

Использованные источники [3; 5; 9; 16; 18; 31; 32; 33; 61; 63; 71; 74; 75; 80; 83].

Контрольные вопросы и задания

1. Дайте определение понятиям «тектоносфера (тектосфера)» и «тектонические процессы».
2. Что такое изостазия?
3. Что такое рифтогенез?
4. Кто впервые предложил гипотезу дрейфа континентов?
5. Дайте определения и охарактеризуйте понятия «палеомагнетизм» и «спрединг».
6. Что такое срединно-океанический хребет?
7. Дайте определение термину «геосинклиналь».
8. Что такое литосферная плита?
9. Охарактеризуйте историю становления термина «тектоника литосферных плит».
10. Что такое дивергентные, конвергентные и трансформные границы литосферных плит?
11. Перечислите и охарактеризуйте основные положения тектоники литосферных плит.
12. Дайте определение и охарактеризуйте понятия «складчатый пояс» и «цикл тектонический». Назовите основные тектонические

циклы, выделяемые большинством исследователей, и приведите время их проявления.

13. Дайте определение понятию «континентальная платформа».

14. Охарактеризуйте строение континентальных платформ.

15. По какому признаку континентальные платформы подразделяются на древние и молодые?

16. Охарактеризуйте геотектонические гипотезы.

17. Что такое фиксизм и мобилизм?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время деятельность человечества оказывает влияние на многие оболочки Земли – гидросферу, атмосферу, биосферу и литосферу. К таким воздействиям относятся, например, строительство гидротехнических сооружений, крупных городов, добыча полезных ископаемых, массовое применение удобрений в сельском хозяйстве и многое другое. Земля и все происходящие на ней процессы находятся в состоянии динамического равновесия, которое обусловлено как внутренними (Земля как замкнутая система), так и внешними (взаимосвязь Земли с Космосом) взаимодействиями. Любое изменение параметров нарушит динамическое равновесие процессов, происходящих на Земле, и повлечет за собой цепочку трудно предсказуемых последствий.

Термином «природная среда» чаще всего обозначают совокупность объектов и систем материального мира в их естественном состоянии, не являющемся продуктом деятельности человека. Компоненты природной среды – почва, недра, поверхностные и подземные воды, атмосферный воздух, растительный и животный мир, а также озоновый слой атмосферы и околоземное космическое пространство, обеспечивают в совокупности благоприятные условия для существования жизни на Земле. Рассмотрим некоторые примеры влияния деятельности человечества на природную среду.

Крупные водохранилища. В настоящее время в мире построено (и строится) порядка 30 тыс. водохранилищ, объем вод, которых превысил $6\,000\text{ км}^3$. Для сравнения максимальный годовой объем стока Енисея – $110,42\text{ км}^3$. В мире 2 442 крупных водохранилища, при этом их наибольшее количество приходится на Северную Америку – 887 и Азию – 647. На территории России – 237 крупных водохранилищ. Крупные водохранилища изменяют гидрологический режим рек и связанный с ним режим подземных вод и, как следствие, характер и области процессов карстования. Изменяется положение регионального базиса эрозии и, значит, гидрологический режим всех впадающих в реки притоков и т. д. Изменяются зона эрозии реки, скорость потока, а от этого характер и количество переносимого рекой материала и др. Повышение уровня воды вызывает подрезку склонов и, как следствие, интенсификацию обвальных и оползневых процессов. При общем подъеме уровня воды за счет водохранилища зачастую происходит заболачивание или изменение минерализации сельскохозяйственных

земель. Часть таких земель утрачивается в результате затопления. Скопление огромных масс воды в теле водохранилища может вызвать подвижки земной коры и активизацию сейсмической активности региона. Изменяются пути миграции и нерестилищ рыб, характер водной растительности. Таков далеко не полный перечень изменений параметров региона при строительстве водохранилища.

Крупные города и сосредоточенная в них промышленность являются одним из основных источников загрязнения атмосферы. Главные факторы загрязнения: сжигание топлива, в том числе автомобильного; металлургические комбинаты и объекты угольной энергетики; предприятия черной и цветной металлургии; цементные заводы. Количество пыли в атмосфере Земли в XX веке по сравнению с XIX веком увеличилось вдвое. Увеличения выбросов вулканической пыли по сравнению со среднестатистическим в данный период не наблюдалось; но именно в это время интенсивно растет промышленное производство. Отсюда источник двукратного увеличения количества пыли в атмосфере – деятельность человечества. Промышленная пыль обогащена различными компонентами. Присоединяясь к природным веществам, промышленная пыль нарушает как локальные естественные концентрации компонентов, так и эти концентрации на путях миграции.

Кроме того, крупные города потребляют большое количество пресной воды, источником которой во многих случаях являются подземные воды. Помимо нарушения естественного гидрологического режима этих вод значительное уменьшение их количества может вызвать образование подземных пустот и оседание грунта. Как пример укажем на то, что за несколько последних лет отдельные участки японских городов Токио и Осака из-за откачки подземных вод и уплотнения рыхлых пород опустились до четырех метров.

При горных работах из недр извлекаются громадные объемы горной массы, количество которой за год сопоставимо с эксгалятивным материалом, извергаемым вулканами Земли за тот же период. Часть ее поступает на переработку, а часть – складывается в отвалах, терриконах, хвостохранилищах (хвосты – отходы обогатительных фабрик) и др. При открытых горных работах возникают громадные депрессионные воронки. Шахты, а также добыча нефти и газа формируют искусственные полости в земной коре. Отсюда горные работы создают искусственные формы рельефа, изменяют режим поверхностных и подземных вод, распределение напряжений на локальных участках земной коры и т. д. Меняется характер экзогенных и эндо-

генных процессов в регионе. Известны локальные прогибания земной коры в районах добычи угля в Силезском районе Польши, в Великобритании, в США, Японии и др. Человечество изменяет геохимический состав земной коры, добывая в огромных количествах углеводороды (нефть и газ), железо, алюминий, свинец, медь, хром, марганец, молибден, кадмий и др. Добыча угля из 4 000 шахт в различных странах мира в количестве 2 млрд т в год сопровождается выделением в атмосферу 27 млрд м³ метана и 17 млрд м³ углекислого газа. Эти газы в экологии часто называют парниковыми. Увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере привело к глобальному потеплению климата. Средняя температура воздуха по сравнению с доиндустриальным периодом к 2000 году выросла на 1,2 °С. Предполагают, что к 2025 году это повышение может составить 2,2–2,5 °С. Как следствие, за счет таяния ледников повысится уровень Мирового океана; интенсифицируются процессы деградации криолитозоны – термокарст, солифлюкция и др.

Мелиорация и распахиwanie целинных земель. Необдуманное осушение болот привело к многочисленным возгораниям торфяников и, как следствие, загрязнению атмосферы. Пример – во много раз превышающая норму загазованность Москвы летом 2010 года за счет пожаров близлежащих торфяников. Строительство оросительных каналов часто приводит к повышению уровня грунтовых вод. За счет инсоляции минерализованное вещество этих вод превращает поверхность почвы в солончаки, тем самым выводя их из сельскохозяйственного оборота. Образовавшиеся таким образом обширные площади солончаков известны в США, России и других странах. Распахивание целинных земель Казахстана в середине 60-х годов XX века настолько интенсифицировало процессы дефляции на этих территориях, что они практически все на долгое время были выведены из сельскохозяйственного оборота. То же самое, но несколько раньше, произошло в Канаде.

Влияние на биос. Различные формы биоса, избирательно поглощая компоненты, способствуют миграции и определенной локализации этих компонентов. Изменение геохимии компонентов в земной коре и на поверхности Земли, обусловленное деятельностью человека, изменяет концентрации мигрирующих за счет биоса компонентов и их количество в местах локализации. Все последствия таких изменений трудно предсказать из-за короткого периода интенсивной индустриализации. Можно отметить исчезновение коралловых биоценозов в акваториях, прилегающих к крупным портам, исчезновение

части флоры и фауны в реках индустриально развитых регионов, общую тенденцию к полному исчезновению или увеличению числа видов вымирающих и исчезающих животных. По данным Международного союза охраны природы, с 1600 года на Земле вымерло 94 вида птиц и 63 вида млекопитающих. Ежегодно на акватории водоемов поступает огромное количество загрязняющих веществ – нефть и нефтепродукты, синтетические поверхностно-активные вещества, сульфаты, хлориды, тяжелые металлы, радионуклиды и др. Все это вызывает в конечном счете деградацию морских экосистем – снижение видового разнообразия, замену целых классов донной фауны на устойчивые к загрязнению, мутагенность донных осадков и др.

Приведенных примеров достаточно, чтобы показать, что деятельность человечества способна нарушить динамический баланс природной среды. Последствия такого нарушения могут стать губительными для него самого.

Понятие о ноосфере. Появление человеческого разума радикальным образом изменило темпы практически всех процессов, протекающих во внешней оболочке Земли – биосфере. Первым эту мысль высказал и развил в своем учении наш соотечественник академик Владимир Иванович Вернадский. На основе учения В. И. Вернадского в настоящее время биосферу определяют как активную оболочку Земли, в которой совокупная деятельность живых организмов проявляется как геохимический фактор планетарного масштаба.

Согласно В. И. Вернадскому, появление жизни на планете Земля – это одна из возможных реализаций форм самоорганизации материи. Возможных реализаций бесчисленное множество. Какая именно реализация будет осуществлена, зависит от множества случайных факторов окружающей среды. На Земле произошла реализация самоорганизации материи в форме разума населяющего эту планету биологического вида – человека разумного (*Homo sapiens*). Отсюда, человек – это только одна из бесчисленного множества возможных реализаций самоорганизации материи во Вселенной. Поэтому никаких особых привилегий нарушать или развиваться вопреки объективным законам и процессам человек не имеет. Он просто будет навсегда уничтожен «породившей» его Вселенной, в которой будут реализовываться все новые и новые формы самоорганизации материи, но вид *Homo sapiens* уже никогда не повторится. Поэтому, думая космическими категориями, у человека нет другого выхода и выбора, как действовать в согласии с объективными планетарными законами эволюции. Об этом уже в первые годы XX столетия начал говорить В.И. Вернад-

ский. Он отмечал, что воздействие человека на окружающую природу растёт столь быстро, что скоро он превратится в решающую геолого-образующую силу. И, как следствие, он должен будет принять на себя ответственность за будущее развитие природы. Развитие окружающей среды и общества сделаются неразрывными. Биосфера перейдет однажды в сферу разума – ноосферу. Развитие планеты будет направляться силой разума.

Понятие «ноосфера» было предложено профессором математики Сорбонны французом Эдуардом Леруа (1870–1954), который трактовал ее как «мыслящую» оболочку, формирующуюся человеческим сознанием. Э. Леруа подчёркивал, что пришёл к этой идее совместно со своим другом – крупнейшим геологом и палеонтологом, католическим философом Пьером Тейяром де Шарденом. При этом Леруа и Шарден основывались на лекциях по геохимии, которые в 1922/1923 годах читал в Сорбонне Владимир Иванович Вернадский. Он начал употреблять термин «ноосфера» только в последние годы своей жизни. С термином «ноосфера» до сих пор не все просто, поскольку однозначное его толкование отсутствует. Среди специалистов в области естественных наук широко распространено наиболее простое понимание ноосферы – сфера разума, часть биосферы, которая оказывается под влиянием человека и преобразуется им. Переход биосферы в ноосферу означает при таком понимании всего лишь постепенное освоение человеком биосферы. Однако В.И. Вернадский, создавая свое учение о ноосфере, закладывал в него гораздо более глубокий, философский смысл. Он считал, что согласованное с природой развитие общества, ответственность за природу и ее будущее потребуют специальной организации общества, создания специальных структур, которые будут способны обеспечить это совместное согласованное развитие. Исходя из понимания В.И. Вернадского, ноосфера – это такое состояние биосферы, когда ее развитие происходит целенаправленно, когда Разум имеет возможность направлять развитие биосферы в интересах эволюции человека. Выполнение принципа совместного развития биосферы и общества потребует от человечества регламентации своих действий, определенных ограничений. Уже сегодня человечество подвело планету к той предельной черте, дальше которой начинаются необратимые процессы.

Необходимость международного сотрудничества в области охраны природной среды диктуется все большей и большей экологической зависимостью всех стран друг от друга. Разрушение озонового слоя Земли, загрязнение атмосферного воздуха, Мирового океана, па-

губное влияние ядерных взрывов распространяются не только на те государства, где допускаются экологически опасные действия, но и на все мировое сообщество. Поэтому в настоящее время государства под эгидой ООН или на двусторонней основе организуют взаимодействие с целью охраны среды обитания человека, растительного и животного мира. В основу такого взаимодействия положен ряд общепризнанных мировым сообществом принципов человеческой деятельности в области использования природной среды. Эти принципы отчасти содержатся в межгосударственных договорах и актах, в нормативных документах международных организаций и суммированы в решениях наиболее значительных международных конференций, полностью или частично посвященных охране природной среды и регулированию сотрудничества государств и народов в этой области.

Впервые принципы международного экологического сотрудничества были обобщены в декларации Стокгольмской конференции ООН по проблемам окружающей человека среды в 1972 году. Наиболее полно они были изложены в декларации по окружающей среде и развитию, принятой Конференцией ООН, состоявшейся в июне 1992 года в Рио-де-Жанейро (Бразилия).

Использованные источники [9; 11; 70; 72; 84].

Контрольные вопросы и задания

1. Приведите примеры изменения параметров геологических процессов вследствие антропогенной деятельности.
2. Изменяется ли характер миграции элементов в земной коре вследствие антропогенной деятельности?
3. Охарактеризуйте термин «ноосфера» в понимании В.И. Вернадского.
4. Возможно ли сохранение природной среды в рамках деятельности одной или немногих стран?
5. Назовите основные директивные документы в рамках деятельности ООН по проблемам окружающей человека среды.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Полезные ископаемые Мирового океана: учебник / В.В. Авдонин, В.В. Кругляков, И.Н. Понамарева, Е.В. Титова. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 160 с.
2. Баранов, В.Б. Что такое солнечный ветер / В.Б. Баранов // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 12. – С. 81–86.
3. Белоусов, В.В. Переходные зоны между континентами и океанами / В.В. Белоусов. – М.: Недра, 1982. – 150 с.
4. Белоусов, В.В. Структурная геология: учеб. пособие / В.В. Белоусов. – 3-е изд., перераб. и доп.. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 245 с.
5. Белоусов, В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры / В.В. Белоусов. – М.: Междувед. геофиз. ком., 1991. – 72 с.
6. Березина, Н.А. Мир зеленого безмолвия (болота, их свойства и жизнь) / Н.А. Березина, О.Л. Лисс, С.К. Самсонов. – М.: Мысль, 1983. – 160 с.
7. Бетехтин, А.Г. Курс минералогии: науч. изд. / А.Г. Бетехтин. – М.: Недра, 1987. – 543 с.
8. Богословский, Б.Б. Основы гидрогеологии суши. Реки, озера, водохранилища / Б.Б. Богословский. – Минск: Изд-во БГУ, 1974. – 214 с.
9. Большая советская энциклопедия: науч. изд. – М.: Советская энциклопедия, 1969–1978.
10. Бушинский, Г.И. Выветривание – процессы, породы и руды / Г.И. Бушинский, В.А. Теняков // Литология и полезные ископаемые. – 1977. – № 5. – С. 10–19.
11. Вернадский, В.И. Избранные труды по истории науки: науч. изд. / В.И. Вернадский. – М.: Наука, 1981. – 359 с.
12. Витязев, А.В. Планеты земной группы: Происхождение и ранняя эволюция: науч. изд. / А.В. Витязев, Г.В. Печерникова, В.С. Сафронов. – М.: Наука, 1990. – 296 с.
13. Войткевич, Г.В. Геологическая хронология Земли: учебник / Г.В. Войткевич. – М.: Наука, 1984. – 128 с.
14. Гаврилов, В.П. Геология и минеральные ресурсы Мирового океана: учебник / В.П. Гаврилов. – М.: Недра, 1990. – 323 с.
15. Гвоздецкий, Н.А. Карст / Н.А. Гвоздецкий. – М.: Мысль, 1981. – 214 с.
16. Геологический словарь: науч. изд. – М.: Недра, 1973. – Т. I, II.

17. Годовиков, А.А. Минералогия: учебник / А.А. Годовиков. – М.: Недра, 1983. – 645 с.
18. Горная энциклопедия: науч. изд. – М.: Советская энциклопедия, 1984–1991.
19. Грушинский, Н.П. Теория фигуры Земли: учебник для вузов / Н.П. Грушинский. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Наука, 1976. – 512 с.
20. Добровольский, В.В. Геология: учебник / В.В. Добровольский. – М.: Гуманит. изд. центр ВЛАДОС, 2001. – 320 с.
21. Емельяненко, П.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород / П.Ф. Емельяненко, Е.Б. Яковлева. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 248 с.
22. Заварицкий, А.Н. Изверженные горные породы: науч. изд. / А.Н. Заварицкий. – М.: АН СССР, 1961. – 479 с.
23. Зимы нашей планеты / Б. Джон, Э. Дербишир, Г. Яне [и др.]; под ред. Б. Джона: пер. с англ. – М.: Мир, 1982. – 336 с.
24. Караулов, В.Б. Геология. Основные понятия и термины: справ. пособие / В.Б. Караулов, М.И. Никитина. – М.: Книжный дом «Либроком», 2009. – 152 с.
25. Киссин, И.Г. Вода под землей / И.Г. Киссин. – М.: Наука, 1976. – 224 с.
26. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины: науч. изд. – М.: Недра, 1984. – 490 с.
27. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований: науч. изд. – М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. – 260 с.
28. Короновский, Н.В. Гидротермальные образования в океанах / Н.В. Короновский // Соросовский образовательный журнал. – 1999. – № 10. – С. 55–62.
29. Короновский, Н.В. Общая геология: учебник / Н.В. Короновский. – М.: КДУ, 2006. – 528 с.
30. Левин, Б.В. Цунами и моретрясение в океане / Б.В. Левин // Природа. – 1996. – № 5. – С. 48–61.
31. Леонов, М.Г. Тектоника консолидированной коры / М.Г. Леонов // Труды Геологического института РАН. Вып.575. – М.: Наука, 2008. – 453 с.
32. Лисицин, А.П. Литология литосферных плит / А.П. Лисицин // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 4. – С. 522–559.
33. Ломизе, М.Г. Вулканическое кольцо Тихого океана: его прошлое, настоящее и будущее / М.Г. Ломизе // Соросовский образовательный журнал. – 1999. – № 9. – С. 59–66.

34. Лопатин, Г.В. Наносы рек СССР: науч. изд. / Г.В. Лопатин. – М.: Географгиз, 1952. – 368 с.
35. Магницкий, В.А. Внутреннее строение и физика Земли: науч. изд. / В.А. Магницкий. – М.: Недра, 1965. – 379 с.
36. Мелош, Г. Образование ударных кратеров – геологический процесс / Г. Мелош. – М.: Мир, 1994. – 336с.
37. Михайлов, В.Н. Речные дельты: строение, образование, эволюция / В.Н. Михайлов // Соросовский образовательный журнал. – Т.7, – 2001. – № 3. – С. 59–66.
38. Наливкин, Д.В. Ураганы, бури и смерчи / Д.В. Наливкин. – Л.: Наука. Ленингр. отделение, 1969. – 487 с.
39. Некрасов, И.А. Вечна ли вечная мерзлота? / И.А. Некрасов. – М.: Недра, 1991. – 128 с.
40. Никонов, А.А. Современные движения земной коры / А.А. Никонов. – М.: Изд-во «КомКнига», 2006. – 188 с.
41. Новиков, И.Д. Как взорвалась Вселенная / И.Д. Новиков // Природа. – 1988. – № 1. – С. 82–91.
42. Орлова, А.В. Пустыни как функция планетарного развития / А.В. Орлова. – М.: Недра, 1978. – 161 с.
43. Попов, А.И. Криолитология / А.И. Попов, Г.Э. Розенбаум, Н.В. Тумель. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 239 с.
44. Природные опасности России. Геокриологические опасности. – М.: Крук, МЧС России, 2000. – 534 с.
45. Природные опасности России. Сейсмические опасности / под ред. В.И. Осипова, С.К. Шойгу. – М.: Недра, 2001. – 287 с.
46. Раст, Х. Вулканы и вулканизм / Х. Раст: пер. с нем. – М.: Мир, 1982. – 344 с.
47. Резанов, И.А. Великие катастрофы Земли / И.А. Резанов. – М.: Наука, 1980. – 275 с.
48. Рингвуд, А.Е. Состав и происхождение Земли / А.Е. Рингвуд. – М.: Наука, 1981. – 284 с.
49. Рычагов, Г.И. Общая геоморфология: учебник / Г.И. Рычагов. – М.: Наука, 2006. – 416 с.
50. Сафронов, В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет / В.С. Сафронов. – М.: Наука, 1969. – 244 с.
51. Сафьянов, Г.А. Эстуарии / Г.А. Сафьянов. – М.: Мысль, 1987. – 188 с.
52. Серебрянный, Л.Р. Древнее оледенение и жизнь / Л.Р. Серебрянный. – М.: Наука, 1980. – 128 с.

53. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева [и др.]. – СПб.: Недра. С.-Петербург. от-ние, 1998. – 352 с.
54. Смольянинов, Н.А. Практическое руководство по минералогии: науч. изд. / Н.А. Смольянинов. – М.: Недра, 1972. – 374 с.
55. Соболев, Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А. Соболев. – М.: Недра, 1993. – 197 с.
56. Сорохтин, О.Г. Глобальная эволюция Земли / О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 446 с.
57. Справочник по литологии / отв. ред. Н.Б. Вассоевич. – М.: Недра, 1983. – 509 с.
58. Страхов, Н.М. Основы теории литогенеза: науч. изд. / Н.М. Страхов. – М.: АН СССР, 1960–1962. – Т. I–III.
59. Фельдман, В.И. Петрология импактитов / В.И. Фельдман. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 299 с.
60. Фролов, В.Т. Литология: учеб. пособие: в 3 кн. / В.Т. Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 336 с.
61. Хаин, В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века) / В.Е. Хаин. – М.: Наука, 1994. – 189 с.
62. Хаин, В.Е. Историческая геология: учебник для вузов / В.Е. Хаин, Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: АCADEMA, 2006. – 464 с.
63. Хаин, В.Е. Геотектоника с основами геодинамики: учебник / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 480 с.
64. Шанцер, Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований: науч. изд. / Е.В. Шанцер. – М.: Наука, 1966. – 239 с.
65. Шейдеггер, А.Е. Физические аспекты природных катастроф / А.Е. Шейдеггер. – М.: Недра, 1981. – 284 с.
66. Шмидт, О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли: науч. изд. / О.Ю. Шмидт. – М.: АН СССР, 1949. – 72 с.
67. Шуколюков, Ю.А. Часы на миллиарды лет / Ю.А. Шуколюков. – М.: Энергоатомиздат, 1984. – 144 с.
68. Щетников, Н.А. Цунами / Н.А. Щетников. – М.: Наука, 1981. – 273 с.
69. Яновский, Б.М. Земной магнетизм / Б.М. Яновский. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. – 457 с.

Электронные ресурсы

70. Биофайл. Научно-информационный журнал. – Режим доступа: <http://biofile.ru/geo/71.html>
71. Большая советская энциклопедия. – Режим доступа: <http://slovari.yandex.ru/~книги/БСЭ>
72. Большая энциклопедия Кирилла и Мефодия. – Режим доступа: <http://cwer.ws/node/294527/>
73. Геология как наука, ее главные отрасли, связь с другими науками. Основные этапы развития геологии. – Режим доступа: <http://ou.tsu.ru/hischool/geol/geol1.htm>
74. Геологическая энциклопедия. – Режим доступа: http://slovarionline.ru/geologicheskaya_entsiklopediya/
75. Геологический словарь. – Режим доступа: <http://geoslovar.ru/>
76. Горная энциклопедия. – Режим доступа: <http://www.mining-enc.ru/>
77. Данилович А. Давление и его влияние на вещество. – Режим доступа: www.electrosad.ru/Proekt/Earth.htm
78. История развития геологии. – Режим доступа: <http://www.mygeos.com/2009/11/24/istoriya-razvitiya-geologii>
79. Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. – Режим доступа: <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1163814>
80. Попов Ю.В. Лекционный курс «Общая геология». – Режим доступа: <http://popovgeo.professorjournal.ru>
81. Справочник по геологии Geolib.net. – Режим доступа: <http://www.geolib.net>
82. Данилович А. Строение Земли. – Режим доступа: <http://www.electrosad.ru/Proekt/Earth1.htm>
83. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – Режим доступа: <http://www.booksshare.net/index.php>
84. Энциклопедия «Кругосвет». – Режим доступа: <http://www.krugosvet.ru>
85. G-to-G. – Режим доступа: <http://www.g-to-g.com/>

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. ГЕОЛОГИЯ КАК НАУКА	5
1.1. Краткий очерк истории геологии	6
1.2. Разделы геологии	12
1.3. Вклад отечественных ученых в развитие геологии.....	14
Глава 2. ЗЕМЛЯ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ.....	23
2.1. Происхождение Вселенной. «Большой взрыв»	24
2.2. Солнце. Гипотезы образования Солнечной системы. Планеты Солнечной системы, гипотезы их происхождения.....	25
2.3. Характеристика планеты Земля	34
2.4. Геологические методы познания верхней части земной коры.....	57
Глава 3. ЗЕМНАЯ КОРА, ЕЕ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ.....	62
3.1. Понятие о минералах. Принципы классификации минералов	62
3.2. Взаимосвязь кристаллической структуры, химического состава и физических свойств минералов. Диагностические признаки минералов.....	64
3.3. Понятие о породообразующих минералах. Характеристика минералов по классам	72
3.4. Горные породы и их генетическая классификация	95
3.4.1. Понятие о строении горных пород.....	95
3.4.2. Магматические горные породы	97
3.4.3. Осадочные горные породы	101
3.5. Типы земной коры.....	106
Глава 4. ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ.....	110
4.1. Относительная геохронология.....	112
4.3. Абсолютная геохронология	115
4.3. Метод актуализма. Понятие о сравнительно-историческом методе в геологии.....	117
Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА.....	121
5.1. Эндогенные процессы.....	121
5.2. Экзогенные процессы	124
5.3. Рельеф земной поверхности как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов	124
Глава 6. ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ	128
6.1. Тектонические движения земной коры	128
6.1.1. Понятие о деформации горных пород	130
6.1.2. Понятие о дислокациях горных пород. Пликативные и дизъюнктивные дислокации	132

6.1.3. Понятие о напряженном состоянии земной коры	138
6.2. Магматизм.....	141
6.2.1. Магма.....	142
6.2.2. Эффузивный магматизм (вулканизм)	147
6.2.3. Интрузивный магматизм	159
6.3. Метаморфизм.....	164
6.3.1. Метаморфические горные породы	172
6.4. Землетрясения (сейсмичность)	175
Глава 7. ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ	187
7.1. Выветривание. Коры выветривания.....	187
7.2. Геологическая деятельность ветра	195
7.2.1. Эоловые формы рельефа	201
7.2.2. Типы пустынь	206
7.3. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод	207
7.3.1. Плоскостной безрусловый склоновый сток	208
7.3.2. Деятельность временных русловых потоков	209
7.3.3. Геологическая деятельность рек	212
7.4. Геологическая деятельность подземных вод	226
7.5. Карст и суффозия	232
7.6. Геологическая деятельность ледников	239
7.7. Криолитозона.....	251
7.8. Склоновые процессы	260
7.9. Геологическая деятельность озер и болот	265
7.10. Геологическая деятельность океанов и морей.....	272
7.10.1. Разрушительная деятельность моря.....	278
7.10.2. Осадконакопление в океанах и морях	280
7.11. Понятие о литогенезе, нефтематеринских породах, породах-коллекторах и породах-флюидоупорах (покрышках).....	285
Глава 8. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	
ТЕКТОНОСФЕРЫ	289
8.1. Океаны и континенты (материки)	290
8.2. Понятие о тектонике литосферных плит	293
8.3. Складчатые пояса. Понятие о цикле тектоническом.....	301
8.4. Континентальные платформы. Понятие об эпиплатформенном орогенезе	304
8.5. Основные закономерности эволюции Земли и земной коры. Геотектонические гипотезы	308
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	314
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	320

Научное издание

Бойко Сергей Васильевич
Прокатень Елена Вячеславовна

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Редактор Т.М. Пыжик
Корректоры Р.Е. Любивый, В.Р. Наумова
Компьютерная верстка И.В. Гревцовой

Подписано в печать 12.03.2014. Печать плоская
Формат 60×84/16. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 20,5
Тираж 500 экз. Заказ № 2831

Издательский центр
Библиотечно-издательского комплекса
Сибирского федерального университета
660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 79
Тел./факс (391) 206-21-49, e-mail: rio@lan.krasu.ru

Отпечатано Полиграфическим центром
Библиотечно-издательского комплекса
Сибирского федерального университета
660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 82а
Тел./факс (391) 206-26-49, тел. (391) 206-26-67
E-mail: print_sfu@mail.ru; <http://lib.sfu-kras.ru>