

Высшее профессиональное образование

Учебник

Н. В. Короновский
Н. А. Ясаманов

ГЕОЛОГИЯ

7-е издание



БАКАЛАВРИАТ

ЕСТЕСТВЕННЫЕ НАУКИ


ACADEMIA

Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Н. А. ЯСАМАНОВ

ГЕОЛОГИЯ

Рекомендовано

Учебно-методическим объединением по классическому университетскому образованию в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по экологическим направлениям и специальностям

7-е издание, переработанное



ACADEMIA

Москва

Издательский центр «Академия»

2011

БИБЛИОТЕКА МГ
Отдел научно-
технической литературы

УДК 55(075.8)
ББК 26.3я73
К 68

Рецензенты:

кафедра общей геологии и геологического картирования Московской геолого-разведочной академии (зав. кафедрой проф. А. К. Соколовский); д-р геол.-минералог. наук, проф. А. М. Никишин (МГУ им. М. В. Ломоносова)

Короновский Н. В.

К 68 Геология : учебник для студ. высш. учеб. заведений / Н. В. Короновский, Н. А. Ясаманов. — 7-е изд., перераб. — М. : Издательский центр «Академия», 2011. — 448 с.

ISBN 978-5-7695-7793-2

Учебник создан в соответствии с Федеральным государственным образовательным стандартом по направлению бакалавриата «Экология и природопользование».

В книге рассмотрены форма, строение и физические свойства Земли, а также основные геологические, географические, геофизические и геохимические сведения о строении и составе земного шара и земной коры. Освещены экзогенные и эндогенные процессы, их взаимодействие и взаимообусловленность, рассмотрены их роль и значение в формировании и развитии земной коры и рельефа Земли. Изложены природа тектонических движений и деформаций, причины сейсмической активности, покровных оледенений и других геологических явлений в свете новой глобальной концепции — тектоники литосферных плит.

Учебник написан с учетом новейших данных, полученных в результате геолого-геофизических, космических и океанологических исследований.

Для студентов высших учебных заведений.

УДК 55(075.8)
ББК 26.3я73

Оригинал-макет данного издания является собственностью Издательского центра «Академия», и его воспроизведение любым способом без согласия правообладателя запрещается

© Короновский Н. В., Ясаманов Н. А., 2007
© Образовательно-издательский центр «Академия», 2007
© Оформление. Издательский центр «Академия», 2007

ISBN 978-5-7695-7793-2

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современные представления о Земле, ее возникновении, внутреннем строении, эволюции и разнообразных процессах в геологическом прошлом и настоящем — вот те основные вопросы, которые рассматриваются в учебнике «Геология», предназначенном для студентов бакалавров различных специальностей университетов. Науки о Земле стремительно развиваются и буквально ежегодно геологи получают новые сведения как о внутреннем строении нашей планеты, так и о различных геологических процессах, происходящих в ее внешних оболочках. В последнее время получены данные, говорящие о все большем влиянии на эти процессы и внеземных факторов, в частности приливных сил Луны и Солнца.

Предлагаемый учебник написан в соответствии с программой, предусмотренной Государственным стандартом, и состоит из трех основных частей.

В первой части последовательно рассматриваются вопросы образования Вселенной, Солнечной системы, планеты Земля, ее основные характеристики, химический состав оболочек, особенно земной коры. Также кратко излагаются представления о периодизации истории Земли и геологическом летоисчислении.

Вторая часть учебника посвящена процессам внешней динамики как на суше, так и в океанах, причем в каждой главе рассматривается экологическое значение данного процесса. Это касается выветривания, деятельности ветра, поверхностных и подземных вод, озер и болот, криолитозоны и ледников, а также процессов в Мировом океане.

В третьей части рассматриваются вопросы внутренней динамики — образование складчатых и разрывных структур, движения земной коры, землетрясения, магматизм, метаморфизм, основные структурные элементы земной коры и природные ресурсы Земли.

Таким образом, учебник освещает все основные проблемы, входящие в понятие «общая геология». В конце каждой главы приведены краткие резюме, контрольные вопросы и список рекомендуемой литературы, по которой читатель может дополнить и расширить полученные при чтении главы знания.

Авторы благодарны рецензентам рукописи учебника профессору А. М. Никишину, заведующему кафедрой региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова и профессору Российского государственного геологоразведочного университета В. А. Соколовскому.

Все замечания можно направлять по адресу: 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, Н. В. Короновскому.

Часть I

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Глава 1

ГЕОЛОГИЯ — ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ НАУКА О ЗЕМЛЕ

Термин «геология» произошел от слияния двух греческих слов: «гео» — земля и «логос» — знание, наука. Следовательно, геология — наука о Земле. Но хорошо известно, что нашу планету изучает ряд других наук, в частности география, геофизика, геохимия. У всех этих наук один и тот же объект исследования — Земля, но подходы к ее рассмотрению и предметы разные. География изучает устройство земной поверхности, ее ландшафты, атмосферу и гидросферу и их взаимодействие, а также их взаимоотношение с населяющим Землю органическим миром. Геофизика занимается исследованием внутреннего строения Земли, физического состояния недр, гравитационного, магнитного, теплового и электрического полей Земли. Геохимия изучает химическое строение Земли и ее отдельных оболочек, поведение и миграцию химических элементов, их изотопов и соединений.

Понятие о геологии обычно складывается на основе школьных курсов по естествознанию, а также научно-популярной литературы и художественных произведений. Геологи познают земные недра и совершают открытия не только во время далеких и трудных путешествий, т. е. во время экспедиционных работ, но и в камеральных условиях во время работы в городских лабораториях, когда они тщательно прорабатывают экспедиционные материалы. Геологическое строение и поведение геологических процессов всесторонне изучают и далеко от населенных пунктов, и в самих городах. Ведь от геологических процессов зависят устойчивость зданий, сохранность дорожного покрытия и даже безопасность человека.

Традиционно в нашем представлении со специальностью геолога тесно связаны такие предметы, как топографические и геологические карты, геологический молоток и горный компас. Без них геологам не обойтись, но кроме этих предметов в своих исследованиях они используют более совершенную технику. Это не только авиация и космические аппараты, но и глубоководные обитаемые аппараты, которые опускаются на океанское дно, многочисленные научно-исследовательские корабли, оснащенные самой совершенной навигационной, радиотелевизионной и компьютерной техникой, морские глубоководные и сверхглубокие буровые установки и глу-

бинные тралы. Вся эта техника дает возможность поднять на поверхность горные породы, находящиеся на дне океанов, а также образцы пород из земной коры с 10 — 12-километровой глубины.

1.1. Геология, ее предмет и задачи

В геологии существует более ста различных специальностей и специализаций. Одни из них тесно связаны с химией (геохимическое направление), другие — с физикой (геофизическое направление), третьи — с биологией (палеонтологическое и палеобиологическое направления), четвертые — с математикой и кибернетикой (компьютерное моделирование геологических процессов), пятые — с астрономией и астрофизикой (космическая геология) и т. д.

В недрах Земли находятся залежи полезных ископаемых, вопросами поиска и разведки которых занимается геология. На земной поверхности протекают разнообразные геологические процессы, люди возводят здания и различные инженерные сооружения, строят транспортные магистрали. Задачей геологов является обеспечение их устойчивости и безопасного функционирования. Правильное решение этих двух основных практических задач невозможно без глубокого знания общих закономерностей строения и развития отдельных геосфер. Раскрытие данных закономерностей и познание лежащих в их основе причин невозможны без изучения всей Земли, так как наша планета представляет собой единую природную среду и развивается так же, как и все планеты Солнечной системы.

Знание происхождения и эволюции Земли, условий образования и развития земной коры, ее строения и состава во взаимодействии с внешними оболочками — водной (гидросферой) и воздушной (атмосферой), а также с внутренними оболочками — земным ядром и мантией — составляет необходимое звено мировоззрения. Оно позволяет понять, как осуществляется постепенный переход от неживого неорганического мира к органическому, как эволюционируют живые существа и вместе с ними изменяются геологические процессы.

Велико и познавательное значение геологии как науки о Земле, ее строении, происхождении и развитии. Она затрагивает проблемы происхождения и эволюции жизни и природных условий. Геология всегда стояла в центре ожесточенной борьбы научных воззрений и научных школ против религиозных предрассудков.

Практическое значение геологии огромно и разнообразно. Весь арсенал современной науки и техники основан на использовании продуктов земных недр — нефти, угля, различных металлов, строительных материалов, подземных вод и др. Воды минеральных источников используют в лечебных и бальнеологических целях. Для поисков, разведки и извлечения разнообразного минерального сы-

рья из земных недр требуется прежде всего разработка методов обнаружения залежей (месторождений) полезных ископаемых, которые необходимы для промышленности, сельского хозяйства (минеральные удобрения) и строительства.

Среди полезных ископаемых различают *рудные*, или *металлические*, из которых добывают различные металлы, и *нерудные*, или *неметаллические*. Из последних добывают удобрения, каменную соль, серу, строительные материалы, драгоценные (алмаз, рубин, сапфир, изумруд), полудрагоценные (аметист, циркон, топаз, цитрин, нефрит, малахит и др.) и поделочные (яшма, кварциты и др.) камни, а также горючие полезные ископаемые (нефть, каменный и бурый уголь, горючие сланцы, газ). Подземные воды (пресные и минеральные) также являются полезными ископаемыми. Поисками залежей подземных вод и практическим их использованием занимается специальная отрасль геологии — *гидрогеология*. В особые научные дисциплины выделились *геология рудных* и *геология нерудных месторождений*, *геология горючих полезных ископаемых*. Без знания геологического строения территории не обходится ни одно строительство промышленных и гражданских зданий, транспортных магистралей, трубопроводов и средств связи. Эта особая отрасль геологии именуется *инженерной геологией*. Работами, проводимыми в районах развития многолетней мерзлоты, занимается такая наука, как *мерзлотоведение*.

Все перечисленные специальные научные дисциплины образуют самостоятельный раздел геологии, который называется *практической*, или *прикладной*, *геологией*.

К этому разделу примыкает дисциплина, важнейшей задачей которой является заблаговременное предупреждение и предотвращение грозных геологических явлений — землетрясений, извержений вулканов, селей, наводнений, оползней, смерчей, тайфунов и др. Эта дисциплина пока еще не имеет собственного названия.

В последние десятилетия XX столетия в связи с выходом человека в космическое пространство резко возрос интерес к геологическому строению других космических тел Солнечной системы и процессам, действующим на них. Возникла *космическая геология*, или *планетология*.

Наряду с сугубо практическими задачами геология занимается теоретическими проблемами. В геологии с давних пор существует раздел, изучающий вещество, слагающее земную кору и глубокие недра. Он включает *минералогию* — науку о минералах, т. е. твердых природных химических соединениях, и *петрологию* (от греч. «петрос» — скала, камень) — науку, изучающую ассоциации минералов, составляющих горные породы. Ввиду того что минералы обычно обладают кристаллической формой, минералогия тесно связана с *кристаллографией*, а так как форма кристаллов связана с химическим составом, то и с *кристаллохимией*. Существующий класс гор-

ных пород осадочного происхождения является предметом особого научного направления — *литологии* («литос» — камень). Минералогия, петрология, литология и кристаллохимия тесно связаны с *геохимией* — наукой о химическом составе вещества Земли.

Следующий крупный раздел теоретической геологии составляет *динамическая геология*. Она изучает геологические процессы, действующие как на земной поверхности, так и в глубоких недрах, которые ведут к разрушению одних горных пород и созданию новых. Эти геологические процессы видоизменяют лик Земли, с их действием связаны рельеф земной поверхности, рождение и исчезновение океанских бассейнов, создание платформ, плит и целых континентов, перемещение материков. Геологические процессы разделяются на две большие группы. Это *эндогенные*, т. е. рожденные внутренними причинами, и *экзогенные*, или рожденные внешними причинами. Первые протекают в результате действия силы тяжести, внутренней энергии и внутренней теплоты Земли, сочетающейся с гравитационной энергией. Экзогенные процессы протекают в результате действия солнечной энергии в сочетании с гравитационной. Эндогенные и экзогенные процессы, действуя в геологической среде, тесно переплетаются друг с другом. Например, горы создаются под действием внутренних, глубинных сил, вызывающих поднятие земной поверхности, а детали рельефа, в том числе и долины, формируются под воздействием ледников, рек и других текучих вод, т. е. под воздействием экзогенных процессов.

В состав динамической геологии самостоятельным разделом входит *геотектоника*, изучающая строение земной коры и ее изменения, а также *геоморфология* — наука о рельефе земной поверхности Земли, ее происхождении и развитии. Геоморфология — научная дисциплина, находящаяся на стыке таких наук, как география и геология, поскольку характеристика рельефа и его развитие входят в задачу географии, а выяснение его происхождения — геологии. Комплекс наук, составляющих динамическую геологию, состоит также из *вулканологии* и *сейсмогеологии*. Вулканология изучает процессы вулканических извержений, строение, развитие и причины образования вулканов, их географическое распространение и состав продуктов извержений. Сейсмогеология — наука о геологических условиях возникновения и проявления землетрясений.

Динамическая геология тесно переплетается с физической географией, поскольку они обе изучают результаты взаимодействия земной поверхности с атмосферой и гидросферой. Это не только в области геоморфологии, но и при изучении вод суши (*гидрология*), ледников (*гляциология*), озер (*лимнология*), древнего климата Земли (*палеоклиматология*).

Третьим крупным разделом геологии является *историческая геология*. Она рассматривает историю земной коры, планеты и ее органического мира в целом, смену на ее поверхности физико-геогра-

фических условий, климатов, фаунистических и растительных ассоциаций. Все эти проблемы раскрывает *палеогеография*, а тектонические условия — *палеотектоника*.

Рассмотрением последовательности образовавшихся горных пород, расчленением осадочных толщ и их корреляцией занимается *стратиграфия*. Относительный возраст осадочных горных пород определяется при изучении захороненных в них остатков древних, вымерших организмов, так как каждая геологическая эпоха характеризуется только ей свойственной ассоциацией фауны и флоры. Следовательно, биологическая наука — *палеонтология*, изучающая состав и строение древних организмов, оказывает неоценимую службу стратиграфии, палеогеографии и исторической геологии.

В связи с тем что в жизни человеческого общества большую роль играют экологические условия, геология не могла остаться в стороне от изучения этого важнейшего направления современной науки. Экологическая обстановка меняется не только в результате действия геологических процессов — эндогенных и экзогенных, но и в результате производимых геолого-поисковых, инженерно-геологических и добычных работ. Все эти экологические проблемы и вопросы изучает *экологическая геология*.

Четвертый раздел теоретической геологии — *региональная геология*. В ее задачу входит описание геологического строения — возрастной последовательности горных пород, их вещественного состава, слагаемых ими геологических структур, а также истории геологического развития отдельных участков (регионов) земной коры. Размеры регионов могут быть от небольших до очень крупных, от районов и областей до целых континентов и даже всей Земли. Геологическое строение регионов изображается на специальных картах, которые называются *геологическими*. Они имеют различный масштаб, в зависимости от размеров охватываемых регионов и степени их детальности. На геологических картах отражено распространение на земной поверхности слоев и массивов горных пород разного состава, типа и возраста. На основе геологических карт составляют тектонические, структурные, литологические, петрологические и другие типы карт. Все они служат основой для поиска и разведки полезных ископаемых, для изыскательских работ при строительстве дорог и зданий.

Настоящий учебник в основном посвящен рассмотрению геологических процессов, т. е. динамической геологии. Однако в его вводной части даны краткие сведения о планетологии, глубинном строении Земли, а также в сжатой форме последовательно рассмотрено геологическое развитие Земли с момента ее происхождения и до наших дней.

Объектами геологических исследований являются:

- природные тела, слагающие верхние горизонты твердой оболочки Земли, т. е. минералы, руды и горные породы;

• различные геологические процессы, в результате которых появляются, развиваются и исчезают природные тела, а также формируется рельеф земной поверхности;

• взаимное расположение природных тел в земной коре, которые определяют геологическое строение и геологическую структуру, время их возникновения и историю развития;

• причины и закономерности возникновения и развития геологических процессов, а также закономерности развития Земли.

Специфической особенностью геологических объектов и процессов являются их исключительно большие масштабы и длительность воздействия. Геологические процессы могут охватывать целые континенты, а их действие может растянуться на многие десятки и даже сотни миллионов лет. Вследствие этого судить о процессах, проявившихся в образовании различных горных пород, руд и минералов, геологических напластований, геологических структур, можно лишь по их конечным результатам, которые тщательно изучаются. Понять действие геологических процессов возможно только путем восстановления их природы и истории развития.

Геология обладает собственными методами исследования. Основной традиционный метод геологических исследований заключается в изучении естественных выходов горных пород (обнажений) на поверхность. Изучение начинается с описания состава горных пород, типа, характера напластований, условий залегания (горизонтальное, наклонное, складчатое, косое и т. д.), взаимоотношения слоев. Для более точного определения состава и типа минералов и пород, особенностей полезных ископаемых, степени и характера их деформации берут соответствующие образцы (пробы), которые затем тщательно проверяют в лабораторных условиях. В этом случае изучают минералогический и химический состав образцов различными физико-химическими методами. В толщах осадочных пород ведут поиски и отбор органических остатков, по которым определяют их относительный возраст. В тех местах, где обнажения горных пород отсутствуют (обычно они приурочены к долинам рек, оврагам, берегам озер и морей, горным хребтам и вершинам), коренные породы вскрывают канавами, шурфами. Для изучения широко используют карьеры, в которых добывают различные полезные ископаемые (уголь, железная и медная руда, строительные материалы). Для исследования горных пород на большой глубине пробуривают скважины, используют шахты, а также горизонтальные тоннели — штольни.

Совокупность методов и приемов, которыми пользуются геологи при полевых наблюдениях, сосредоточена в определенном разделе геологии, который носит название *полевой геологии*. В современную эпоху традиционные методы для *геологического картирования* уже не удовлетворяют геологов. Дополнением к ним служит изучение геологического строения местности по *аэрофотоснимкам* и

космическим снимкам. Космические снимки с использованием радарной техники позволяют выявить и описать коренные породы, скрытые густым растительным покровом (тропические леса Амазонии) или мощными песчаными наносами (пустыня Сахара).

В сферу исследований геологов все шире внедряются различные тонкие физические методы (лазерная техника и электронная микроскопия), дистанционные, геохимические и геофизические методы. Их роль и значение со временем возрастают, так как число месторождений, находящихся на поверхности и даже в любых труднодоступных районах, становится все меньше. Приходится глубже проникать в земные недра. Возникает задача глубинного объемного геологического картирования, которое играет большую роль в прогнозе полезных ископаемых на больших глубинах. Специальные геофизические методы помогают искать месторождения, находящиеся на глубине. При этом исходят из физических свойств руд (магнитные свойства, электрическая проводимость, гравитация, скорость прохождения упругих волн). На этих свойствах основаны *магниторазведка, сейсморазведка, электроразведка, гравиметрия.*

Долгое время геология была сугубо континентальной наукой. Исследования охватывали только материки и узкую прибрежную полосу. В течение последних десятилетий геологические исследования распространились на Мировой океан. Стали проводиться наблюдения на больших глубинах, и это было вызвано тем обстоятельством, что под дном морей и океанов были найдены различные полезные ископаемые. Это не только нефть и газ, но и фосфориты, железомарганцевые руды и др. В настоящее время со дна морей и океанов получают около 40 % всей добываемой нефти и газа. Морские геологические исследования проводятся с бортов крупных научно-исследовательских судов, а добыча нефти и газа осуществляется со специально оборудованных морских платформ. Морские геологические исследования включают изучение рельефа морского дна, его фотографирование, взятие проб скальных пород и обломков горных пород, лежащих на поверхности дна, а также рыхлых проб. В последние годы изучение морского дна и взятие образцов с помощью специальных манипуляторов стали проводить с подводных обитаемых аппаратов, которые опускаются на значительные глубины. Некоторые из них способны автономно передвигаться на большие расстояния. Российские подводные обитаемые аппараты типа «Пайсис» опускаются на глубины до 2000 м. Морские геологи и акванавты с их помощью обследовали дно Красного моря, некоторые поднятия в Атлантическом океане, а также дно озера Байкал. Российские глубоководные обитаемые аппараты «Мир-1» и «Мир-2» опускаются на глубины до 6000 м.

Строение толщ пород океанского дна в последние годы изучается специальными сейсмическими методами, а тепловое, магнитные

и гравитационные поля — специальными приборами. Долгое время в открытом океане с борта корабля «Гломар Челленджер» проводилось бурение скважин, причем глубина взятия образцов керна составляла до 1000 м от дна. Всего было пробурено более 650 скважин. Сегодня в открытом океане работает новое американское буровое судно «Джойдес Резолюшн», оборудованное сложной навигационной техникой и современной лабораторной базой. Многочисленные скважины с морских платформ и судов пробурены на мелководье в поисках нефти и газа.

В последние годы на вооружение геологических лабораторий поступили сложные и совершенные приборы. К ним относятся масс-спектрометры, с помощью которых определяют изотопный состав минералов, горных пород и руд, сканирующие электронные микроскопы, микроанализаторы-микронзонды, применяемые для определения редких и рассеянных химических элементов. Практически все получаемые результаты химических анализов и геологических наблюдений обрабатывают и анализируют, используя компьютерные технологии.

Геологическая наука, как и любая наука естественного профиля, собирает факты, обобщает их различными методами и способами, которые помогают выявить закономерности, а также выдвигает гипотезы и теории, которыми объясняются геологические явления. Геологическая наука к обобщению фактов подходит синергетически, т. е. все геологические и любые природные явления и предметы рассматриваются всесторонне, в их естественной взаимосвязи и взаимозависимости, идет поиск противоречий и закономерностей, с помощью которых раскрывается движущая сила развития, вскрывается переход количественных взаимоотношений в качественные, объясняются природа и ход эволюционных развитий.

Одним из важнейших методов геологических обобщений является *метод актуализма*. Наиболее точную и краткую его формулировку дал крупнейший английский геолог XIX в. Ч. Лайель: «Настоящее есть ключ к познанию прошлого для правильного прогноза будущего». В действительности ни один человек не может наблюдать, как протекает тот или иной геологический процесс. Скорость геологических процессов очень медленна, и они не только длятся столетия и тысячелетия, но и часто продолжают десятки и сотни миллионов лет. Геологи собранные данные располагают в стройной исторической последовательности и, используя метод актуализма, создают теорию действия и взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, разрабатывают теорию эволюции природных условий и органического мира Земли, теорию эволюции земной коры, теорию происхождения полезных ископаемых и т. д.

В настоящее время геологи, используя метод актуализма, хорошо знают, что геологические условия прошлого не полностью тождественны с современными. В геологическом прошлом климат су-

щественно отличался от современного, совершенно иными были соотношения Мирового океана и континентов, орография, водный баланс, высота и география горных хребтов и массивов, другими были состав атмосферы и ее мощность. Таким образом, чем дальше отстоит та или иная геологическая эпоха, тем больше природные и геологические условия отличаются от современных. На ранних стадиях развития Земли совершенно иной была толщина земной коры, сильно отличалась температура земной поверхности, в атмосфере не было кислорода, органическая жизнь была крайне примитивной и биосфера не оказывала столь сильного воздействия на земную поверхность, как в настоящее время. Для того чтобы дать исчерпывающую характеристику геологических условий для создания геологической модели прошлого, очень важное значение имеют данные о строении поверхности и недр других планет земной группы Солнечной системы, которые в настоящее время находятся на тех же стадиях, которые пережила Земля ранее. Этот метод анализа получил название *сравнительной планетологии*.

Широко применяя метод актуализма, естественно с определенными ограничениями и оговорками, геологическая наука воссоздает природные условия геологического прошлого и определяет их эволюционное развитие, раскрывает строение и состав земной коры на любом этапе геологического прошлого. Надо помнить, что геология — наука историческая и геологи широко используют метод сравнительно-исторического анализа.

Важное место в теоретической и практической геологии в настоящее время занимают *экспериментальные исследования* или *физическое моделирование*. Они успешно применяются в минералогии, когда осуществляется синтез минералов, например получение искусственных алмазов, рубинов, сапфиров, топаза, кварца и т. д., в петрологии — плавление и синтез горных пород, в том числе и пород, залегающих на больших глубинах, в геотектонике — воспроизведение деформаций горных пород, поглощение и преобразование горных пород, слагающих литосферные плиты. Особенно большое распространение имеет *математическое*, или компьютерное, *моделирование*.

1.2. Геология и человек

Какую роль играет геология в жизни человеческого общества? Какими проблемами она занимается? С момента возникновения цивилизаций геология, хотя она в то время так не называлась, играла важнейшую роль. Для того чтобы изготовить первые каменные орудия и оружие, необходимо было найти соответствующие горные породы, например кремень. Затем наступило время поиска драгоценных камней и самородных металлов, а позже и время поиска руд — сырья для получения металлов. И с тех далеких времен главной задачей геологии является обнаружение залежей (месторождений) по-

лезных ископаемых. Другой задачей является решение проблем, имеющих огромное мировоззренческое значение.

По сути дела, пласты горных пород представляют собой огромную каменную книгу, повествующую об истории нашей планеты. В каждом слое или группе слоев особыми условными знаками, часто непонятными многим, написана история. Геолог, разгадывающий запись, сделанную самой природой, прочитывает страницы этой удивительной каменной летописи и восстанавливает картины прошлого. А какую роль играет все это в жизни современного человека? Геологические исследования проводятся не только с познавательной целью, но и для предсказания будущего. Геология сегодня — это фундаментальная наука. Знание геологии дает возможность выявить закономерности развития нашей планеты, обнаружить и разработать месторождения полезных ископаемых как на континентах, так и на дне океана.

Все на Земле подвержено воздействию экзогенных и эндогенных процессов. Скорости этих процессов различны. С очень медленной скоростью меняется облик горных хребтов, вулканов, ущелий и долин рек, очертаний морей, заметный только при жизни нескольких поколений. Однако некоторые геологические процессы настолько быстротечны, что нередко оборачиваются большой бедой для человечества и приводят к крупнейшим катастрофам. В разных районах Земли ежегодно происходят землетрясения и наводнения, проносятся смерчи и тайфуны, извергаются вулканы, наблюдаются другие грозные стихийные явления. Они разрушают здания и транспортные магистрали, вызывают гибель людей и животных, уничтожают посевы и леса.

Огромное значение в жизнеобеспечении общества имеют минеральные ресурсы. За всю историю человечество разработало множество способов добычи, переработки и использования полезных ископаемых. Металлы, топливо, удобрения, строительные материалы, сырье для химической промышленности и освоения космического пространства — все это дают нам недра Земли. Но для того чтобы их обнаружить и поставить на службу человечества, необходимы глубокие знания по геологии и проведение специальных изыскательских и научно-исследовательских работ. Полезные ископаемые добывают в шахтах, карьерах и с помощью буровых скважин. Благодаря применению высокопроизводительных механизмов и аппаратов из земных недр извлекают в достаточных количествах ценные компоненты, образование которых происходило в течение десятков миллионов лет. Длительная и интенсивная добыча отдельных видов минерального сырья привела к истощению многих месторождений. Однако добычу полезных ископаемых надо не прекращать или уменьшать, а, наоборот, расширять и совершенствовать, так как цивилизация в ее современном виде не может пойти на сокращение промышленной и сельскохозяйствен-

ной продукции. Поэтому перед человечеством встают, по крайней мере, две важнейшие проблемы, связанные с рациональным отношением к минеральному сырью и соблюдением экологической безопасности: 1) разработать эффективные и экологически чистые способы извлечения ценных компонентов из земных недр таким образом, чтобы экологические нарушения оказались наименьшими; 2) начать использование обедненных руд и облагораживание экологической обстановки.

Примером актуальной проблемы взаимоотношения человека с природой служит охрана окружающей среды от вредных последствий геолого-разведочных работ и горнодобывающей промышленности. При этом с помощью природоохранных мер необходимо не только приуменьшить, но и искоренить их вредные последствия и предупредить возможность проявления этих последствий в будущем.

Геология — это наука о Земле. Она изучает происхождение и развитие Земли и ее внутренних оболочек (геосфер), взаимоотношение внешних и внутренних геосфер, роль и результаты воздействия на земную поверхность геологических процессов, устанавливает закономерности эволюции Земли и занимается вопросами поиска и разведки месторождений полезных ископаемых. Геология разделяется на теоретическую и практическую. Она состоит из следующих научных разделов: теоретическая и прикладная, или практическая, геология, куда входят дисциплины, изучающие вещество Земли, динамическая геология. К теоретической относится историческая и региональная геология. Объектами геологических исследований являются земная кора, геологические процессы и тела, принципы формирования и локализации полезных ископаемых, закономерности геологического развития Земли.

Контрольные вопросы

1. В чем заключается основная задача геологии?
2. Какие объекты и предметы изучает геология?
3. Каково соотношение геологии с другими фундаментальными науками?
4. Какие научные разделы существуют в геологии?
5. Какие дисциплины составляют теоретическую геологию?
6. Какие дисциплины входят в практическую геологию?
7. В чем состоит главная задача практической и теоретической геологии?
8. Какие существуют геологические процессы?
9. В чем заключается основная задача и какова роль геологических карт?
10. В чем состоит мировоззренческое значение геологии?
11. В чем заключается принцип метода актуализма и сравнительно-исторического метода?
12. Каково значение геологии в жизни современного общества?
13. В чем заключается экологическая роль геологии?

Литература

- Аллисон А., Палмер Д. Геология. М., 1984.
Жуков М. М., Славин В. И., Дунаева Н. Н. Основы геологии. М., 1970.
Земля. Введение в общую геологию / Дж. Ферлуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. М., 1974.
Короновский Н. В., Якушова А. Ф. Основы геологии. М., 1991.
Якушова А. Ф., Хаин В. Е., Славин В. И. Общая геология. М., 1988.

Глава 2

ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ

Наша Земля — одна из девяти планет Солнечной системы, а Солнце представляет собой самую рядовую звезду типа желтого карлика, находящуюся в Галактике Млечного Пути, одной из сотен тысяч галактик в наблюдаемой части Вселенной. Несмотря на то что непосредственным объектом изучения геологии является планета Земля, необходимы знания и о других планетах, звездах, галактиках, так как все они находятся в определенном взаимодействии, начиная с момента их появления во Вселенной. Наша планета является частицей огромного космического пространства, и будет уместным отметить, каким образом, по современным представлениям, возникла и эволюционировала Вселенная, а вместе с ней и Солнечная система.

2.1. Образование Вселенной

Вселенная, которую мы сейчас наблюдаем, содержит лишь $1/9$ того вещества, из которого, согласно расчетам, должна быть образована масса Вселенной. Следовательно, от нас скрыто $8/9$ массы ее вещества. В наблюдаемой форме Вселенная возникла около 14 млрд лет назад. До этого времени все ее вещество находилось в условиях бесконечно больших температур и плотностей, которые современная физика не может описать. Такое состояние вещества называется сингулярным. Теория расширяющейся Вселенной, или Большого Взрыва (от англ. *big band*), впервые была создана в России в 1922 г. А. А. Фридманом, но эта выдающаяся теория при его жизни по достоинству оценена не была. С какого-то момента, отстоящего от нас на 20 млрд лет, вещество, находящееся в сингулярном состоянии, подверглось внезапному расширению, которое в самых общих чертах можно сравнить со взрывом, хотя и весьма своеобразным. Вечно возникающий вопрос «А что же было до Большого Взрыва?», по мнению известного английского физика С. Хогинга, носит метафизический характер, так как взрыв никак впоследствии не отразился на нынешнем состоянии Вселенной.

Современная теоретическая физика достоверно описывает процессы Большого Взрыва, но только после 0,01 с с момента его начала. Так, температура в 10^{32} К была достигнута через 10^{-43} с, 10^{10} К — через 1 с, 10^9 К — через 1 мин, 10^4 К — через 100 тыс. лет, а 10^3 К — через 1 млн лет. Расширяющееся вещество становилось менее плотным и менее горячим. Теорию не только первоначально очень плотной, но и очень горячей Вселенной в конце 40-х годов XX в. развивал знаменитый физик Георгий Гамов. Первичный нуклеосинтез стал возможен уже через несколько минут после начала Большого Взрыва, а через 1 млн лет началось формирование атомов. С момента начала Большого Взрыва вещество Вселенной непрерывно расширяется и все объекты в ней, в том числе галактики и звезды, равноудалены друг от друга, но сами галактики не увеличиваются. Это расширение «всех от всех» в настоящее время хорошо подтверждается рядом экспериментальных фактов.

1. **«Разбегание» галактик и их скоплений.** Доказательство этого явления связано с хорошо известным из физики эффектом Доплера, заключающимся в том, что спектральные линии поглощения в наблюдаемых спектрах удаляющегося от нас объекта всегда смещаются в красную сторону, а приближающегося — в голубую. Во всех случаях наблюдения спектральных линий поглощения от галактик и далеких звезд смещение происходит в красную сторону, причем чем дальше отстоит от нас объект наблюдения, тем смещение больше.

Все галактики и звезды удаляются от нас, а самые далекие из них движутся с большей скоростью. Это — закон астронома Хаббла, открытый им в 1929 г.: $v = HR$, где v — скорость удаления, км/с; R — расстояние до космического объекта, св. лет; H — коэффициент пропорциональности, или постоянная Хаббла, $H = 15 \cdot 10^{-6}$ км/(с · св. лет).

Например, скопление галактик в созвездии Девы (расстояние 78 млн св. лет) удаляется от нас со скоростью 1200 км/с, а галактики в созвездии Гидры (расстояние 3 млрд 960 млн св. лет) — со скоростью 61 000 км/с.

Следует подчеркнуть, что все галактики разбегаются друг от друга, а не от нас как центра наблюдения. Галактика Млечного Пути, в которой находится Солнечная система, — это самая рядовая галактика среди миллионов.

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



Излучение с такой низкой температурой представляет собой реликт равновесного электромагнитного излучения с очень высокой первоначальной температурой, существовавшего на самых ранних стадиях образования Вселенной, сразу же после начала Большого Взрыва. С тех пор эффективная температура от значений в несколько миллионов упала до 3 К.

3. Химический состав Вселенной составляет по массе $3/4$ водорода и $1/4$ гелия. Все остальные элементы не превышают в составе Вселенной даже 1 %. В такой пропорции 3:1 H_2 и He образовались в самые первые минуты Большого Взрыва, а также возникли и изотопы водорода — дейтерий и тритий, но в ничтожном количестве. Тяжелые элементы образовались во Вселенной гораздо позже, когда в результате термоядерных реакций «зажглись» звезды, а при взрывах сверхновых звезд они оказались выброшены в космическое пространство.

Что может ожидать Вселенную в будущем? Ответ на этот вопрос заключается в установлении средней плотности Вселенной и величины уже упоминавшейся выше постоянной Хаббла. Современное значение плотности равно 10^{-29} г/см³, что составляет 10^{-5} атомных единиц массы в 1 см³. Чтобы представить такую плотность, надо 1 г вещества распределить по кубу со стороной 40 000 км! Если средняя плотность будет равна или несколько ниже *критической плотности*, Вселенная будет только расширяться, а если средняя плотность будет выше критической, то расширение Вселенной со временем прекратится и она начнет сжиматься, возвращаясь к сингулярному состоянию.

Спустя примерно 1 млрд лет после начала Большого Взрыва в результате сжатия огромных газовых облаков или их протяженных газовых фрагментов стали формироваться звезды и галактики, скопления миллионов звезд. Образование звезд теоретически рассчитано вполне достоверно. Любая звезда возникает в результате коллапса космического облака газа и пыли. Когда сжатие в центре структуры приведет к очень высоким температурам, в центре «сгустка» начинаются ядерные реакции, т. е. происходит превращение H_2 в He с выделением огромной энергии, в результате излучения которой звезда начинает светиться.

Следует отметить, что обнаруженные в наши дни слабые вариации реликтового излучения в пространстве, равные 0,001 % средней величины, свидетельствуют о неравномерной плотности вещества во Вселенной. Вероятно, это первичное различие в плотности и послужило как бы «затравкой» для возникновения в будущем скоплений галактик. Там, где плотность была выше средней, силы гравитации были больше, следовательно, уплотнение происходило сильнее и быстрее относительно соседних участков, от которых вещество перемещалось в сторону более плотных сгущений. Так начиналось формирование галактик.

Всего 200 лет назад В. Гершель открыл межзвездные облака, а до этого все пространство между звездами считалось эталоном пустоты. В 1975 г. были обнаружены гигантские молекулярные облака (ГМО), масса которых в миллионы раз больше массы Солнца.

Галактика Млечного Пути (ГМП) — одна из 100 000 галактик в наблюдаемой части Вселенной — обладает формой уплощенного диска диаметром около 100 000 св. лет и толщиной в 20 000 св. лет. Дискообразная форма Галактики Млечного Пути видна из рис. 2.1. В разрезе в центре наблюдается утолщение (болдж), состоящее из старых звезд и ядра и скрытое облаками плотного газа. Не исключено, что в центре ГМП существует «черная дыра», как в ядрах других спиральных галактик. Интересно, что ГМП окружена темным облаком ненаблюдаемого вещества, масса которого в 10 раз и более превышает массу всех звезд и газа в ГМП. Молодые звезды в осевой части диска окружены огромной сферической областью — гало, в которой находятся старые звезды.

Солнце, представляющее собой небольшую звезду среднего возраста типа желтого карлика, располагается на расстоянии 30 тыс. св. лет от центра Галактики в пределах главного диска (см. рис. 2.1). То, что оно принадлежит ГМП, было установлено 65 лет назад шведским ученым Б. Линдбладом и голландским астрофизиком Я. Оортом.

С Земли как одной из девяти планет, вращающихся вокруг Солнца, мы видим звезды Млечного Пути в виде арки, пересекающей небосвод, так как смотрим на край ГМП из ее срединной области. В 1610 г. Галилей насчитал в Млечном Пути 6000 звезд. Ближайшая к нам, не считая Солнца, звезда Альфа Центавра располагается на расстоянии 4 св. года (известно, что $1 \text{ св. год} = 9,6 \cdot 10^{12} \text{ км}$ или

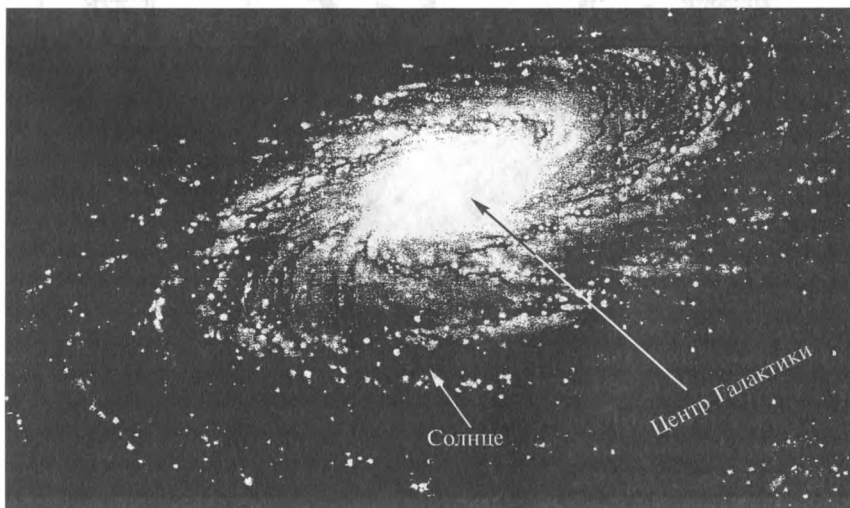


Рис. 2.1. Общий вид Галактики Млечного Пути

$6,3 \cdot 10^4$ а. е., а астрономическая единица равна среднему расстоянию от Земли до Солнца и составляет 150 млн км). Все звезды ГМП медленно вращаются вокруг галактического центра. Солнце с планетами совершает один оборот вокруг центра ГМП за 215 млн лет со скоростью 240 км/с.

Чтобы попытаться более наглядно представить шкалу времени в миллионы и миллиарды лет, в рамках которой мы оперируем космическими терминами, воспользуемся шкалой Мейерса (1986). По ней 15 млрд лет = 24 ч = 1 сут. Это время, прошедшее после начала Большого Взрыва (по современным представлениям, оно равно 20 млрд лет). По данной шкале:

• спустя 4 с после полночи произошло образование устойчивых атомов;

- в 4—5 ч утра возникли галактики и звезды;
- в 18 ч образовалась Солнечная система;
- в 20 ч появились первые формы жизни;
- в 22 ч 30 мин первые позвоночные вышли на сушу;
- 22 ч 30 мин — 23 ч 56 мин — время существования динозавров;
- за 10 с до полуночи возникли первые человекообразные;
- за 0,001 с до полуночи произошла «промышленная революция».

2.2. Солнечная система

В центре нашей Солнечной системы находится Солнце, в котором сосредоточено 99,866 % всей массы Солнечной системы. На все девять планет (рис. 2.2) и десятки их спутников приходится 0,134 % вещества Солнечной системы. В то же время 98 % момента количества движения, т.е. произведения массы на скорость и радиус вра-

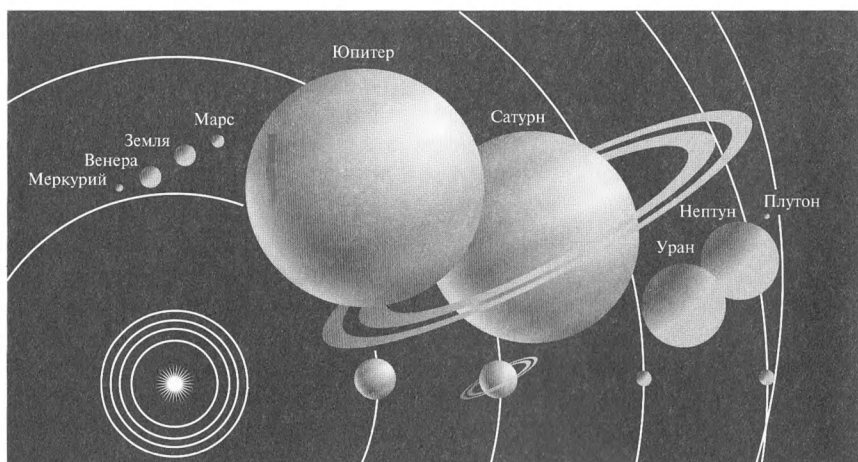


Рис. 2.2. Орбиты и сравнительные размеры планет Солнечной системы

щения, сосредоточено в планетах. В настоящее время известно более 60 спутников планет, около 100 000 астероидов или малых планет и около 10^{11} комет, а также огромное количество мелких обломков — метеоритов.

Солнце — центральное тело Солнечной системы. Это звезда спектрального класса G2V, довольно распространенного в ГМП. Солнце имеет диаметр $\approx 1,4$ млн км (1 391 980 км), массу, равную $1,98 \cdot 10^{33}$ кг, и плотность $1,4$ г/см³, хотя в центре она может достигать 160 г/см³.

В структуре Солнца (рис. 2.3) различают внутреннюю часть, или гелиевое ядро, с температурой, равной 15 млн К ($0^\circ\text{C} = 273$ К), далее располагается зона лучистого равновесия, или фотосфера, мощностью до 1 тыс. км и с температурой от 800 К на глубине 300 км и до 4000 К в верхних слоях. Самую внешнюю часть солнечного диска составляет хромосфера протяженностью 10 — 15 тыс. км с температурой $20\,000$ К. Гранулярная структура фотосферы обусловлена всплыванием более высокотемпературных потоков газа и погружением относительно более холодных. Говоря о хромосфере и фотосфере, следует отметить солнечную активность, оказывающую влияние на нашу планету. Возникающие локальные, очень сильные магнитные поля во внешних оболочках Солнца препятствуют ионизованной плазме (хорошему проводнику) перемещаться поперек линий магнитной индукции. В подобных участках и возникает темное пятно, так как процесс перемешивания плазмы замедляется. Солнечные

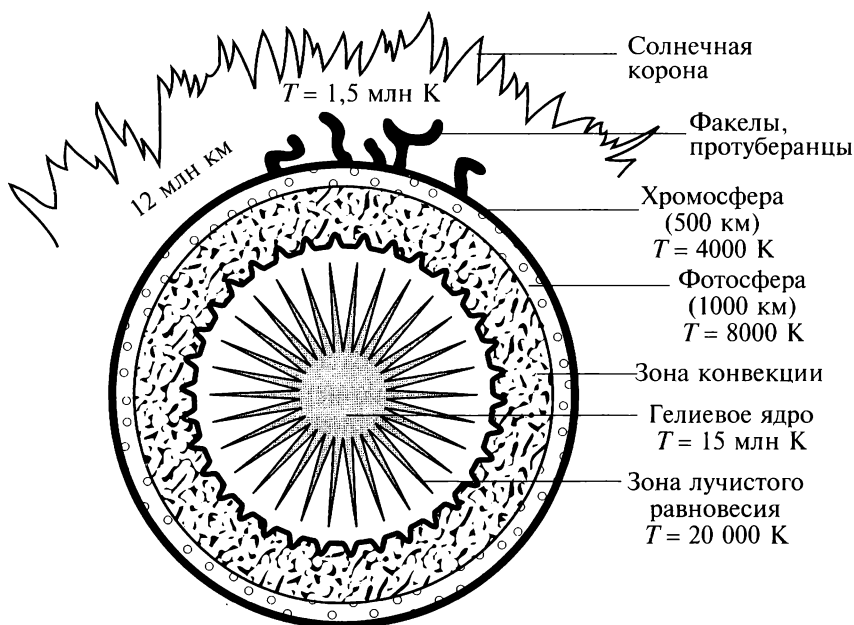


Рис. 2.3. Внутренняя структура Солнца

протуберанцы — это грандиозные выбросы хромосферного вещества, поддерживаемые сильными магнитными полями активных областей Солнца. Хромосферные вспышки, факелы, протуберанцы демонстрируют нам непрерывную активность Солнца.

Выше хромосферы и фотосферы располагается Солнечная корона протяженностью 12 — 13 млн км и с температурой около 1 500 000 К (см. рис. 2.3). Эта часть Солнца хорошо наблюдается во время полных солнечных затмений. Под давлением внешних слоев вещество, находящееся внутри Солнца, сжимается и увеличивается с глубиной. В этом же направлении повышается температура и, когда она достигает 15 млн К, происходит термоядерная реакция. В ядре сосредоточено более 50 % массы Солнца, хотя радиус ядра составляет всего 25 % от радиуса Солнца. Энергия из ядра переносится к внешним сферам Солнца за счет лучистого и конвективного переноса.

В состав Солнца входят водород, составляющий 73 % по массе, и гелий — 25 %. На остальные 2 % приходятся более тяжелые элементы (железо, кислород, углерод, азот, кремний, магний, сера и др.). Кроме вышеперечисленных в составе Солнца обнаружено присутствие еще 60 химических элементов.

Источником энергии Солнца является ядерный синтез. Во время этой реакции происходит слияние четырех ядер H-протонов и образуется одно ядро гелия. Это превращение протекает с выделением огромного количества энергии: 1 г водорода, принимающий участие в термоядерной реакции, выделяет $6 \cdot 10^{11}$ Дж энергии. Такого количества теплоты хватит для нагревания 1000 м³ воды от 0 °С до точки кипения. В ходе ядерных превращений диаметр Солнца практически не меняется, так как тенденция к взрывному расширению уравнивается гравитационным притяжением составных частей Солнца, стягивающих газы (водород и гелий) в сферическое тело. Солнце обладает сильным магнитным полем, полярность которого изменяется один раз в 11 лет. Эта периодичность совпадает с 22-летним циклом нарастания и убывания солнечной активности, когда формируются солнечные пятна с диаметром в среднем 66 000 км. Солнечный ветер, исходящий во все стороны от Солнца, представляет собой поток плазмы — протоны и электроны, с альфа-частицами и ионизированными атомами углерода, кислорода и других более тяжелых элементов. Скорость солнечного ветра вблизи Земли достигает 400 — 500 и даже 1000 км/с.

Солнечный ветер распространяется дальше орбиты Сатурна, образуя так называемую гелиосферу, контактирующую уже с межзвездным газом. Выделение энергии Солнцем остается практически неизменным на протяжении 5 млрд лет, т. е. с момента образования самого Солнца. Атомного горючего (водород) на Солнце, по расчетам, должно хватить еще, как минимум, на 5 млрд лет. Когда запасы водорода истощатся, гелиевое ядро будет сжиматься, а внешние слои рас-

ширяться, и Солнце сначала превратится в «красного гиганта», а затем в «белого карлика».

Энергия Солнца оказывает большое влияние на такие глобальные земные процессы, как климат, гидрологический цикл, выветривание, эрозию, но самое главное — она обеспечивает существование биосферы.

Солнце излучает все типы электромагнитных волн, начиная с радиоволн длиной в несколько километров и кончая гамма-лучами. В атмосферу Земли проникает очень мало заряженных частиц, так как магнитное поле Земли бронирует ее поверхность. Но даже малая часть заряженных частиц способна вызвать возмущения в магнитном поле, например Северное сияние. Тонкий озоновый экран задерживает на высотах около 17 — 20 км основную часть жесткого ультрафиолетового излучения, тем самым давая возможность существованию жизни на Земле.

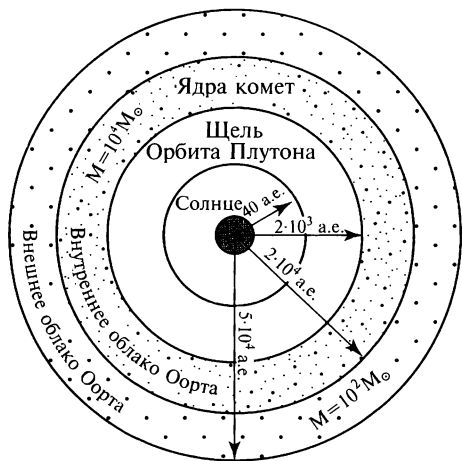
Солнечной постоянной называется количество солнечной энергии, поступающей на 1 м² поверхности атмосферы, расположенной перпендикулярно солнечным лучам. Эта величина составляет около 1370 Вт/м². Существует примерное равновесие между величиной поступающей солнечной энергии на Землю и рассеиванием ее с поверхности Земли. Это подтверждается постоянством температуры в земной атмосфере. Радиация, исходящая от Солнца и имеющая длины волн более 24 мкм, чрезвычайно мала. Но зато остальной спектр от 0,17 до 4 мкм подразделяют на три спектральные части. Ультрафиолетовое излучение (0,17 — 0,35 мкм) крайне вредно для всего органического мира. Его доля в общем балансе не превышает 7 %. Световое излучение (0,35 — 0,75 мкм) составляет уже 46 %. Инфракрасное излучение, не видимое для глаз (0,76 — 4,0 мкм), в общем балансе равняется 47 %.

Активные явления на Солнце вызывают магнитные бури, которые меняют направления и скорость прохождения радиоволн. Они оказывают влияние на климат, а главное — на состояние здоровья живых существ.

2.3. Строение Солнечной системы

Вокруг Солнца вращаются девять планет (см. рис. 2.2). Меркурий, Венера, Земля и Марс, ближайшие к Солнцу планеты, относятся к внутренним планетам, или планетам земной группы. За поясом астероидов располагаются планеты внешней группы — гиганты Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон, открытый лишь в 1930 г. Несколько лет назад Астрономический съезд в Праге вывел Плутон из состава планет Солнечной системы, учитывая его маленький размер и наклонную к эклиптике планеты орбиту. Расстояние от Солнца до Плутона равняется 40 а. е. За Плутоном находится «щель» (рис. 2.4) — кольцо с внешним радиусом $2 \cdot 10^3$ а. е., где практически нет

Рис. 2.4. Положение «щели» Плутона (внутреннее и внешнее облака Оорта содержат огромное количество ядер комет, $1 \text{ а. е.} = 150 \text{ млн км}$).
 M_{\odot} — масса Солнца



вещества. Далее, в интервале $2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^4 \text{ а. е.}$, располагается кольцо с огромным количеством материи в виде ядер комет с массой, равной 10^4 масс Солнца, и угловым моментом, в 100 раз превышающим

современный угловой момент всей Солнечной системы. Это так называемое внутреннее облако Оорта. Еще дальше, в интервале $2 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^4 \text{ а. е.}$, располагается собственно облако Оорта, состоящее также из ядер комет с общей массой, равной 100 массам Солнца, и угловым моментом в 10 раз выше, чем у планетной системы. По существу, радиус в $5 \cdot 10^4 \text{ а. е.}$ и определяет современную границу Солнечной системы.

Знания о строении планет, особенно внутренней группы, представляют большой интерес для геологов, так как их внутренняя структура довольно близка к структуре нашей планеты.

Планеты земной группы. Меркурий — одна из самых маленьких безатмосферных планет диаметром 0,38 земного, плотностью $5,42 \text{ г/см}^3$, с температурой на солнечной стороне днем до $450 \text{ }^\circ\text{C}$ и ночью до $-170 \text{ }^\circ\text{C}$. Поверхность Меркурия покрыта многочисленными ударными кратерами диаметром до 1300 км. Застывший мир поверхности Меркурия напоминает лунный ландшафт.

Венера по своим размерам и массе очень близка Земле, но вращается она в другую сторону по сравнению с остальными планетами. Венера окутана очень плотной атмосферой, состоящей из углекислого газа (диоксида углерода), а в верхних слоях на высотах 50 — 70 км имеются капельки серной кислоты. На этих высотах дует постоянный ветер с востока на запад со скоростью до 140 м/с, уменьшающийся до 1,0 м/с у поверхности. Атмосферное давление на поверхности Венеры очень велико. Оно в 96 раз больше, чем на Земле, а температура поднимается до $500 \text{ }^\circ\text{C}$. Такие условия неблагоприятны для существования воды. Наличие плотной атмосферы выравнивает температурные различия дня и ночи. На Венере нет магнитного поля, и это свидетельствует о том, что ядро Венеры отличается от земного ядра. Примерно 15% поверхности Венеры занимают относительно древние породы. На них накладываются более молодые ба-

альтовые равнины и еще более молодые, чем равнины, громадные действующие базальтовые вулканы.

Марс — четвертая по счету от Солнца красная планета, которая намного меньше Земли. Ее радиус составляет 0,53 земных. На Марсе сутки делятся 24 ч 37 мин, а плоскость его экватора наклонена по отношению к орбите так же, как на Земле, что обеспечивает смену климатических сезонов.

На Марсе существует весьма разреженная углекислая атмосфера с давлением у поверхности в 10 раз меньше, чем на Земле. Такое низкое давление не позволяет существовать воде, которая должна либо испариться, либо замерзнуть. Температура на Марсе изменчива. На полюсах в полярную ночь достигает -140°C и на экваторе до -90°C . Днем на экваторе температура поднимается и составляет 25°C . Атмосфера Марса состоит из белых облаков мелких кристаллов CO_2 и H_2O . Ветры на поверхности Марса могут достигать 60 км/ч, перенося пыль на большие расстояния.

Поверхность Марса подразделяется на базальтовые равнины в северном полушарии и возвышенности — в южном, где распространены большие ударные кратеры. На Марсе существуют очень крупные вулканы, например вулкан Олимп имеет высоту до 21 км и диаметр 600 км. Это самый крупный вулкан на всех планетах Солнечной системы. Олимп принадлежит к вулканическому массиву Фарсида, состоящему из многочисленных базальтовых вулканов щитового типа, слившихся своими основаниями. В данном массиве есть очень крупные вулканические кальдеры диаметром до 130 км. Образование этих базальтовых вулканов произошло примерно 100 млн лет назад, и сам факт их существования свидетельствует о большой прочности марсианской литосферы и мощности коры, достигающей здесь 70 км.

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

Вода на современной поверхности Марса сосредоточена в виде льда, но находится под верхним слоем пород.

Марс обладает двумя маленькими спутниками Фобосом (19×27 км) и Деймосом (11×15 км) неправильной формы с кратеризованной поверхностью и рытвинами, хорошо видимыми на Фобосе. Таким образом, планета Марс прошла длительный путь развития. На поверхности Марса наблюдается 3 или 4 генерации рельефа и соответственно горных пород. Материки — это древнейшие породы, образующие возвышенности высотой 4—6 км, базальтовые «равнины» моложе, а на них накладываются вулканические массивы типа Фарсиды и отдельные вулканы. По-видимому, у Марса отсутствует жидкое ядро, так как магнитное поле чрезвычайно слабое. Эндогенная активность на Марсе продолжалась на 1 млрд лет дольше, чем на Меркурии и Луне, где она закончилась 3,0—2,5 млрд лет назад.

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

Юпитер имеет массу, равную 317 земным массам, и малую среднюю плотность — $1,33 \text{ г/см}^3$. Его масса в 80 раз меньше той необходимой массы, при которой небесное тело может стать звездой. Внешний вид планеты, хорошо изученный космическими аппаратами «Вояджер», определяется полосчатой системой разновысотных и различно окрашенных облаков. Они образованы конвективными потоками, которые выносят теплоту во внешние зоны. Светлые облака располагаются выше других, состоят из белых кристаллов аммиака и находятся над восходящими конвективными струями. Более низкие красно-коричневые облака состоят из кристаллов гидросульфида аммония, обладают более высокой температурой и располагаются над нисходящими конвективными струями. На Юпитере существуют устойчивые ветры, дующие в одном направлении и достигающие скорости 150 м/с. В пограничных зонах облачных поясов возникают турбулентные завихрения, как, например, Большое Красное Пятно Юпитера (БКПЮ), имеющее по длинной оси 20 000—25 000 км. Полное вращение облаков в пятне осуществляется за 7 дней, и его внутренняя структура все время изменяется, сохраняя лишь общую конфигурацию. Сам вихрь непрерывно дрейфует как целое в западном направлении со скоростью 3—4 м/с и совершает полный оборот за 10—15 лет. Сейчас разрабатывается идея о том, что вихрь БКПЮ представляет собой физическое явление, называемое солитоном — уединенной волной.

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

Магнитное поле Юпитера в 10 раз превышает по напряженности магнитное поле Земли. Кроме того, Юпитер окружен мощными радиационными поясами, возникшими за счет радиоизлучения. Воз-

можно, мощное магнитное поле обусловлено быстрым вращением планеты (9 ч 55 мин).

У Юпитера существует небольшое кольцо и 16 спутников, из которых четыре крупных, так называемых галилеевых. Спутники Юпитера Ио, Европа, Ганимед, Каллисто были открыты в 1610 г. Галилео Галилеем.

Ио — ближайший спутник Юпитера — по размерам, массе и плотности похож на Луну. Особенностью Ио являются извержения многочисленных вулканов, изливающих яркие — красные, желтые, оранжевые — потоки серы и белые потоки серного ангидрида. С космических аппаратов зафиксированы извержения из кратеров конусовидных вулканов. Приливные возмущения со стороны Юпитера приводят к разогреву недр Ио.

Европа близка по своим параметрам Луне, покрыта льдом толщиной до 100 км, в котором видны протяженные трещины. Судя по тому факту, что на поверхности Европы почти нет ударных кратеров, она очень молодая.

Ганимед — самый крупный из галилеевых спутников (он больше, чем планета Меркурий), его плотность $1,94 \text{ г/см}^3$.

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

Все остальные небольшие спутники Юпитера имеют неправильную, угловатую форму, а их размеры колеблются в поперечнике от 16 до 260 км.

Сатурн занимает второе место по размерам среди планет-гигантов, однако его плотность очень мала — $0,69 \text{ г/см}^3$. Облачный покров Сатурна очень похож на покров Юпитера не только по составу — частицы льда из смеси воды, аммиака и гидросульфида аммония, но и по своей структуре, образуя разновысотные пояса и вихри. Сатурн в большей степени газовая планета, чем Юпитер. Атмосфера Сатурна состоит в основном из водорода и гелия и обладает мощностью в несколько тысяч километров. Ниже, как и на Юпитере, располагается оболочка жидкого молекулярного водорода мощностью 37 000 км и металлического водорода толщиной около 8000 км. Силикатное (каменное) ядро Сатурна радиусом 10 000 км окружено слоем льда до 5000 км. Мощности оболочек Сатурна свидетельствуют о его огромных размерах по сравнению с Землей.

Наиболее известным элементом планеты Сатурн являются его знаменитые кольца, образующие целую систему, находящуюся в плоскости экватора планеты. Диаметр колец составляет 270 тыс. км, а мощность всего 100 м! Множество колец представляют собой тончайшие образования, состоящие из кусочков льда воды, размером

от нескольких сантиметров до нескольких метров. Каждое из колец имеет сложную структуру чередования темных и светлых полос, вложенных друг в друга. После изучения снимков, полученных с космических аппаратов, пролетевших вблизи колец Сатурна в сентябре 1979 г. и ноябре 1980 г., была выдвинута гипотеза, предполагающая, что в каждой светлой линии кольца находится один из мелких спутников Сатурна, с поверхности которого непрерывно испаряются частицы наподобие «дыма». Этот шлейф составляет темную часть колец. Таких мелких тел может быть более 1000. Именно столько колец удалось различить на снимках. Кольца Сатурна хорошо отражают радиосигналы, что позволяет предполагать наличие ферромагнитных частиц в «дыму» колец.

Среди спутников Сатурна Титан является самым большим. Спутники размером от 420 до 1528 км обладают шарообразной формой, а малые спутники размером от 20 до 360 км имеют неправильную угловатую форму. Титан покрыт атмосферой из азота, метана и этана, поэтому о ее строении ничего не известно. Ввиду низких температур, до -180°C , метан может существовать в жидкой и твердой (метан и этан в виде льда) форме.

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

Уран превосходит Землю по своим размерам в 4 раза и по массе в 14,5 раз. Эта третья планета-гигант вращается в сторону, противоположную той, в которую вращается большинство остальных планет. Мало того, ось вращения Урана расположена почти в плоскости орбиты, так что Уран «лежит на боку» и вращается не «в ту сторону». Уран меньше Юпитера, но его плотность в среднем близка плотности Юпитера, что заставляет сомневаться в существовании оболочки из водорода. В атмосфере Урана, как и других планет-гигантов, преобладают водород и гелий, но также присутствуют частицы льда метана. Уран окружен системой тонких колец, между которыми расстояние гораздо больше, чем у колец Сатурна. Из 15 спутников Урана пять средних, имеющих угловатую форму, по размеру похожи на спутники Марса, а 10 остальных — на малые спутники Юпитера и Сатурна.

Нептун — самая маленькая из планет-гигантов, однако обладает самой большой среди них плотностью, что обусловлено существованием силикатного ядра, окруженного оболочками из жидкого водорода, льда воды и мощной водородно-гелиевой атмосферой с облачным покровом, состоящим также из частиц льдов воды, аммиака, метана и гидросульфида аммония. В атмосфере Нептуна, как и Юпитера, просматриваются крупные вихревые структуры, изменчивые во времени. У Нептуна существует система колец, имеющих в разных участках различную толщину. Восемь спутников Нептуна

с одним крупным — Тритоном и семью малыми имеют следы водоледяного вулканизма.

Плутон — девятая по счету от Солнца планета, сильно отличается от планет-гигантов и, как было сказано выше, уже не принадлежит к планетам Солнечной системы. У Плутона очень вытянутая эллипсоидная орбита, пересекающая орбиту Нептуна при вращении Плутона вокруг Солнца. Разреженная атмосфера Плутона окружает ледяную поверхность планеты, состоящей из льдов азота, метана и монооксида углерода, из-за наличия отрицательных температур $-240\text{ }^{\circ}\text{C}$, господствующих на этой самой дальней планете.

Крупный спутник Харон (диаметр 1172 км) состоит из смеси льда и силикатов плотностью $1,8\text{ г/см}^3$. Он в своем вращении вокруг Плутона на расстоянии 19 405 км всегда обращен к планете одной и той же стороной.

В настоящее время считается, что Плутон с Хароном могут принадлежать так называемому поясу Койпера, расположенному в интервале 35 — 50 а. е. сразу за орбитой Нептуна. В этом поясе находится много тел диаметром от сотен километров до 1 км.

Малые космические тела. К ним относятся астероиды, кометы и метеориты. **Астероиды** — космические твердые тела, обладающие размерами, близкими размерам малых спутников планет, образующих скопления между орбитами Марса и Юпитера. Многие десятки тысяч астероидов имеют диаметры порядка нескольких десятков километров, но есть и крупные: Церера (1020 км), Веста (549 км), Паллада (538 км) и Хигея (450 км). При столкновениях между собой астероиды дробятся и порождают метеориты, падающие на поверхность Земли. По-видимому, большая часть астероидов состоит из четырех видов пород, известных нам по составу метеоритов: 1) класс углистые хондриты; 2) класс S, или обыкновенные хондриты; 3) класс M, или железокосаменные; 4) редкие породы типа говардитов и эвкритов. О форме астероидов можно судить по снимкам с космического аппарата «Галилео», на которых сфотографированы астероиды Гаспра ($11 \times 12 \times 19$ км) и Ида (52 км в поперечнике), имеющие неправильную угловатую форму и поверхность, испещренную кратерами. Плотность распределения кратеров позволяет предположить, что астероид Гаспра был отколот от более крупного тела примерно 200 млн лет назад. Размещение пояса астероидов между Марсом и Юпитером вряд ли является случайным. На этой орбите, согласно закону планетных расстояний Тициуса — Боден*, должна была находиться планета, которой даже дали имя — Фазтон, но она раздробилась на осколки, которые сохранились в виде астероидов.

* Правило Тициуса — Боден гласит, что расстояния планет от Солнца увеличиваются в геометрической прогрессии: $R = 0,4 + 0,3 \cdot 2^n$ а. е., где для Венеры $n = 0$, для Земли $n = 1$, для Марса $n = 2$, для Юпитера $n = 4$, а $n = 3$ как раз соответствует поясу астероидов. Планеты Меркурий, Нептун и Плутон этому правилу не подчиняются.

Эта идея была выдвинута еще в 1804 г. немецким астрономом Г. Ольберсом, но она не разделялась его великими современниками — В. Гершелем и П. Лапласом. Данное предположение сейчас считается наименее вероятным, но большим признанием пользуется идея О. Ю. Шмидта, заключающаяся в том, что астероиды никогда не принадлежали распавшейся планете, а представляют собой куски материала, образовавшиеся в результате процессов первичной аккреции газово-пылевых частиц. Их дальнейшее слипание оказалось невозможным из-за сильного гравитационного возмущения со стороны огромного Юпитера, и уже сформировавшиеся крупные тела начали распадаться на более мелкие. Для нас представляется важным, что орбиты многих астероидов под влиянием гравитационных сил планет меняют свое положение. Особенно этому подвержены орбиты с большим эксцентриситетом, а также обладающие большими углами наклона к плоскости эклиптики. Такие астероиды пересекают орбиту Земли и могут с ней столкнуться. Из геологической истории известны случаи падения крупных космических тел на поверхность Земли, оставивших огромные кратеры — астроблемы («звездные раны»), что сопровождалось катастрофическими последствиями для органического мира. Не исключена возможность столкновения астероида с Землей и в будущем, поэтому ученые озабочены расчетами уточнения орбит астероидов, которые могут пролететь вблизи Земли.

Вечером 23 марта 1989 г. совсем рядом с нашей планетой «прорывистел» каменный астероид диаметром около 800 м. И несмотря на то что «рядом» означает расстояние в два раза большее, чем от Земли до Луны, с 1937 г., когда астероид Гермес пролетел примерно на таком же расстоянии, подобных происшествий не наблюдалось. Астрономы предсказывают, что астероид «1989 FC» может вернуться, и если он столкнется с Землей, то последствия будут равны одновременному взрыву 1000 водородных бомб. Вообще, вероятность столкновения с бродячим астероидом выше, чем возможная гибель в автокатастрофе.

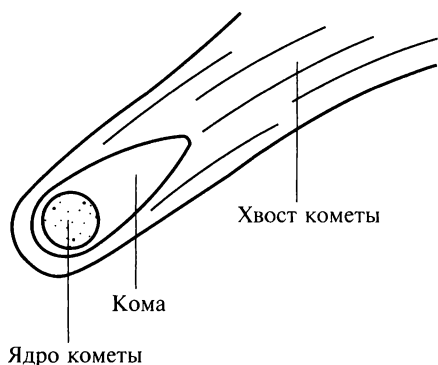


Рис. 2.5. Схема строения кометы. Хвост кометы всегда направлен в сторону от Солнца

Кометы (рис. 2.5) представляют собой малые тела Солнечной системы, главная часть которых состоит из ядра, сложенного замерзшими газообразными соединениями, в которые вкраплены микронные пылевые частицы и так называемые комы — оболочки из тумана, возникающие при сублимации ледяного ядра, когда комета приближается к Солнцу. У кометы всегда виден хвост, направленный в сторону, противоположную Солнцу. Солнечный ветер уносит частицы комы, которая может в диаметре превышать 10^5 км. Нередко хвост кометы достигает в длину 10^8 км, хотя его плотность невелика — 10^2 — 10^3 ионов/см³. В марте 1986 г. наши космические аппараты «Вега-1» и «Вега-2» прошли вблизи головной части кометы Галлея и установили, что ее ядро представляет собой темное, неправильное по форме тело размером в поперечнике всего в несколько километров (рис. 2.6).

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

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

По химическому составу кометы близки планетам-гигантам и метеоритам типа углистых хондритов, о чем свидетельствует спектр комы комет. В апреле — мае 1997 г. жители Москвы и других городов

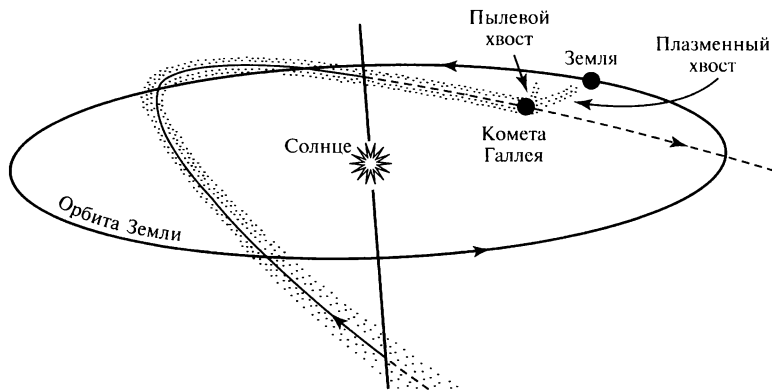


Рис. 2.6. Положение кометы Галлея при сближении ее с Землей в марте 1986 г. Схема образования у нее плазменного хвоста (направлен в сторону от Солнца), пылевого хвоста (мельчайшие частицы пыли) и пылевого шлейфа (более крупная железосиликатная пыль, рассеивающаяся вдоль кометной орбиты)

России могли наблюдать великолепную комету Хейла-Боппа. В 1994 г. произошло столкновение обломков кометы Шумейкер-Леви с Юпитером, и астрономы запечатлели огромную «дыру» в атмосфере Юпитера.

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

Метеориты — твердые тела космического происхождения, достигающие поверхности планет и при ударе образующие кратеры различного размера. Источником метеоритов является в основном пояс астероидов. Когда метеорит входит с большой скоростью в атмосферу Земли, его поверхностные слои разогреваются, могут расплавиться и метеорит «сгорит», не достигнув Земли. Однако некоторые метеориты падают на поверхность Земли и благодаря огромной скорости их внутренние части не претерпевают изменений, так как зона прогрева очень мала. Размеры метеоритов колеблются от микрометров до нескольких метров, их масса составляет десятки тонн. Все метеориты по своему химическому составу подразделяют на три класса: 1) каменные; 2) железокатенные; 3) железные.

Каменные метеориты являются наиболее распространенными (65 % от всех находок). Среди них различают хондриты и ахондриты. *Хондриты* получили свое название благодаря наличию мелких сферических силикатных обособлений — хондр, занимающих более 50 % объема породы. Чаще всего хондры состоят из оливина, пироксена, плагиоклаза и стекла. Химический состав хондритов позволяет предполагать, что они произошли из первичного протопланетного вещества Солнечной системы, отражая изменение его состава в процессе формирования планет, их аккреции. Это подтверждается сходством отношений основных химических элементов и элементов примесей для хондритов и в спектре Солнца. Содержание SiO_2 в хондритах менее 45 % сближает их с земными ультраосновными породами. Хондриты подразделяются по общему содержанию железа на ряд типов, среди которых наибольший интерес представляют *углистые хондриты*, имеющие больше всего железа, находящегося в силикатах. Кроме того, в углистых хондритах присутствует много органического вещества (до 10 %) не биогенного происхождения. Кроме минералов типа оливина, ортопироксена, плагиоклаза, типичных и для земных пород, в хондритах присутствуют минералы, встречающиеся только в метеоритах.

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

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

Железосодержащие метеориты по распространенности занимают третье место и состоят из никелистого железа и силикатного каменного материала, представленного в основном оливином, ортопироксеном и плагиоклазом. Этот силикатный материал вкраплен в никелистое железо, или, наоборот, никелистое железо вкраплено в силикатную основу. Все это свидетельствует о том, что вещество железосодержащих метеоритов прошло определенную дифференциацию.

Возраст метеоритов, определенный радиоизотопными уран-свинцовым и рубидий-стронциевым методами, составляет $(4,4—4,7) \cdot 10^9$ лет. Такие цифры в целом соответствуют принятому возрасту формирования Солнечной системы, что подтверждает одновременное образование планет и тех тел, из которых впоследствии возникли метеориты. После того как обломок отделяется от родительского тела и превращается в метеорит, он облучается космическими лучами; космический возраст собственно метеорита намного меньше возраста образования родительской породы.

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

Метеориты с Марса общим числом 12 частично были найдены в XIX в., а частично в XX в. Так, в 1984 г. в Антарктиде знаменитый метеорит ALH 84001 массой 1930,9 г был выбит с поверхности Марса сильным ударом 16 млн лет назад, а в Антарктиду он попал 13 000 лет назад, где недавно вытаял из льда и был подобран исследователями. Именно в этом метеорите обнаружены мельчайшие ($2 \cdot 10^{-6}$ — $10 \cdot 10^{-6}$ мм) цианобактерии, располагающиеся внутри глобул, состоящих из сульфидов и сульфатов железа, оксидов и карбонатов, возраст которых определен в 3,6 млрд лет. Представляется, что это несомненно марсианские породы, так как изотопный состав кислорода и углерода глобул идентичен таковому в марсианских газах, определенных в породах Марса на его поверхности космическим аппаратом «Викинг» в 1976 г.

2.4. Происхождение Солнечной системы

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

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

Как бы то ни было, радиус газопылевого облака должен был быть больше радиуса орбиты девятой планеты — Плутона, равного 40 а. е. Облако состояло из 99 % газа и 1 % пылевых частиц (мкм). Когда

газопылевое облако начало сжиматься и вращаться в массе будущего Солнца, в дисковидном облаке возникли мощные турбулентные вихри, начались ударные волны, гравитационные приливы, перемешивающие газы облака, которое вследствие этого оставалось однородным. Время, необходимое для образования диска из облака, оценивается всего лишь в 1000 лет. Газ при этом охлаждается, что способствует образованию более крупных пылевых частиц, которые конденсируются из газа благодаря небольшому давлению в облаке. В центральной части диска из-за быстрого коллапса зажглось Солнце, а при удалении от него в протопланетном диске температура уменьшалась и на краю диска составила десятки градусов, что подтверждается конденсацией водяного пара из льда за поясом астероидов. Итак, частицы пыли перемещались к центральной плоскости диска и чем крупнее была пылинка, тем быстрее она «падала». Внешние слои диска теряли газ за счет его нагревания излучением молодого Солнца и мощного потока ионизированной плазмы — солнечного ветра. Формирование пылевого субдиска в центральной части первичного газопылевого диска оценивается всего лишь в 10^5 лет. Когда плотность пылевых частиц в субдиске достигла некоторого критического значения, диск стал гравитационно неустойчивым и начал распадаться на отдельные сгущения пыли, причем чем выше была плотность в сгущении, тем оно быстрее увеличивалось в размерах. Плотные сгустки размером с астероид, сталкиваясь, объединялись и, увеличиваясь в размерах, превращались в рой *планетезималей* размером до 1 км. Слипание, объединение планетезималей возможно только в случае небольшой скорости, соударения и неровной контактной поверхности, облегчавшей их сцепление. Не исключено, что в облаке Оорта на краю Солнечной системы сохранились еще допланетные планетезимали, попавшие туда благодаря гравитационным возмущениям со стороны планет-гигантов. Образование планетезималей заняло не более 1 млн лет, т.е. произошло, с точки зрения космических расстояний и времени, почти мгновенно.

Важнейшим этапом была аккреция собственно планет из роя планетезималей, занявшая уже гораздо больше времени и длившаяся около 1000 млн лет. Современное численное моделирование позволяет рассчитывать скорости допланетных тел и распределение их масс. Эти тела двигались по круговым орбитам, сталкиваясь друг с другом, разрушаясь, выбрасывая газ и пыль, но если тело было крупное, оно не разваливалось от ударов, а, наоборот, присоединяло к себе другие частицы и планетезимали. Чем больше было тело, тем оно быстрее росло и вступало в гравитационное взаимодействие с другими телами, изменяя их орбиты. Именно в этих наиболее крупных телах и сосредоточивалась основная масса вещества допланетного диска, образуя зародыши планет. Одно из основных условий роста тел — низкие скорости их столкновения, не превышающие

1 м/с. Образование группы внутренних планет происходило за счет соударений каменных планетезималей, в отсутствие легких газов, которые удалялись солнечным ветром. Но планеты-гиганты, вернее их силикатные ядра, достигали уже таких размеров, которые составляли 2—3-кратные размеры Земли. Благодаря этому они сумели удержать водородно-гелиевую газовую оболочку. Когда Юпитер на стадии быстрой аккреции достиг примерно 50-кратного размера Земли, он присоединил к себе весь газ из окружающего пространства и далее аккреция пошла уже намного медленнее, так как весь газ оказался исчерпанным.

Сатурн, который расположен дальше от Солнца, рос медленнее и по составу отличается от Солнца больше, чем Юпитер. Точно так же двухступенчато росли и остальные планеты-гиганты. Сначала формировались ядра, а затем происходила аккреция газов. Огромное количество энергии, высвобождавшееся при аккреции, нагревало внешние газовые оболочки планет-гигантов до нескольких тысяч градусов. Любопытно, что когда формировались спутники Юпитера, особенно те из них, которые ближе к нему расположены, в частности Ио и Европа, оказалось, что они состояли из каменного вещества, так как температура на этих орбитах была выше температуры конденсации водяного пара. Дальние спутники — Ганимед и Каллисто в большей своей части состоят уже из водяного льда из-за низкой температуры, поэтому в составе далеких спутников планет-гигантов, да и самих наиболее удаленных планет распространены конденсаты метана, этана, аммиака и воды.

Спутники планет образуются по той же принципиальной схеме, что и сами планеты. Во время аккреции планеты часть планетезималей захватывается силой ее гравитации на околопланетную орбиту. Таким образом, у планеты формируется доспутниковый диск, из которого затем путем аккреции образуются спутники.

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

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

Более поздняя гипотеза *гетерогенной аккреции* заключается в том, что сначала аккумулировались наиболее тугоплавкие планетезимали, состоящие из железа и никеля, и только потом в аккрецию всту-

пило силикатное вещество, слагающее сейчас мантию Земли от уровня 2900 км. Эта точка зрения сейчас, пожалуй, наиболее популярна, хотя и здесь возникает вопрос о выделении внешнего ядра, имеющего свойства жидкости. Возникло ли оно после формирования твердого внутреннего ядра или внешнее и внутреннее ядра выделялись в процессе дифференциации? На этот вопрос однозначного ответа не существует, но предположение отдается второму варианту. Процесс аккреции — столкновение планетезималей диаметром до 1000 км — сопровождался большим выделением энергии с сильным прогревом формирующейся планеты и ее дегазацией, т.е. выделением летучих компонентов, содержащихся в падавших планетезималях. Большая часть летучих веществ при этом безвозвратно терялась в межпланетном пространстве, о чем свидетельствует сравнение составов летучих веществ в метеоритах и породах Земли.

Какой была первичная, только что родившаяся Земля? Была она горячей или холодной? Для геологов решение этого вопроса имеет принципиальное значение. Даже в начале XX в. ученые говорили о первичной «огненно-жидкой» Земле. Однако этот взгляд полностью противоречил современной геологической жизни планеты. Если бы Земля изначально была расплавленной, она давно бы превратилась в мертвую планету. Следовательно, предпочтение нужно отдать не очень холодной, но и не расплавленной ранней Земле. Факторов нагрева планеты было много. Это и гравитационная энергия, и соударение планетезималей, и падение очень крупных метеоритов, при ударе которых повышенная температура распространялась до глубин 1—2 тыс. км. Если же все-таки температура превышала точку плавления вещества, то наступала дифференциация — более тяжелые элементы, например железо, никель, опускались, а легкие, наоборот, всплывали. На увеличение теплоты оказывал влияние распад радиоактивных элементов — плутония, тория, калия, йода. Еще один источник теплоты — это твердые приливы, связанные с близким расположением спутника Земли — Луны. Все эти факторы, действуя совместно, могли повысить температуру до точки плавления пород, например в мантии она могла достигнуть 500 °С. Но давление на больших глубинах препятствовало плавлению, особенно во внутреннем ядре.

Процесс внутренней дифференциации нашей планеты происходил всю ее геологическую историю, продолжается он и сейчас. Однако уже 3,5—3,7 млрд лет назад у Земли были твердое внутреннее и жидкое внешнее ядра и отвердевшая мантия, т.е. планета уже была дифференцирована в современном виде. Об этом говорит намагниченность древних горных пород, а как известно, магнитное поле обусловлено взаимодействием жидкого внешнего ядра и твердого внутреннего.

Процесс расслоения, дифференциации недр происходил на всех планетах, но на Земле он продолжается и сейчас, обеспечивая су-

ществование жидкого внешнего ядра и конвекцию в мантии. Атмосфера и гидросфера Земли возникли в результате конденсации газов, выделявшихся на ранней стадии развития планеты.

Луна — это единственный спутник Земли, всегда обращенный к ней одной и той же стороной и вращающийся вокруг Земли по законам Кеплера — вблизи апогея медленнее, вблизи перигея быстрее. Однако вокруг оси Луна вращается равномерно и время ее обращения равняется сидерическому месяцу. Известно, что влияние Луны вызывает приливы на Земле, но так как Земля в 81 раз массивнее Луны, приливы на Луне намного сильнее. Полный оборот вокруг Земли Луна совершает за 27 сут 7 ч 43 мин. Это время является сидерическим (звездным) месяцем Луны, т.е. периодом движения Луны относительно звезд. Центр масс двойной системы Земля — Луна находится в 4750 км от центра Земли внутри планеты. Поверхность Луны, в том числе и ее обратная невидимая сторона, хорошо изучена с помощью космических аппаратов, луноходов и американскими астронавтами, неоднократно бывавшими на поверхности Луны и собравшими несколько тонн лунных пород. Среднее удаление Луны от Земли — 384 400 км, диаметр Луны — 3476 км, масса — $7,35 \cdot 10^{25}$ г, средняя плотность — $3,33$ г/см³. Атмосфера на Луне отсутствует из-за малых ее размеров. Температура на экваторе днем достигает 130 °С, а ночью — минус 50 °С. Поверхность Луны подразделяется на «моря» и «материки». Первые занимают 17 % поверхности, вторые — 83 %. Материки — более светлые участки поверхности Луны. Это относительно древние брекчированные породы, с большим количеством плагиоклаза — анортита. Материки покрыты большим количеством метеоритных кратеров, образовавшихся при интенсивной бомбардировке 4,0 — 3,9 млрд лет назад.

Более темные моря представляют собой огромные покровы базальтовых лав, излившихся 3,9 — 3,0 млрд лет назад, т.е. они более молодые. В их пределах метеоритных кратеров меньше. Поверхность Луны покрыта рыхлым грунтом — реголитом, образовавшимся при ударах метеоритов и раздроблении пород. Изучение Луны дало возможность доказать, что усиленная метеоритная атака Земли происходила именно в этот же интервал времени, т.е. 3,9 — 4,0 млрд лет назад.

Сила гравитации на Луне составляет $1/6$ земной, и у нее есть очень слабое магнитное поле неизвестного происхождения. Измерения силы гравитации показали скопление плотных масс — масконов под лунными морями. На Луне выделяют кору мощностью до 60 км, которая характеризуется скоростью прохождения сейсмических волн $v_p = 7,0 — 7,7$ км/с; литосферу или верхнюю и среднюю мантии до глубины 1000 км; нижнюю мантию (астеносферу), частично расплавленную, как и ядро, до глубины 1500 — 1740 км. Через них не проходят поперечные сейсмические волны. Приливные лу-

потрясения, выявленные с помощью сейсмографов, установленных на поверхности Луны экспедициями космических кораблей типа «Аполлон» с 1969 г., исходят из средней мантии. Луна ежегодно удаляется от Земли примерно на 2 см, увеличивая свой момент количества движения.

Существует три главные гипотезы о происхождении Луны. По одной из них, Луна отделилась от Земли, по другой — Луна была захвачена уже «готовой» силами притяжения Земли, а по третьей, наиболее приемлемой, разработанной в 1960-е годы, Луна образовалась вместе с Землей из роя планетезималей. Любая из гипотез должна объяснить отличия в химическом составе лунных пород от земных и различия в плотности небесных тел.

Вселенная возникла около 20 млрд лет тому назад. Наблюдаемый химический состав Вселенной по массе — $3/4$ водорода и $1/4$ гелия. Галактика Млечного Пути — одна из 100 тыс. галактик, имеет форму уплощенного диска диаметром около 100 тыс. св. лет и толщиной 20 тыс. св. лет. Солнце и девять планет Солнечной системы располагаются в 30 тыс. св. лет от центра Галактики. В центре нашей планетной системы находится Солнце, в котором сосредоточено 99,866 % всей массы Солнечной системы. Солнечной постоянной называется количество солнечной энергии, поступающей перпендикулярно на 1 м^2 поверхности атмосферы.

Ближайшие к Солнцу планеты — Меркурий, Венера, Земля и Марс — относятся к планетам земной группы. За поясом астероидов располагаются планеты-гиганты внешней группы — Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, а также планета Плутон. Астероиды образуют значительные скопления между орбитами Марса и Юпитера. При столкновениях астероиды дробятся на отдельные метеориты. Кометы — малые тела Солнечной системы, которые состоят из ядра, сложенного замороженными газообразными соединениями и пылеватыми частицами. Самыми распространенными являются каменные метеориты, затем железные и железокремниевые. Солнечная система образовалась в результате слипания планетезималей около 5 млрд лет назад. Существуют представления о гомогенной и гетерогенной аккреции.

Контрольные вопросы

1. Что представляет собой Вселенная?
2. Что такое Большой Взрыв?
3. Из чего состоит Галактика Млечного Пути?
4. Где располагается Солнечная система и каков ее состав?
5. Чем слагается Солнце и какова его структура?
6. Каковы строение и происхождение Солнечной системы?
7. Какие планеты входят в состав земной группы и каково их строение?
8. Каково строение планет внешней группы?
9. Какие существуют малые космические тела?
10. Каково строение комет, астероидов и метеоритов?
11. Каково строение Луны?

Литература

Базилевский А. Г. Новые данные о строении планет, полученные с помощью космических аппаратов // Энциклопедия «Современное естествознание». Т. 9. М., 2000.

Витязев А. В. Современные представления о происхождении Солнечной системы // Энциклопедия «Современное естествознание». Т. 9. М., 2000.

Витязев А. В., Печерникова Г. В., Сафронов В. С. Планеты земной группы. Происхождение и ранняя история. М., 1990.

Очерки сравнительной планетологии. М., 1981.

Физика космоса // Малая энциклопедия. М., 1986.

Шкловский И. С. Вселенная, жизнь, разум. М., 1987.

Глава 3

ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ

3.1. Форма и размеры Земли

Появившиеся в глубокой древности представления о форме и размерах Земли с течением времени менялись и трансформировались вместе с общим развитием естественных наук и их достижениями. Длительное время Земля рассматривалась как некое шарообразное тело. В XVII—XVIII вв., когда для изучения размеров Земли стали применяться более точные оптические методы геодезии, было выяснено, что Земля не представляет собой идеальный шар, так как полярный и экваториальный радиусы неодинаковы (сегодня известно, что разница между ними составляет немногим более 21 км). Это свидетельствует о сплюснутости ее по оси вращения. Фигура Земли образовалась под совместным действием гравитационных и центробежных сил. Равнодействующая этих сил называется силой тяжести. Она перпендикулярна земной поверхности и выражается в ускорении, которое приобретает каждое тело у поверхности Земли. На рубеже XVII—XVIII вв. И. Ньютоном теоретически было обосновано положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и принимать форму эллипсоида или сфероида. Впоследствии сделанные во многих странах измерения длины меридианов и параллелей подтвердили теоретические положения и расчеты И. Ньютона. Эти данные также показали, что Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом, так как экваториальные радиусы отличаются по длине на 213 м.

Хотя представления о форме Земли как об эллипсоиде в первом приближении оказались верными, в действительности ее реальная поверхность оказалась более сложной. Наиболее близкой к форме Земли является своеобразная фигура, получившая название *геоида* (дословно — землеподобный) (рис. 3.1). Геоид — некоторая вообра-

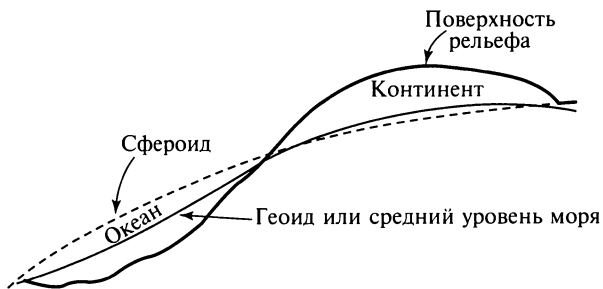


Рис. 3.1. Положение поверхностей рельефа Земли, сфероида и геоида

жаемая форма, по отношению к которой сила тяжести повсеместно направлена перпендикулярно. Она совпадает с уровнем Мирового океана и продолжается, погружаясь под материки, как бы сглаживая их рельеф. Таким образом, геоид — это уровенная поверхность океанов гравитационного потенциала (т. е. во всех своих точках перпендикулярная направлению отвеса), совпадающая с поверхностью Мирового океана.

Форма и размеры Земли были вычислены геодезистом А. А. Изотовым в 1940 г. Выведенная им фигура впоследствии получила название эллипсоида Красовского. Вычисленные с помощью космических аппаратов основные параметры по эллипсоиду Красовского следующие: экваториальный радиус — 6378,245 км; полярный радиус — 6356,863 км. Площадь поверхности Земли составляет около 5210 млн км², ее объем — $1,083 \cdot 10^{12}$ км³. Масса Земли равна $5,976 \cdot 10^{27}$ г или $5,976 \cdot 10^9$ трлн т.

Зная объем и массу Земли, можно определить ее среднюю плотность. Она равна 5,52 г/см³ или в 5,52 раза выше плотности воды. Лабораторными исследованиями установлено, что плотность горных пород на земной поверхности равна 2,8 г/см³. Это означает, что в ее недрах должны находиться горные породы, в несколько раз превышающие среднюю плотность Земли.

3.2. Орбитальное движение Земли и ее осевое вращение

Галактика Млечного Пути вращается вокруг своей оси с неодинаковой угловой скоростью в различных точках, ее скорость возрастает по мере удаления от центра Галактики. Полный оборот вокруг центра Галактики Солнце совершает за 215 млн лет, вращаясь со скоростью около $25 \cdot 10^4$ м/с. В то же время Галактика постоянно поступательно движется в направлении созвездия Единорога со скоростью около $21 \cdot 10^4$ м/с. Земля, являясь составной частью Солнечной системы, участвует в этих движениях вместе с Солнцем.

Одновременно Земля вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите с запада на восток (орбитальное движение). Эксцентриситет

орбиты равен 0,017. Наиболее близкая к Солнцу точка земной орбиты называется *перигелием*, наиболее удаленная — *афелием*. Полный оборот вокруг Солнца наша планета совершает за 365 сут 5 ч 48 мин 46 с. Характерно, что на отдельных участках орбиты Земля движется быстрее, нежели на других. Первую половину своего пути по орбите Земля проходит примерно за 186 сут (с 21 марта по 23 сентября), вторую — за 179 сут (с 23 сентября по 21 марта). Наибольших значений орбитальная скорость достигает в перигелии, наименьших — в афелии.

Наряду с орбитальным движением Земля постоянно совершает вращательное движение вокруг своей оси. Такое вращение происходит с запада на восток.

Полный оборот вокруг своей оси планета совершает за одни сутки (23 ч 56 мин 4 с) с угловой скоростью $77,292116 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ или со средней линейной скоростью 465 м/с. Продолжительность такого оборота (продолжительность суток) и угловая скорость в течение года меняются. Наибольших значений продолжительность суток достигает в марте, наименьших — в августе.

На Земле имеется ряд неопровержимых доказательств ее осевого вращения. Это не только смена дня и ночи, но и выпуклость Земли в экваториальном поясе и сплюснутость ее у полюсов. Объяснить это иначе чем осевым вращением невозможно, так как оно возникает при участии центробежной силы, развивающейся только при вращении тел. Под влиянием данного движения возникает так называемое кариолисово ускорение. Его действием объясняют подмыв правого берега рек в северном полушарии и левого — в южном. Это же ускорение отклоняет от меридиана воздушные и морские течения с эффектом, прямо пропорциональным массе движущихся воздушных и водных масс.

Ярким доказательством осевого вращения Земли является известный опыт, поставленный Ж. Фуко в 1851 г. с физическим маятником. Опыт основан на законе механики, в силу которого всякое качающееся тело стремится сохранить плоскость своего качения при одном условии: на него не действует никакая другая сила, кроме силы тяжести.

Наблюдателю по истечении некоторого времени после начала качания маятника кажется, что плоскость качания поворачивается вокруг вертикали данного места по часовой стрелке (в южном полушарии — против часовой стрелки). В действительности же поворачивается не плоскость качания маятника (она остается неизменной), а Земля переместилась под маятником с запада на восток.

Другим важным доказательством осевого вращения Земли является отклонение падающих тел к востоку в северном полушарии и к западу в южном полушарии. Это вызвано тем, что чем дальше находится точка от оси вращения Земли, тем больше ее скорость вращения с запада на восток.

Скорости осевого вращения и движения Земли не остаются постоянными. Изменения скоростей осевого вращения могут быть трех типов: вековыми, скачкообразными и периодическими, или сезонными. Вековые изменения приводят к увеличению периода вращения Земли вокруг своей оси. В результате этого продолжительность суток за последние 2000 лет возросла в среднем на 0,0023 с в столетие. Нерегулярные изменения способны удлинять или сокращать продолжительность суток до 0,004 с. Периодические изменения приводят к тому, что время осевого вращения Земли в течение года может различаться на $\pm 0,001$ с.

Изменения скорости орбитального движения Земли и скорости ее осевого вращения происходят под действием ряда причин. Так называемые внутренние причины обусловлены колебаниями момента инерции Земли. В силу этого происходит уменьшение земного радиуса каждые сто лет на 5 см, а иногда и на 12 см. Изменение радиуса Земли происходит неравномерно. Оно обусловлено неустойчивостью механического и физико-химического состояния земных недр. Уменьшение радиуса планеты сопровождается резким увеличением давления во всех слоях ее недр, что приводит к перетоку новых масс в состав ее ядра и к его уплотнению. В целом из-за гравитационного сжатия и уменьшения земного радиуса наблюдается так называемое вековое ускорение вращения планеты, составляющее в относительных единицах $1,4 \cdot 10^{-8}$ в столетие.

Большое влияние на изменение скорости орбитального и осевого вращения Земли оказывают внешние причины. В первую очередь это касается приливного трения, воздушных течений и взаимодействия сезонной циркуляции атмосферы с земной поверхностью. В результате влияния на Землю притяжения Луны и Солнца в океанах и морях образуются приливные волны. Они перемещаются в направлении, противоположном вращению планеты, что приводит к уменьшению энергии вращательного движения Земли.

В земной атмосфере действуют постоянные воздушные течения, размеры которых сопоставимы с площадью материков. Скорости этих течений в среднем составляют зимой около 100 м/с, летом — 70 м/с. В целом воздушные потоки направлены зимой с запада на восток, а летом — с востока на запад. В результате трения воздушных потоков с земной поверхностью вращение Земли замедляется.

Большая роль в изменении скорости вращения нашей планеты принадлежит взаимодействию сезонной атмосферной циркуляции с поверхностью Земли. В северном полушарии над материками обычно летом возникают области низкого, а зимой высокого атмосферного давления. Это вызвано большим прогреванием летом суши, чем моря, а зимой — наоборот. В результате «избыточные массы воздуха» скапливаются над сушей зимой, над морями и океанами — летом. Вместе с географическим распределением материков в обоих полушариях это вызывает периодические изменения скорости

вращения Земли. По мнению геофизиков, возможные напряжения от этих избыточных воздушных масс на поверхности Земли могут в сотни раз превышать напряжения, требуемые для объяснения наблюдаемых сезонных колебаний продолжительности суток. Поэтому наряду с годовыми и 11-летними колебаниями скоростей вращения, вызванными солнечной активностью, могут существовать колебания, соответствующие разнообразным циклам погоды и имеющие период около трех месяцев.

3.3. Внешние и внутренние оболочки Земли

Поверхность Земли по существу является поверхностью раздела. Она отделяет твердое тело Земли от расположенной на ее поверхности жидкой водной оболочки — гидросферы и внешней газовой оболочки, называемой атмосферой.

Атмосфера. Согласно многочисленным данным, верхнюю границу атмосферы проводят по высоте 700—800 км или даже 900—1000 км, а с учетом экзосферы граница перехода атмосферы в космическое пространство лежит на высоте 2000—3000 км. В настоящее время земная атмосфера содержит $5,3 \cdot 10^3$ трлн т воздуха, но это составляет всего около одной миллионной части массы всей Земли. Атмосфера по своему составу и распределению массы весь-

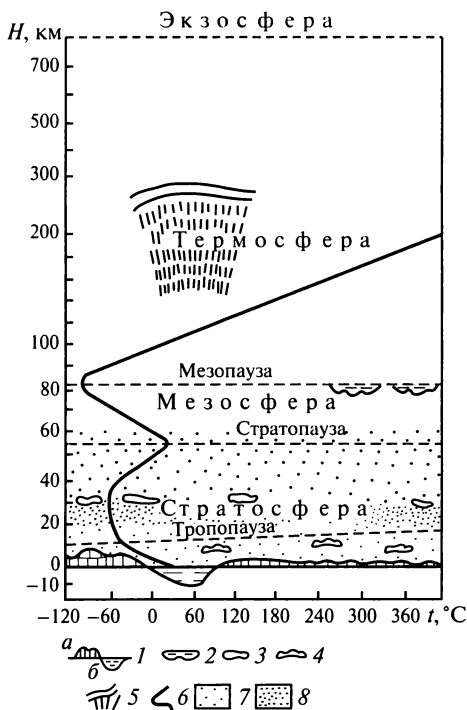


Рис. 3.2. Схематический разрез атмосферы:

1 — верхняя граница литосферы (а — суша, б — океан); 2 — серебристые облака; 3 — перламутровые облака; 4 — ярусы облачности в тропосфере; 5 — полярные сияния; 6 — температурная кривая; 7 — слой распространения озона; 8 — слой наибольшей концентрации озона (озоновый слой)

ма неоднородна. Плотность воздуха на уровне моря в среднем равна $1,3 \cdot 10^{-3}$ г/см³. С высотой плотность воздуха быстро убывает, так что $3/4$ ее массы приходится на нижние 10 км. По вещественному составу, температуре и характеру воздушных течений в ней выделяют несколько слоев. Разделяющие их границы носят название пауз. По резкой смене температур выделяются тропопауза, стратопауза, мезопауза, экзоплауза (рис. 3.2). Они выполняют запрещающие и разрешающие функции. Паузы являются не строго определенными границами раздела. В них неоднократно возникают разрывы, через которые происходит обмен веществом и энергией между соседними слоями.

Тропосфера. В тропосфере сосредоточено около 90 % массы атмосферы. В ней формируются погода и климат, возникают мощные воздушные течения, циклоны и антициклоны. Сухой воздух состоит из 78,08 % азота, 20,95 % кислорода, 0,93 % аргона, 0,03 % углекислого газа и малых количеств благородных газов и водорода. Важную роль в формировании погоды и климата играют термодинамические активные примеси (ТАП). К ним относятся пыль и пары воды. Пары воды и облачность вместе с углекислым газом влияют на потоки коротко- и длинноволнового излучения и вносят большой вклад в создание парникового эффекта. Это означает способность атмосферы пропускать солнечную радиацию до подстилающей поверхности, но поглощать собственное тепловое излучение подстилающей поверхности и нижележащих тропосферных слоев.

Тропосферная пыль имеет различное происхождение. Она поступает в тропосферу во время вулканических извержений, поднимается сильными ветрами с открытых пространств. Много пыли в тропосфере имеет промышленное или антропогенное происхождение.

От земной поверхности температура медленно понижается и на высоте 10—12 км составляет от -60 до -70 °С. На уровне стратопаузы на высоте от 15 до 18 км температуры стабилизируются.

Стратосфера. В стратосфере до высоты около 40 км температура воздуха колеблется в пределах от -40 до -50 °С, но затем быстро возрастает, достигая положительных значений около 15 °С. В настоящее время в стратосфере обнаружена активная вертикальная циркуляция воздуха, приводящая к перемешиванию воздуха до высот порядка 30—40 км. Это обеспечивает примерно постоянный газовый состав в стратосфере. Преобладающее направление ветров в стратосфере — восточное в отличие от западного в тропосфере.

Исключительно важной особенностью стратосферы и верхней части тропосферы является наличие озонового слоя. Он распространен на высоте от 17 до 30 км. Благодаря озоновому слою большая часть ультрафиолетового излучения задерживается.

Мезосфера. Ее газовый состав, в котором преобладают азот и кислород, весьма устойчив. Температура от нижней границы к верхней вновь понижается, достигая значений от -70 до -90 °С. У верхней

границы образуются так называемые серебристые облака, представляющие собой скопления мельчайших кристалликов льда.

Термосфера. Это наиболее разреженный слой, для которого характерны повышенная ионизация входящих в ее состав газов, а также существенное повышение температуры. Она изменяется от -90°C на высоте около 80 км до 400°C и более на высоте около 200 км. Среднее содержание водяного пара в атмосфере составляет около 2,6 % (об.). Для средних широт оно равно 1,3 % летом и 0,4 % зимой. Кроме того, незагрязненная атмосфера, помимо пыли ($0,02\text{ мг/м}^3$), содержит сернистый ангидрид (SO_2), оксид углерода (CO), оксид азота (NO), а также ряд соединений и бактерий.

Гидросфера располагается между атмосферой и твердой земной поверхностью. Это прерывистая водная оболочка Земли, кроме Мирового океана в ее состав входят наземные и подземные воды.

Гидросфера — одна из оболочек Земли, которая сыграла одну из самых важных ролей в геологической истории Земли. В ее пределах возникла жизнь и прошли сложнейшую эволюцию земные организмы. В гидросфере возникли своеобразные ландшафты, образовались осадочные горные породы и благодаря своей динамике в пределах гидросферы сформировался рельеф Земли. Гидросфера объединяет все известные нам формы природных вод: воды, находящиеся в магматических расплавах, в химических соединениях в минералах и горных породах, сорбированные поверхностью минеральных зерен, в капиллярной осмотической, в вакуольной и биологически связанной формах. Вода находится в газообразном, жидком и твердом состоянии. Эти формы постоянно переходят одна в другую и взаимодействуют с соседствующими сферами. Например, жидкая вода превращается в пар или в лед, пар конденсируется, лед тает. Вода нередко входит в кристаллическую решетку некоторых минералов (см. гл. 4), причем при повышении температуры минералы теряют воду. Вода прямо или косвенно участвует во всех природных процессах, происходящих как на поверхности Земли, так и в ее недрах.

Масса гидросферы составляет $1,46 \cdot 10^6$ трлн т воды и льда. Она в 275 раз превышает массу атмосферы, но составляет всего одну четырехтысячную часть массы всей Земли. Около 94 % массы гидросферы составляют соленые воды Мирового океана. Из оставшихся 6 % около $\frac{3}{4}$ приходится на подземные и поверхностные воды (озера, водохранилища, реки, болота) и только $\frac{1}{4}$ на горные ледники и ледники Гренландии и Антарктиды.

Земная кора. Представления о составе и физическом состоянии областей, находящихся в земных глубинах, основывается на комплексных геофизических исследованиях недр. Главным из них является сейсмический метод (от греч. «сейсма» — сотрясение). По данным сейсмического зондирования, исходя из скоростей прохождения сейсмических волн, выделяют три главные сферы Земли, отде-

ленные одна от другой поверхностями раздела, в которых резко меняются их величины.

Земная кора — это твердая верхняя (внешняя) оболочка Земли. Ее мощность колеблется от 5—20 (12) км под водами океанов до 30—40 км в равнинных областях и до 50—75 км в горных регионах. Если принять среднюю мощность (толщину) земной коры равной 33 км, а среднюю плотность веществ в ней — $2,8 \text{ г/см}^3$, то масса коры окажется равной $4,7 \cdot 10^7$ трлн т, что составит около 0,8 % всей массы Земли.

До недавнего времени этот слой называли сиалью (от начальных букв слов *silicium* — кремний и *aluminium* — алюминий). Это отличало ее от нижележащих слоев, которые были известны под названием сима (*silicium* + *magnium*).

В действительности земная кора состоит из легкоплавких силикатов с преобладанием алюмосиликатов. Больше всего в земной коре кислорода (49,13 %), кремния (26 %) и алюминия (7,45 %). Кислород в земной коре содержится не в свободном виде, а в форме оксидов. Здесь в среднем находится 58 % SiO_2 , 15 % Al_2O_3 , 8 % FeO и Fe_2O_3 , 6 % CaO , 4 % MgO и Na_2O , 2,5 % K_2O . В разных горных породах до-

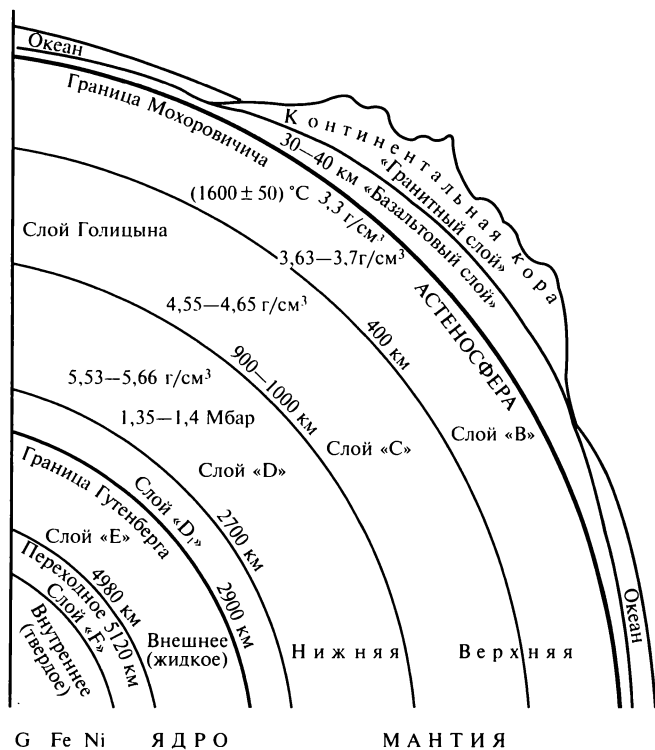


Рис. 3.3. Строение внутренних оболочек Земли

вольно много содержится радиоактивных долгоживущих изотопов урана, тория и калия. Больше всего их находится в гранитах и меньше всего в перидотитах и дунитах.

Граница земной коры от нижележащей мантии выделяется довольно резко. Ниже этой границы скорость продольных волн возрастает до 7,9—8, а иногда даже до 8,3 км/с, поперечных волн — до 4,5—4,7 км/с. Сейсмический раздел впервые был установлен югославским сейсмологом А. Мохоровичичем и в честь его назван *поверхностью Мохоровичича* (сокращенно Мохо или М) (рис. 3.3).

Мантия Земли распространяется под земной корой до глубины 2900 км от поверхности. Ее делят на две части: верхнюю — слои «В» и «С», которые распространяются до глубины 900—1000 км, и нижнюю — слои «D» и «D₁» от глубин 900—1000 км до 2900 км. Слой «В» именуют слоем Гутенберга, а слой «С» называют переходным слоем или слоем Голицына. Граница между слоями «В» и «С» располагается на глубине около 410 км, при переходе через которую сверху вниз скорости сейсмических волн резко возрастают. Сейсмическими методами в слое «В» верхней мантии установлен слой относительно менее плотных, как бы «размягченных» пластичных горных пород. Он называется *астеносферой* (от греч. «астянос» — слабый). В астеносферном слое наблюдается понижение скорости сейсмических волн, что особенно касается поперечных. Это, а также повышенная электрическая проводимость свидетельствуют о том, что речь может идти о своеобразном состоянии вещества. Оно вязкое и более пластичное по отношению к горным породам вышележащей земной коры и нижележащей мантии. Астеносферный слой располагается на различных глубинах. Под континентами он находится от 80—120 до 200—250 км, а под океанами — от 50—60 до 300—400 км. Вязкость астеносферного вещества существенно меняется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Меняется и его мощность.

Твердый надастеносферный слой мантии вместе с земной корой называется *литосферой*. Ниже астеносферы скорость продольных сейсмических волн резко возрастает, достигая на глубинах 900—2000 км 11,3—11,4 км/с.

Слой «С» отделяется от нижней мантии границей на глубине около 1000 км, где рост скоростей распространения сейсмических волн с глубиной резко замедляется. В нижней мантии скорости поперечных волн хотя и продолжают расти, но значительно медленнее, чем в слое «С» верхней мантии, достигая на глубинах 2700—2900 км 13,6 км/с. На глубине 2900 км намечается новый раздел сейсмического характера, который отделяет мантию от ядра. Здесь скорости продольных волн скачкообразно падают с 13,6 км/с в основании мантии до 8,1 км/с в ядре.

Ядро Земли. В нем выделяют внешнее, переходное и внутреннее ядро. Внешнее ядро располагается на глубине от 2900 до 4980 км,

переходное — до глубин 5120 км, а внутреннее ядро находится ниже 5120 км. Скорость распространения продольных (волны P) сейсмических волн в нижней части земной коры в среднем составляет 6,5 — 7,4 км/с, а поперечных (волны S) — около 3,7 — 3,8 км/с.

3.4. Физико-химический состав и агрегатное состояние вещества Земли

Плотность и давление. Средняя плотность Земли, по гравиметрическим данным, составляет 5,52 г/см³. Плотность горных пород, слагающих земную кору, колеблется от 2,4 до 3,0 г/см³. В среднем плотность горных пород земной коры принята 2,8 г/см³. При сопоставлении этой величины со средней плотностью Земли, предполагается значительное увеличение плотности земного вещества в мантии и ядре.

Согласно расчетным данным, в надастеносферной части мантии непосредственно ниже границы Мохо плотность пород значительно выше, чем в земной коре, и составляет 3,3 — 3,4 г/см³. В основании нижней мантии на глубине 2900 км плотность достигает 5,6 — 5,7 г/см³. При переходе от мантии к ядру происходит резкий скачок плотности до 10 г/см³. Затем к центру Земли плотность постепенно повышается до 11,5 г/см³. Во внутреннем ядре плотность достигает 12,5 — 13 г/см³ (рис. 3.4). Сравнивая между собой приводимые значения средней плотности, надо отметить, что существенные изменения плотности происходят на сейсмических разделах на границе между земной корой и верхней мантией и между нижней мантией и внешним ядром.

В соответствии с указанными изменениями плотности проведены расчеты давления на различных глубинах:

Глубина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6370
Давление, ГПа	1,0	3,1	14,0	35,0	137,0	312,0	361,0

Ускорение свободного падения изменяется от 982 см/с² у поверхности до максимального значения около 10377 см/с² в основании нижней мантии (2900 км). В ядре ускорение свободного падения начинает быстро снижаться, доходя в промежуточном слое «F» до 452 см/с², на глубине 6000 км оно оставляет 126 см/с², а в центре Земли равно нулю (рис. 3.5).

Земной магнетизм. Земля представляет собой гигантский магнит с силовым полем вокруг него. Сведения о характере магнитного поля Земли дают результаты исследования на земной поверхности и околоземном пространстве с помощью специальных аппаратов, благодаря которым проводятся наземные морские и аэромагнитные съемки. Измерения проводятся также с помощью специальных инстру-

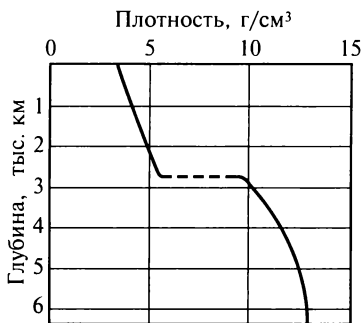


Рис. 3.4. Плотность пород внутри Земли (по М. С. Молоденскому)



Рис. 3.5. Ускорение свободного падения внутри Земли

ментов, установленных на низколетающих космических аппаратах. Геоманнитное поле дипольное. Магнитные полюсы Земли в настоящее время располагаются вблизи географических полюсов, но не совпадают с ними. Между геомагнитным и географическим полюсами образуется некоторый угол (около $11,5^\circ$), называемый *магнитным склонением*. Различают также *магнитное наклонение*, которое определяется как угол между магнитными силовыми линиями и горизонтальной плоскостью. Магнитное склонение, установленное по направлению магнитной силовой линии, определяется углом отклонения магнитной стрелки компаса от географического меридиана. Склонение может быть западным и восточным. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым склонением, называются *изогонами*. Магнитное наклонение определяется углом наклона магнитной стрелки к горизонту. Наибольшее наклонение наблюдается в районе магнитных полюсов. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым наклонением, называются *изоклинами*. Происхождение постоянного магнитного поля Земли объясняют действием сложной системы электрических токов, возникающих при вращении Земли в связи со сложными конвективными движениями в жидком внешнем ядре. Следовательно, Земля работает как динамо-машина, в которой механическая энергия конвективной системы генерирует электрические поля и связанный с ними магнетизм.

Магнитное поле Земли оказывает влияние на ориентировку в горных породах ферромагнитных минералов, таких, как гематит, магнетит, титаномagnetит. Особенно это проявляется в магматических горных породах — базальтах, габбро, перидотитах и др. Ферромагнитные минералы в процессе застывания магмы, т. е. в момент своего образования, принимают ту ориентировку магнитных силовых линий, которые в то время существуют. После того как горные породы окончательно застынут, ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется навечно. Некоторое количество ферромагнит-

ных минералов сохраняется и в осадочных породах во время образования железистых минеральных частиц. Собранные в экспедиционных условиях и ориентированные по современному магнитному полю образцы горных пород, содержащие ферромагнитные минералы, дают возможность как в лабораторных, так и в полевых условиях измерить склонение и наклонение магнитного поля во время первоначального намагничивания этих минералов.

Таким образом, и магматические, и осадочные горные породы нередко обладают стабильной намагниченностью, которая указывает на направление магнитного поля в момент их формирования. Исследования этой намагниченности для геологического прошлого показали, что магнитное поле Земли неоднократно менялось. Причем изменялось не только географическое положение магнитных полюсов, но и северный полюс становился южным, а южный — северным, т. е. происходили *инверсии* (от лат. «инверсию» — переворачивание) магнитного поля. Шкалу магнитных инверсий используют для расчленения и сопоставления толщ горных пород и определения возраста пород дна океанов.

Тепловой режим Земли. Различают два источника теплоты Земли: 1) теплота, получаемая от Солнца; 2) теплота, выносимая к поверхности из земных недр (тепловой поток). Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но немногим меньше ее половины отражается обратно в космическое пространство. Количество получаемой и отраженной Землей солнечной теплоты неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура приземных слоев атмосферы в каждом полушарии закономерно снижается от экватора к полюсам. Это обусловило широтное развитие климатической зональности. Под земной поверхностью влияние солнечной теплоты снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается *пояс постоянной температуры*, равный среднегодовой температуре данной местности. Глубина нахождения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от нескольких метров до 30 м. Так, в Москве на территории Московской сельскохозяйственной академии им. К. А. Тимирязева на глубине 20 м от поверхности наблюдается постоянная температура, равная 4,2 °С, а в Париже постоянная температура 11,83 °С наблюдается на глубине 28 м.

Ниже пояса постоянных температур важное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Давно замечено, что в шахтах, глубоких рудниках и буровых скважинах с увеличением глубины постоянно растут температуры. Это связано с тепловым потоком, исходящим из глубинных недр. Поверхностная плотность теплового потока измеряется в Вт/см². Проведенные исследования показали, что значения теплового потока на поверхностях континентов, океанов и различных частей Земли значительно различаются.

По данным Е. А. Любимовой, наименьшие значения теплового потока наблюдаются в областях развития кристаллических щитов

(Балтийского, Канадского, Украинского и др.). В равнинных платформенных областях тепловой поток увеличивается и только местами в пределах отдельных поднятий и возвышенностей он сильно возрастает. В древних горных сооружениях, таких, как Урал, Аппалачи, Тянь-Шань, интенсивность теплового потока очень высока. В молодых горных сооружениях, таких, как Альпы, Карпаты, Кавказ, Кордильеры, тепловой поток имеет разные значения. В основном здесь наблюдается повышение теплового потока почти в 2 раза по сравнению с платформенными областями.

На обширных пространствах ложа Мирового океана тепловой поток близок к значениям на континентальных равнинах. Однако в пределах рифтовой части срединноокеанских хребтов тепловой поток увеличивается в 2—4 раза.

Каковы источники теплового потока? Предполагается, что они расположены внутри Земли. Основными источниками тепловой энергии считаются: 1) радиогенная теплота, связанная с распадом радиоактивных элементов (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Sr и др.); 2) гравитационная дифференциация, вызванная перераспределением вещества по плотности в мантии и особенно в ядре, которая сопровождается выделением теплоты. Дополнительным источником внутренней теплоты может быть приливное течение, возникающее из-за замедления скорости вращения Земли вследствие взаимодействия с Луной.

Изменения температур с глубиной. Определение температуры во внутренних оболочках Земли основывается на многих косвенных показателях. Наиболее достоверные данные получены в результате прямых измерений температур самой верхней части земной коры, вскрываемой шахтами, рудниками и буровыми скважинами. Нарастание температуры в $^{\circ}\text{C}$ на единицу глубины называется *геотермическим градиентом*, а интервал глубины (в м), на котором температура повышается на 1°C , — *геотермической ступенью*. Геотермический градиент, а соответственно и ступень сильно отличаются в разных местах земного шара. Крайние пределы колебаний, по данным Б. Гутенберга, отличаются более чем в 25 раз. Это свидетельствует о различной активности земной коры и разной теплопроводности горных пород. Наибольший геотермический градиент, равный 150°C на 1 км, зарегистрирован в штате Орегон (США). Геотермическая ступень здесь равна 167 м. Наименьший градиент отмечен в Южной Африке. Он равен 6°C на 1 км. Ему соответствует геотермическая ступень, равная 167 м. В Кольской скважине, заложенной в пределах древнего кристаллического щита, на глубине 11 км зарегистрирована температура 200°C , что соответствует геотермической ступени 19—20 м. Средний геотермический градиент издавна принят 30°C на 1 км.

По данным В. Н. Жаркова, геотермический градиент вблизи земной поверхности оценивается в 20°C на 1 км. Если исходить из двух

приводимых выше средних значений и его неизменности в глубь Земли, то на глубине 100 км температура должна быть равна 3000 или 2000 °С. Однако это существенно расходится с фактическими данными. Именно на этих глубинах периодически зарождаются магматические очаги, из которых изливается на поверхность лава, имеющая максимальную температуру 1200—1250 °С. Учитывая этот своеобразный «геологический термометр», некоторые авторы (В. А. Любимова, В. А. Магницкий) считают, что на глубине 100 км температура не может превышать 1500 °С. При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, а это противоречит фактически известной скорости прохождения поперечных сейсмических волн.

Таким образом, средний геотермический градиент прослеживается до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности (20—30 км), а дальше он должен уменьшаться. Но даже в одном и том же месте изменение температуры с глубиной происходит неравномерно. Особенно хорошо это видно на примере Кольской сверхглубокой скважины. При заложении данной скважины рассчитывали на геотермический градиент 10 °С на 1 км и, следовательно, на проектной глубине (15 км) надо было ожидать температуру порядка 150 °С. Однако такой градиент наблюдался только до глубины 3 км, а далее он стал увеличиваться. На глубине 7 км температура оказалась равной 120 °С, на глубине 10 км — 180 °С, на глубине 12 км — 220 °С. Предполагается, что на проектной глубине температура должна составлять 280 °С.

Интересные данные изменения температур зафиксированы по скважине, заложенной в Северном Прикаспии. Она располагается в районе более высокого эндогенного режима. На глубине 500 м температура оказалась равной 42,2 °С, на 1500 м — 69,9, на 2000 м — 80,4, на 3000 м — 108,3 °С.

Какой надо ожидать температуру на значительно больших глубинах в мантии и ядре? По данным В. Н. Жаркова, «детальные исследования фазовой диаграммы $Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4$ позволили определить реперную температуру на глубине, соответствующей первой зоне фазовых переходов (400 км)», т. е. перехода оливина в шпинель. Температура здесь, согласно расчетам указанных авторов, оказалась равной (1600 ± 50) °С.

Вопрос о дальнейшем распределении температур в мантии ниже слоя «В» и в ядре Земли еще не решен. Высказываются различные точки зрения. Несмотря на дискуссионность вопроса, можно предположить, что температура с глубиной продолжает нарастать, но при этом геотермический градиент снижается и возрастает размер геотермической ступени. Предполагают, что температура в ядре Земли находится в пределах 4000—5000 °С.

Агрегатное состояние вещества Земли. Вещество литосферы находится в твердом кристаллическом состоянии. Это позволяет счи-

тать, что существующие здесь температуры не достигают точек плавления горных пород. Однако местами и внутри земной коры сейсмологи отмечают наличие отдельных низкоскоростных линз, напоминающих астеносферный слой, с которыми скорее всего связаны коровые магматические очаги. По сейсмическим данным, вещество мантии Земли, через которую проходят как продольные, так и поперечные сейсмические волны, находится в эффективно-твердом состоянии. При этом вещество нижней части слоя «В» и слоев «С» и «D», по-видимому, находится в кристаллическом состоянии, так как существующее в них давление препятствует плавлению. И только в астеносфере слоя «В» с пониженными скоростями сейсмических волн температура приближается к точке плавления. Предполагается, что вещество в астеносферном слое может находиться в аморфном стекловидном состоянии, а часть даже быть расплавленной. Геофизические исследования последних лет свидетельствуют о том, что в астеносфере имеются неоднородности, а сама астеносфера расслоена. В частности, об этом свидетельствуют также очаги магмы, возникающие на различных уровнях астеносферного слоя.

В каком же качестве находится вещество в ядре Земли? Ввиду того что переход от мантии к ядру сопровождается резким снижением скоростей продольных сейсмических волн, а поперечные волны, распространяющиеся только в твердой среде, в него не входят, большинство исследователей считают, что вещество внешнего ядра находится в жидком состоянии, а внутреннее ядро, по косвенным данным, считается твердым.

Средний химический состав Земли. Для определения химического состава Земли и ее оболочек используют данные о метеоритах, представляющих собой наиболее вероятные образцы протопланетного материала, из которого сформировались планеты земной группы и астероиды. К настоящему времени хорошо изучено вещество многих выпавших на земную поверхность в разное время и в различных частях метеоритов. По составу выделяют метеориты трех типов: *железные*, состоящие главным образом из никелистого железа (90 % Fe) с небольшой примесью кобальта и фосфора; *железокаменные* (сидеролиты), состоящие из железа и силикатов; *каменные*, или аэролиты, состоящие главным образом из железисто-магнезильных силикатов и включений никелистого железа.

Наибольшее распространение имеют каменные метеориты — около 65 % всех находок, железные и железозакаменные. Каменные метеориты подразделяют на две группы: 1) хондриты с мелкими округлыми зёрнами — хондрами (90 %); 2) ахондриты, не содержащие хондр. Состав каменных метеоритов близок к ультраосновным магматическим породам. По данным М. Ботта, в них около 12 % железоникелевой фазы.

На основании анализа состава различных метеоритов, а также сведений, полученных в результате экспериментальных геохимичес-

Средний химический состав Земли (по Г. В. Войткевичу, 1986)
(массовое содержание элементов, %)

Элементы	По А. Ферсману, 1932	По В. Рамамурти и Р.Холлу, 1970	По Р. Ганапати и Э. Андерсу, 1974	По Дж. Смитту, 1979	По Дж. Моргану и Э. Андерсу, 1980
O	28,03	30,75	28,50	31,30	30,12
Na	0,52	0,30	0,158	0,085	0,12
Mg	11,50	15,70	19,21	13,7	13,90
Al	1,22	1,29	1,77	1,83	1,41
Si	14,47	14,73	14,34	15,10	15,12
P	0,12	—	0,215	0,18	0,19
S	1,44	4,65	1,84	2,91	2,92
K	0,15	—	0,017	0,013	0,023
Ca	1,38	1,54	1,93	2,28	1,54
Ti	—	—	0,10	0,093	0,08
Cr	0,26	—	0,478	0,416	0,41
Mn	0,18	—	0,059	0,047	0,075
Fe	37,04	29,30	35,87	31,70	32,07
Ni	2,96	1,65	2,04	1,72	1,82

ких и геофизических данных и термодинамических расчетов, ряд исследователей предложили оценку валового элементного состава Земли, которая представлена в табл. 3.1, составленной Г. В. Войткевичем.

Как следует из табл. 3.1, повышенное распространение характерно только для четырех важнейших элементов — O, Fe, Si, Mg, в сумме составляющих 91 %. В группу менее распространенных элементов входят Ni, S, Ca, Al. Остальные элементы Периодической системы элементов Д. И. Менделеева имеют второстепенное значение.

Фигуру Земли называют геоидом. О глубинном строении Земли судят по распространению продольных и поперечных сейсмических волн, которые, проходя сквозь земные недра, испытывают преломление, отражение и затухание, что свидетельствует о расслоенности Земли. Внешними оболочками Земли являются атмосфера, гидросфера и земная кора. Выделяют три главные внутренние оболочки: литосферу, мантию и ядро. Мантия разделяется на верхнюю — до глубины 900 км

и нижнюю, которая распространяется до глубины 2900 км. Ядро Земли разделяется на внешнее — до глубины 5120 км и внутреннее — до глубины 6371 км. Внутренняя теплота Земли связана с распадом радиоактивных элементов — урана, тория, калия, рубидия и др.

Контрольные вопросы

1. Каковы форма и размеры Земли?
2. Какие существуют методы изучения внутреннего строения Земли?
3. Каково строение внешних оболочек Земли?
4. Каково внутреннее строение Земли?
5. Каким границам соответствуют разделы Мохоровичича и Гутенберга?
6. Какова средняя плотность Земли и как она распределяется по глубинам?
7. Что такое геотермический градиент и геотермическая ступень?
8. Как изменяются тепловой поток и температуры с глубиной?
9. По каким данным определяется средний химический состав Земли?
10. В каком агрегатном состоянии находится вещество в земных недрах?

Литература

- Войткевич Г. В.* Основы теории происхождения Земли. М., 1988.
Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., 1978.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.
Рингвуд А. Е. Состав и происхождение Земли. М., 1981.

Глава 4

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, МАНТИИ И ЯДРА

4.1. Строение земной коры

Земная кора, располагающаяся выше границы Мохо, складывается всеми известными горными породами — магматическими, осадочными и метаморфическими. Как в пределах континентов, так и под дном морей и океанов выделяются подвижные участки и относительно устойчивые площади земной коры. На континентах к устойчивым областям относятся обширные как низменные, так и возвышенные равнины — *платформы*. Таковыми являются Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Австралийская, Антарктическая платформы. В пределах платформенных областей располагаются устойчивые участки — щиты (Балтийский, Украинский, Алданский, Канадский, Бразильский и др.), представляющие собой области, в пределах которых выходят на дневную поверхность древние кристаллические горные породы. К подвижным поясам относятся молодые горные сооружения, такие как Альпы, Карпаты, Динариды, Кавказ, Памир, Гималаи, Анды, Кордильеры. Структуры, присущие материкам, не

ограничиваются континентами, но протягиваются в океан, образуя подводную окраину материков. Таковым является шельф с глубиной до 200 м и континентальный склон с подножием, который простирается до глубин 3000 м. В пределах океанов выделяются такие же структуры, как и на континентах. Самые глубокие области океанов занимают абиссальные равнины (от греч. «абиссос» — бездна). Эти выровненные обширные участки океанского дна, по своим особенностям напоминающие континентальные платформы, располагаются на глубинах 4000 — 6000 м. К подвижным поясам океанов относятся срединно-океанские хребты, а также активные окраины Тихого океана с окраинными морями (Охотское, Японское и др.), островными дугами (Курильские, Японские, Алеутские и др.) и глубоководные желоба. В их пределах зафиксированы самые глубокие области Земли, глубина которых превышает 8000 м. На основании геофизических данных выделяют два основных типа земной коры: *континентальный* и *океанский*. Они очень сильно отличаются друг от друга своими мощностями, строением и составом горных пород. Кроме них выделяют два переходных типа земной коры: *субконтинентальный* и *субокеанский*. Строение земной коры показано на рис. 3.3.

Континентальный тип земной коры. Мощность континентальной коры меняется от 35 — 45 км в пределах платформ до 55 — 75 км под молодыми горными сооружениями. Продолжаясь в области шельфа, толщина коры уменьшается до 20 — 25 км, а на материковом склоне приблизительно на глубине около 2,5 км континентальная кора выклинивается.

Континентальная кора состоит из трех слоев. Самый верхний слой представлен осадочными горными породами, поэтому этот слой называется *осадочным*. Мощность его различна: от нуля на шитах до 15 — 20 км в глубоких платформенных впадинах и прогибах перед горными сооружениями. Второй слой традиционно носит название «гранитный», или «гранитогнейсовый». Он примерно наполовину сложен гранитами, около 40 % — гранитогнейсами и ортогнейсами, а оставшаяся часть состоит в разной степени из метаморфизованных пород. Исходя из этого его называют *гранитогнейсовым* слоем. Третий, нижний, слой называют *базальтовым*, поскольку по химическому составу и по скоростям прохождения сейсмических волн он близок к базальтовым породам. Высказывается предположение, что этот слой сложен интрузивными породами типа габбро, а также сильнометаморфизованными породами типа амфиболитов. Мощность базальтового слоя изменяется от 15 до 35 км. Граница между гранитогнейсовым и базальтовым слоями получила название сейсмического *раздела Конрада*.

Океанская кора. Долгое время океанская кора рассматривалась как простая двуслойная модель, состоящая из верхнего осадочного и ниж-

него базальтового слоев. На основании проведенных сейсмических исследований, результатов подводного бурения и драгирования было уточнено строение океанской коры. По современным представлениям, океанская кора имеет трехслойное строение, а общая ее мощность колеблется от 5 до 12 км и в среднем составляет 6—7 км.

Верхний слой океанской коры — осадочный. Этот довольно тонкий слой состоит из различных по составу осадков и осадочных образований, значительная часть которых находится в рыхлом состоянии и насыщена водой. Максимальная мощность осадочного слоя составляет 1 км.

Второй океанский слой, согласно данным подводного бурения, сложен преимущественно базальтами с прослоями карбонатных и кремнистых пород. Мощность этого слоя колеблется от 1,0—1,5 до 2,5—3 км.

Самый нижний слой океанской коры бурением до сих пор не вскрыт. Однако на основании геофизических данных и результатов драгирования, проводимого с научно-исследовательских судов, предполагается, что он сложен магматическими породами основного состава типа габбро с присутствием ультраосновных пород (серпентиниты, пироксениты). Мощность третьего океанского слоя колеблется от 3,4 до 5 км.

Субконтинентальный тип земной коры по своему строению близок к континентальному типу. Он распространен в областях развития островных дуг и на окраинах материков. В пределах Курильской островной дуги выделяется первый верхний осадочно-вулканогенный слой мощностью от 0,5 до 5 км. Под ним располагается второй слой. Он представлен так называемыми островодужными гранитно-метаморфическими толщами и имеет мощность до 10 км. Третий базальтовый слой в зависимости от мощности вышележащих слоев залегает на глубинах 8—15 км. Его мощность также изменчива — от 15 до 40 км.

Субокеанский тип земной коры приурочен к котловинам окраинных и внутриконтинентальных морей (Охотское, Японское, Средиземное, Черное и др.). По своему строению субокеанский тип близок к океанскому, но отличается от него повышенной мощностью осадочного слоя, в ряде случаев его мощность превышает 10 км. Таким образом, суммарная мощность земной коры местами достигает 25 км. По геофизическим исследованиям, ниже субокеанской коры располагаются разуплотненные породы верхней мантии. Своеобразным строением характеризуется земная кора в центральных рифтовых зонах срединно-океанских хребтов. Здесь под вторым океанским слоем располагается выступ разогретого вещества со скоростями прохождения сейсмических волн средними между коровыми и мантийными образованиями. На основании этого одни авторы считают, что оно представлено веществом аномально разогретой мантии, а другие — что оно состоит из смеси корового и мантийного вещества.

4.2. Состав и состояние вещества земной мантии и ядра

Мантия. В настоящее время о составе и строении земной мантии исследователи располагают хотя и многочисленными, но, как правило, косвенными данными и в основном для слоя «В», т. е. до глубин около 400 км. Состав мантии скорее неоднороден. К числу косвенных данных относятся:

- выходы на земную поверхность в пределах некоторых континентов ультраосновных горных пород, главным образом перидотитов;
- наличие включений ультраосновных пород в базальтовых лавах вулканитов;
- состав горных пород ультраосновного состава, собранных в результате драгирования в областях океанских разломов;
- состав пород, слагающих каменные метеориты;
- состав пород, слагающих алмазоносные кимберлитовые трубки взрывов на континентах.

В последних вместе с перидотитами, содержащими гранаты, встречаются включения высокометаморфизованных пород, которые называют эклогитами. Эти породы по своему составу близки к габбро, но отличаются от него значительной плотностью.

Исходя из косвенных данных, а также экспериментальных исследований принимается, что верхняя мантия может состоять в основном из ультраосновных пород типа перидотитов, в которых главными минералами являются оливин, пироксен и гранаты.

Непосредственно ниже границы Мохо располагается высокоскоростной твердый слой верхней мантии, распространяющийся до различных глубин под океанами и континентами, который совместно с земной корой называют *литосферой*. Ниже литосферы (см. рис. 3.3) отмечается слой, в котором наблюдается некоторое уменьшение скорости распространения сейсмических волн, особенно поперечных. Последнее свидетельствует о существовании вещества в своеобразном состоянии. Этот слой менее вязкий и более пластичный, чем выше- и нижележащие слои, назван *астеносферой* (от греч. «астенос» — слабый), или *волноводом*.

Снижение скоростей сейсмических волн вызвано скорее всего нарастанием температуры части мантийного вещества, которое начинает плавиться. Возможно, вследствие этого образуются жидкие пленки вокруг твердых зерен горной породы, а иногда капли, в результате чего уменьшается вязкость вещества.

Глубина залегания астеносферного слоя неодинакова под океанами и континентами. Этот слой, имеющий мощность 250 км, под океанами располагается на глубинах 50—60 км, а под континентами — 80—100 км. В последние годы установлено, что астеносферный слой под рифтами срединно-океанских хребтов находится на глубинах всего 2—3 км. Важным оказался тот факт, что под шитами (Балтийский, Украинский, Канадский и др.) до глубин в 200—250 км не

обнаружено присутствие астеносферного слоя. Он скорее всего в этих частях земного шара располагается на значительных глубинах.

Ряд исследователей считают, что в отдельных местах астеносферный слой опускается до глубин 300—400 км, т. е. до основания слоя «В» верхней мантии. Учитывая высокую эндогенную активность литосферы и верхней мантии, введено обобщающее понятие *тектоносфера*. Она объединяет земную кору и верхнюю мантию до глубин около 700 км.

Относительно более глубоких слоев мантии, в частности слоев «С» и «D», высказано следующее мнение. Считается, что с ростом давления и температур происходит переход вещества в более плотные модификации. На глубинах более 400 (500) км оливин и другие минералы приобретают более плотную упаковку ионов в кристаллической решетке. В слое «С» верхней мантии («слой Голицына»), в котором происходит наиболее быстрое нарастание скоростей сейсмических волн и давления, отмечаются сильные фазовые видоизменения вещества. Например, обычный кварц с четвертной координацией под большим давлением переходит в минеральную форму SiO_2 — стишовит, которая обладает шестерной координацией (т. е. каждый ион кремния окружен не четырьмя, а шестью анионами кислорода). При этом значительно возрастает плотность вещества. Такие же изменения с существенным повышением плотности происходят и с другими силикатами. Предполагается, что с увеличением глубины в слое «С» в нижней мантии также возможен распад всех железисто-магнезиальных силикатов на простые оксиды, каждый из которых характеризуется более плотной упаковкой. На значительных глубинах в нижней мантии находятся оксиды Al_2O_3 (корунд), MgO (периклаз), Fe_2O_3 (гематит), TiO_2 (рутил), SiO_2 (стишовит).

Ядро. Вопросы о составе и физической природе ядра Земли до сих пор являются дискуссионными и при своей сложности далеки от разрешения. Ядро состоит из двух частей. Исходя из прохождения сейсмических волн внешнее ядро скорее всего находится в жидком состоянии, а внутреннее — в твердом.

Для ядра характерны большая плотность и высокая металлическая электрическая проводимость. Каков же состав ядра? Длительное время по аналогии с железными метеоритами считалось, что ядро сложено никелистым железом. Однако это не полностью согласуется с экспериментальными данными о плотности внутриядерного вещества и с расчетами вещественного состава, сделанными на основании скоростей прохождения сейсмических волн. По современным данным, при существующих в ядре давлениях и температурах плотность ядра Земли на 10 % ниже, чем у железоникелевого сплава. Высказывается мнение о том, что в ядре помимо никелистого железа должны присутствовать и более легкие элементы, в частности такие, как кремний или сера. Поэтому многие исследователи считают, что на основании современных данных ядро Земли состоит из

железа с примесью никеля и серы с возможным присутствием кремния или кислорода.

Земная кора состоит из четырех разных по составу и строению типов: двух основных — континентального и океанского и двух промежуточных — субконтинентального и субокеанского. Континентальная кора состоит из трех слоев — осадочного, гранитогнейсового и базальтового (гранулитобазитового). Общая мощность континентальной коры колеблется от 30 до 75 км. Океанская кора, обладающая мощностью до 7—8 км, имеет трехслойное строение. Под маломощным рыхлым осадочным слоем располагается базальтовый, который в свою очередь сменяется слоем, сложенным габбро с подчиненными ультрабазитами. Субконтинентальная кора, в целом похожая по составу на континентальную, приурочена к островным дугам и имеет повышенную мощность. Субокеанская кора располагается под крупными океанскими впадинами, в внутриконтинентальных и окраинных морях и в отличие от океанской обладает значительными мощностями осадочного слоя.

В пределах мантии из-за последовательного роста температуры и давления меняются минеральная фаза и плотность упаковки ионов в кристаллической решетке. Земная кора и верхняя часть мантии до глубин 80—150 км находятся в твердом состоянии и называются литосферой. До глубин около 400 км располагается астеносфера, в которой вещество находится в пластичном состоянии. Ниже 400-километровой глубины и до 2900 км происходит нарастание скоростей сейсмических волн, свидетельствующих о твердом состоянии вещества. Внешнее ядро — жидкое, а внутреннее находится в твердом состоянии. Оно состоит из никелистого железа с примесью серы и кремния.

Контрольные вопросы

1. Каково строение земной коры?
2. Чем отличается океанская кора от континентальной?
3. Чем отличается субконтинентальная кора от субокеанской?
4. Где развита субконтинентальная и субокеанская кора?
5. Что такое литосфера?
6. На какой глубине располагается астеносфера?
7. В каком состоянии находится вещество в литосфере и астеносфере?
8. Что такое тектоносфера?
9. Каковы состояние и состав вещества в верхней и нижней мантиях?
10. В каком состоянии находится вещество и каков его состав во внешнем и внутреннем ядре?

Литература

Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 1995.

Хаин В. Е., Короновский Н. В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М., 2007.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора складывается различными по химическому составу, происхождению и условиям залегания группами минералов и горных пород. Горные породы представляют собой агрегаты, сложенные из определенного сочетания минералов. Последние в свою очередь состоят из атомов и молекул химических элементов.

5.1. Химический состав земной коры

Средний химический состав земной коры сильно отличается от среднего химического состава Земли (см. гл. 3). О химическом составе земной коры существуют самые достоверные сведения, так как она в своей верхней части доступна прямым наблюдениям и исследованиям. Первые сведения о химическом составе этой части земной коры были опубликованы в 1889 г. американским ученым Ф. Кларком как среднеарифметические значения из имевшихся в его распоряжении 6000 химических анализов различных горных пород. В последующие годы эти значения уточнялись. Ф. Кларк

Таблица 5.1

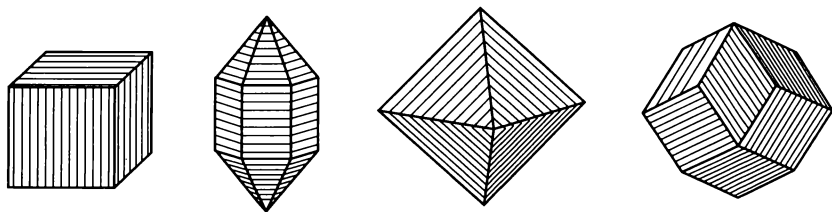
Средний химический состав земной коры

Элементы	По А. П. Виноградову, 1962	По В. Мейсону, 1971	По А. А. Ярошевскому, 1974
O	49,13	46,60	47,90
Si	26,0	27,72	29,5
Al	7,45	8,13	8,14
Fe	4,20	5,00	4,37
Mg	2,35	2,09	1,79
Ca	3,25	3,63	2,71
Na	2,40	2,83	2,01
K	2,35	2,59	2,40
H	0,15	—	0,16
Ti	0,61	—	0,52
C	0,36	—	0,27
S	—	—	0,10
Mn	—	—	0,12

данной проблеме посвятил около 40 лет, его вклад в науку был отмечен мировым ученым сообществом. А. Е. Ферсман предложил называть процентное содержание элемента в земной коре *кларком* этого элемента (например, кларк алюминия, кларк кремния и т. д.). За рубежом такие исследования проводили Г. С. Вашингтон, В. М. Гольдшмидт, Ф. Тейлор, В. Мейсон, а в Советском Союзе вопросами химического состава земной коры занимались академики В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. П. Виноградов, А. Б. Ронов, а также такие крупнейшие ученые, как В. Г. Хлопин, Г. В. Войткевич, А. А. Ярошевский. Согласно данным А. Б. Ронина и А. А. Ярошевского (1976), в земной коре наибольшее распространение имеют кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, магний, натрий, калий. В целом они составляют 98 % земной коры. При этом свыше 80 % приходится на кислород, кремний и алюминий в отличие от среднего состава Земли, где общее количество этих химических элементов резко сокращается. Особенно высоко в земной коре содержание кислорода и кремния. Общее представление о составе земной коры дает табл. 5.1.

5.2. Минералы

Минералы — это природные химические соединения или отдельные самородные химические элементы, возникшие в результате определенных физико-химических процессов, которые происходят в земной коре или на ее поверхности. Большинство минералов представляют собой кристаллические тела и лишь незначительная часть их находится в аморфном состоянии (от греч. «аморфос» — бесформенный). Кристаллическое состояние минералов выражено в их геометрически правильной многогранной форме — кристаллах. Кристаллическая форма обусловлена строением кристаллической решетки, которая зависит от химического состава и расположения атомов химического элемента. Формы природных кристаллов весьма разнообразны. На рис. 5.1 приведены кристаллы четырех хорошо известных минералов. Это кубической формы кристаллы галита (поваренной соли), шестигранные призмы, увен-



5.1. Различная форма кристаллов:

a — галит; *b* — горный хрусталь (кварц); *в* — магнетит; *г* — гранат

чанные пирамидами — кристаллы горного хрусталя, восьмигранники или октаэдры магнитного железняка, или магнетита, и двенадцатигранники граната. Форма кристаллов обусловлена закономерным упорядоченным расположением в пространстве элементарных частиц — ионов атомов и молекул, которые образуют структуру кристалла или их кристаллическую (пространственную) решетку.

Основы учения о кристаллах были заложены и в дальнейшем разработаны в конце XIX в. крупнейшим русским ученым Е. С. Федоровым. Им было выведено 230 законов пространственного расположения частиц в кристаллах. Современные физические методы исследования, в частности рентгеноструктурный (с помощью рентгеновских лучей), дали возможность определять размеры и тип кристаллической структуры и устанавливать расстояния между слагающими ее частицами. Все многообразие кристаллов группируется по степени их усложнения в семь крупнейших форм, которые называются *сингониями*. Существуют следующие сингонии: кубическая; тетрагональная; гексагональная; тригональная; ромбическая; моноклинная; триклинная.

Для образования кристаллической структуры большое значение имеют физико-химические и термодинамические условия, в которых происходит кристаллизация вещества. Из одного и того же химического соединения или химического элемента в различных условиях могут образоваться разной формы кристаллы. Так, кварц при высокой температуре кристаллизуется в гексагональной сингонии, а при более низкой — в тригональной. Кристаллизация в разных условиях приводит не только к появлению кристаллического разнообразия, но и к приобретению минералом совершенно различных свойств. Например, графит и алмаз состоят из чистого углерода. Но графит — это самый мягкий минерал (твердость 1), образует таблитчатой формы кристаллы гексагональной сингонии, а алмаз — самый твердый в природе минерал (твердость 10), относится к кубической сингонии. Данные различия вызваны разным расположением атомов. Это хорошо видно при сравнении кристаллических решеток алмаза и графита (рис. 5.2).

Способность твердых веществ образовывать при одном и том же химическом составе различные по строению кристаллические решетки, а значит, и создавать разные по форме кристаллы, называется

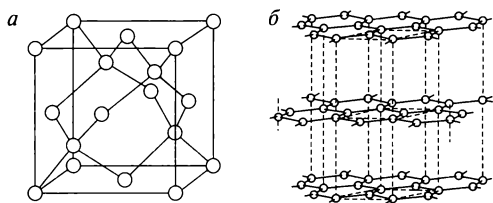


Рис. 5.2. Различная внутренняя структура кристаллического углерода:

a — структура алмаза; *b* — структура графита

ся *полиморфизмом* (от греч. «полиморфоз» — многоформенный, многообразный).

Кристаллы с характерным закономерным расположением частиц являются телами *анизотропными* (неравносвойственными). В таких телах почти все физические свойства, а именно теплопроводность, электрическая проводимость, твердость, силы сцепления и т. д., одинаковы в параллельных направлениях, но различны в непараллельных. Это свойство проявляется в способности кристаллического вещества самоограняться, т. е. превращаться в многогранники — кристаллы. В отличие от них в аморфных твердых телах, характеризующихся беспорядочным расположением составляющих их частиц, все физические свойства во всех направлениях одинаковы. Исходя из этого аморфные минералы называют *изотропными*, т. е. равносвойственными.

Свойство вещества с одинаковым химическим составом приобретать в разных физико-химических условиях разное внутреннее строение и создавать разные минералы носит название *полиморфизма* (от греч. «поли» — много). В качестве яркого примера полиморфизма можно привести две модификации углерода, о которых упоминалось выше, — это алмаз и графит.

Формы нахождения минералов. В природе формы минералов весьма разнообразны и зависят от условий их образования. Это либо хорошо ограненные кристаллы или их закономерные образования сростки (двойники), либо целые минеральные скопления или скопления отдельных минеральных зерен, создающих минеральные агрегаты.

Отдельные хорошо ограненные кристаллы и кристаллические двойники возникают в благоприятных условиях для их роста. Это не только достаточное количество насыщенного химическим элементом раствора, его температура и давление, но и достаточное пространство, в котором происходит рост кристалла.

Среди обособленных минеральных скоплений наиболее часто встречаются *друзы*, представляющие собой скопления кристаллов, приросших к стенкам пещер или к трещинам. *Секреции* — результат постепенного заполнения ограниченных пустот минеральным веществом, которое отлагается на их стенках. Они имеют концентрическое строение, которое отражает стадийность роста. Мелкие секреции называют *миндалинами*, а крупные — *жеодами*. Минералы встречаются и в форме конкреций. *Конкреции* — более или менее округлые образования, возникшие путем осаждения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации. С этим часто связано концентрическое или радиально-лучистое строение конкреций. Мелкие округлые образования концентрического строения называют *оолитами*, а более крупные — *пизолитами*. Их возникновение связано с выпадением минерального вещества в подвижной водной среде.

Натечные образования, осложняющие поверхности пустот, возникают при кристаллизации минерального вещества из просачива-

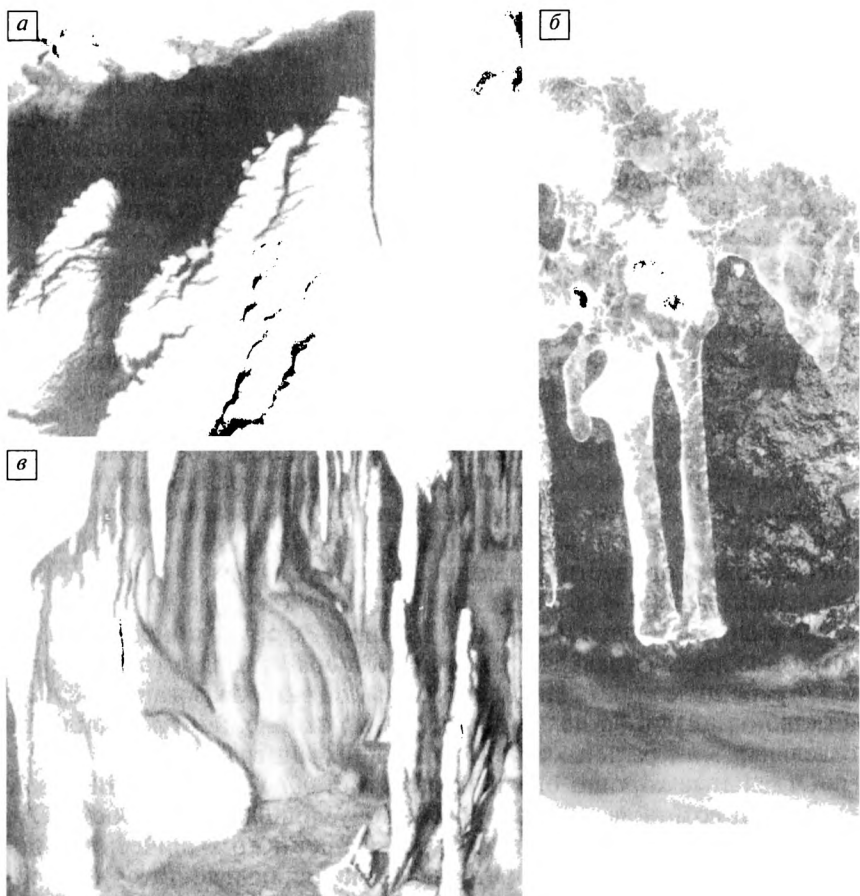


Рис. 5.3. Натечные формы карбоната кальция в пещерах:
а — начало роста сталагмитов; *б* — сталактиты; *в* — сталагмиты

ющихся подземных вод. Натёки, свисающие со сводов пустот, называются *сталактитами*, растущие вверх со дна пещер, — *сталагмитами* (рис. 5.3). На поверхности трещин могут развиваться плоские минеральные пленки, имеющие разное строение. В том случае, если на поверхности возникают выделения мелких кристаллов, в миниатюре напоминающие друзы, их называют *щётками*.

Наиболее широко развиты минеральные агрегаты кристаллического, аморфного или скрытокристаллического строения, слагающие толщи. Они возникают при более или менее одновременном выпадении из растворов или расплавов множества минеральных частиц. В кристаллических агрегатах минералы находятся в микро- или макрокристаллическом состоянии, но слагаемые ими зерна имеют неправильную форму. Их величина зависит от условий кристаллиза-

ции и меняется от крупной до тонкозернистой. В жилах кристаллические агрегаты часто имеют массивное или сливное строение, при котором отдельные зерна трудно различимы на глаз.

Аморфные агрегаты — однородные плотные или землистые массы, обладающие матовым, восковым или слабо жирным блеском. Скрытокристаллические агрегаты внешне напоминают аморфные и отличаются от них только микроскопически. Они представляют собой коллоидные системы, состоящие из тонкодисперсных кристаллических частиц заключающей их среды.

В природе довольно часто встречаются минералы, имеющие не свойственную их составу форму. Это так называемые *псевдоморфозы* (от греч. «псевдо» — ложный). Они возникают при физико-химических изменениях ранее существовавших минералов или образуются в пустотах, ранее заполненных другими минералами. При этом вновь возникшие минералы вышелачивают или растворяют предыдущие. К примеру, часто встречаются псевдоморфозы лимонита по пириту, когда кубические кристаллы пирита замещены скрытокристаллическим лимонитом. Нередко остатки ископаемых стволов или веток деревьев замещены опалом или иными кристаллами кремнезема.

Физические свойства минералов. Постоянство химического состава и внутренней структуры минералов обуславливает их физические свойства. На этом основаны различные методы минералогических исследований и определений минералов. Большинство из них требует специальной, очень сложной и дорогостоящей аппаратуры. Вместе с тем надо особо подчеркнуть, что каждый исследователь, имеющий дело с горными породами и минералами, занимающийся проблемами экологической геологии и геоэкологии, обязан овладеть методами полевого определения минералов и наиболее распространенных горных пород, которые основаны на признаках, видимых невооруженным глазом. Во время специального и детального изучения минералов, определения их кристаллографической решетки, атомарных включений, а также при изучении редко встречаемых минералов требуется применение специального оборудования и сложных физико-химических методов.

Морфология. Одним из важнейших диагностических признаков, которые применяют в полевых условиях, является морфология кристаллов. Однако при этом надо помнить, что в природе один и тот же минерал в разных условиях образует кристаллы различной формы, а разные минералы могут давать очень похожие кристаллы. Выше отмечалось о существовании семи сингоний минералов. Кубическая форма кристаллов присуща галиту (поваренной соли), пириту, а гексагональная форма — кварцу. Кальциту свойственна тригональная форма, слюде — триклинная и т.д.

Цвет. Важным диагностическим признаком минералов является цвет, который рассматривается лишь в совокупности с другими свой-

ствами минералов. Некоторые минералы легко определить по характерному цвету. Например, ни с чем нельзя спутать зеленый малахит, желтую серу, красную киноварь, синий азурит или сиреневый аметист. Окраска минерала определяется его химическим составом, структурой, механическими примесями и неоднородностями. В связи с этим один и тот же минерал может иметь различную окраску, а разные минералы бывают одного цвета. Цвет минерала может измениться интерференцией света в его поверхностных частях, что вызывает появление серых, синих и зеленых переливов, например у лабрадора. Это явление носит название *иризации*. Большинство минералов могут обладать различной окраской. Например, флюорит бывает бесцветным, желтым, коричневым, розовым, зеленым, синим, фиолетовым и даже почти черным. Кроме того, цветовые оттенки минералов могут меняться под воздействием высоких температур, ультрафиолетового и радиоактивного излучения и даже просто выцветать на солнечном свете.

Более надежным диагностическим признаком минералов является цвет черты, который выявляется, если уголком испытуемого образца потереть пластинку неглазурованного фарфора, называемого бисквитом. В том случае, если твердость минерала больше бисквита, то на нем остается царапина. В таком случае рекомендуется соскрести напильником немного порошка, а затем уже растереть его на пластинке. Цвет черты отражает собственный цвет минерала. Ее окраска более постоянна и в меньшей степени зависит от цветовых разновидностей минерала. Так, цвет черты черного гематита — вишнево-красный, золотисто-желтого пирита — черный с зеленоватым оттенком, а флюорит независимо от его окраски всегда белый.

Блеск минерала обусловлен тем, как свет отражается от его поверхности и зависит от показателя преломления. Выделяют минералы с металлическим блеском, к которым относят непрозрачные минералы, имеющие темноокрашенную черту. Металлический блеск бывает не только у самородных металлов, но и у сульфидов. Блеск, напоминающий блеск потускневшего металла, называют *металлоидным* (полуметаллическим). Значительно более обширную группу минералов составляют минералы с неметаллическим блеском. К этой разновидности относят минералы с алмазным, стеклянным, жирным, перламутровым, шелковистым, восковым блеском. В случае отсутствия блеска говорят, что минералы обладают матовым блеском.

Прозрачность характеризует способность минерала пропускать свет и зависит от его кристаллической структуры, характера и однородности скопления минеральных зерен. По этому признаку минералы разделяют на *непрозрачные*, которые не пропускают световых лучей, *прозрачные*, пропускающие свет подобно простому оконному стеклу, кроме того, различают *полупрозрачные*, или *просвечивающие* (они пропускают свет подобно матовому стеклу), и *непро-*

гнчивающие. Последние свет пропускают только в тонких пластинках.

Излом и спайность. *Излом* определяется поверхностью, по которой раскалывается минерал. Она может напоминать ребристую неровную поверхность раковины — *раковистый излом*, но может иметь неопределенно-неровный характер — *неровный излом*. Последний описывается как зернистый, занозистый, игольчатый, волокнистый, ступенчатый или землистый излом.

Многие минералы хорошо раскалываются по определенным плоским поверхностям. В таких случаях говорят, что минерал обладает *спайностью*. Такая способность обусловлена существованием направления наименьшего сцепления частиц в кристаллической решетке. В зависимости от того, насколько легко образуются сколы по плоскостям спайности и насколько они выдержаны, различают несколько степеней спайности. *Весьма совершенная* — минерал легко расщепляется на тонкие пластинки (слюда), *совершенная* — минерал при ударе раскалывается по плоскостям спайности (кальцит), *средняя* — при ударе минерал раскалывается как по плоскостям спайности, так и по неровностям (полевые шпаты); *несовершенная* — на фоне неровного излома образуются сколы по плоскостям; *весьма несовершенная* — всегда образует неровный или раковистый излом. В том случае если спайность выражена в нескольких направлениях, то необходимо определить взаимное расположение плоскостей спайности и оценить примерный угол между расколотыми плоскостями.

Твердость. Под твердостью минерала понимают сопротивление, которое оказывает его поверхность механическому воздействию. Немецкий минералог Ф. Моос предложил шкалу, согласно которой минералы группируются в соответствии с их относительной твердостью по десятибалльной шкале. Эта шкала называется минералогической шкалой твердости, или *шкалой Мооса*. По этой шкале определяется относительная твердость путем царапанья эталонными минералами поверхности исследуемого минерала по принципу — более твердый минерал оставляет на менее твердом царапину. Каждый минерал, занимающий определенное место в шкале Мооса, царапает все минералы с меньшими значениями твердости, но в то же время сам царапается стоящими выше него более твердыми минералами. Минералы с равными значениями твердости не царапают друг друга.

В принятую шкалу твердости входят десять минералов, расположенных в порядке увеличения твердости (табл. 5.2). Первый минерал — тальк — обладает самой низкой твердостью (1), последний — алмаз — имеет самую высокую твердость (10).

Кроме того, для определения твердости минералов можно воспользоваться некоторыми распространенными предметами, твердость которых близка твердости минералов по шкале Мооса. Так,

Шкала твердости минералов

Твердость	Минерал	Химическая формула	Твердость по Моосу
1	Тальк	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$	Скоблится ногтем
2	Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Царапается ногтем
3	Кальцит	$CaCO_3$	Царапается медной монетой
4	Флюорит	CaF_2	Легко царапается перочинным ножом
5	Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)_2$	С трудом царапается перочинным ножом
6	Ортоклаз	$K(AlSi_3O_8)$	Царапается напильником
7	Кварц	SiO_2	Царапает оконное стекло
8	Топаз	$Al_2(SiO_4)(F,OH)_2$	Легко царапает кварц
9	Корунд	Al_2O_3	Легко царапает топаз
10	Алмаз	C	Ничем не царапается

твердостью 1 обладает графит мягкого карандаша, около 2—2,5 — ноготь; 4 — железный гвоздь; 5 — стекло; 5,5—6 — стальной нож, игла.

Для каждого минерала характерна более или менее постоянная плотность. Этот диагностический признак особенно важен для минералов, в состав которых входят тяжелые металлы.

Плотность минерала равна отношению его массы в воздухе к массе эквивалентного объема воды. Ее легко вычислить, взвесив образец минерала сначала в воздухе, а затем в подвешенном состоянии в воде, с тем чтобы определить массу вытесненной им воды. Плотность многих минералов колеблется в пределах от 2,5 до 3,3 г/см³. Необычайно низкую плотность имеет графит (2,2). Минералы с высокой плотностью всегда характеризуются большим содержанием металла. Плотность пирита колеблется от 4,9 до 5,3, галенита — от 7,3 до 7,6, золота — от 16,0 до 19,0 г/см³ и зависит от чистоты золота.

Магнитность. Единственный минерал, который обладает четко выраженными магнитными свойствами, является магнетит. Слабую намагниченность имеют минералы, содержащие железо.

Растворимость. Небольшое число минералов, например галит, легко растворяются в воде. Остальные или плохо растворимы или вообще не растворимы в воде. Некоторые минералы растворяются в кислотах. В разбавленной соляной кислоте растворяется кальцит с выделением пузырьков диоксида углерода. Несколько хуже растворяются доломит, гипс и ангидрит.

Вкус, ощущение на ощупь, запах. Минералы могут быть солеными, кислыми, горькими. Они бывают жирными и холодными на ощупь. Могут иметь землистый запах.

При диагностике минералов необходимо пользоваться всеми перечисленными выше свойствами, так как только комплекс признаков помогает правильно определить минерал.

Классификация минералов. Общее количество известных в настоящее время минералов превышает 2500. Одни из них встречаются крайне редко, и лишь немногие играют ведущую роль в образовании горных пород, слагающих земную кору. Такие минералы называются *породообразующими*. Их всего около 50. Остальные минералы в горных породах встречаются в форме небольших примесей и называются *акцессорными* минералами (от лат. «акцессориус» — дополнительный).

В основе принятой в настоящее время классификации минералов лежат химический состав и их кристаллическая структура. Ниже рассматриваются наиболее широко распространенные порообразующие и акцессорные минералы. Последние, кроме того, образуют самостоятельные скопления, а некоторые из них служат полезными ископаемыми или относятся к группе драгоценных и полудрагоценных камней. В данном курсе рассматриваются широко распространенные минералы, принадлежащие к классам самородных элементов, сульфидов, галоидов, оксидов, гидроксидов, карбонатов, сульфатов, фосфатов и силикатов.

Самородные элементы. В этот класс входят минералы, состоящие из одного химического элемента. В природе известно около 45 минералов этого класса, но в земной коре они составляют всего 0,1 % по массе. К ним относятся такие самородные металлы, как золото, серебро, медь, платина, а также графит, алмаз, сера и др.

Сульфиды. Минералы, входящие в этот класс, состоят из соединений различных элементов с серой, хотя они, так же, как и самородные, не пользуются большим распространением и в строении земной коры не играют ведущую роль. Этот класс включает в себя ряд минералов, представляющих собой важнейшие руды, переплавляемые на свинец, медь, цинк, молибден и др. К ним относятся: *пирит* (серный колчедан) FeS_2 , *халькопирит* (медный колчедан) CuFeS , *галенит* (свинцовый блеск) PbS , *сфалерит* (цинковая обманка) ZnS , *молибденит* (молибденовый блеск) MoS_2 , *киноварь* HgS и др.

Галоидные соединения. Минералы этого класса состоят из солей галоидно-водородных кислот. Наиболее распространены хлористые и фтористые соединения. К ним относятся *галит* (поваренная соль) NaCl , *сильвин* (калийная соль) KCl , *карналлит* $\text{MgCl}_2\text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и *флюорит* (плавиковый шпат) CaF_2 .

Оксиды и гидроксиды. В этом классе объединены минералы, состоящие из соединений различных элементов с кислородом (оксиды) и соединений отдельных элементов с кислородом, гидроксиль-

ной группой (ОН) и водой. В этом классе существуют две крупные группы. В одну входят оксиды и гидроксиды кремния (группа халцедона) и оксиды и гидроксиды металлов.

Кремнезем, или *халцедон*, и *кварц* SiO_2 , а также около сотни разновидностей оксидов и гидроксидов кремния — одни из самых распространенных минералов в земной коре, составляющие по массе 12 % коры. Кремнезем входит в состав почти всех генетических типов горных пород. Гидроксид кремния представлен также широко распространенным минералом — *опалом* $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

В группу оксидов и гидроксидов металлов входят важнейшие рудные минералы: *магнетит* (магнитный железняк) $\text{Fe} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_4$, *гематит* (железный блеск или красный железняк) Fe_2O_3 , *корунд* Al_2O_3 , *хромит* (хромистый железняк) FeCr_2O_4 , *уранинит* (черный диоксид урана) UO_2 , а из гидроксидов необходимо отметить *лимонит* (бурый железняк) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, представляющий собой сложный минеральный агрегат минералов *гётита* $\text{FeO} \cdot \text{OH}$ и *гидрогётита* $\text{FeO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, гидроксиды алюминия — *гиббсит* $\text{Al}(\text{OH})_3$, *бемит* $\text{Al}(\text{OH})_2$ и *диаспор* $\text{Al}(\text{OH})$, входящие в состав руды алюминия — боксита.

Карбонаты. К этому классу относятся следующие минералы: *кальцит*, или *известковый шпат* (прозрачная разновидность его называется исландским шпатом), CaCO_3 , *доломит* CaMgCO_3 , *сидерит* (железный шпат) FeCO_3 и *магнезит* MgCO_3 .

Фосфаты. Среди фосфатов наиболее распространенными и имеющими большое практическое значение являются *апатит* $\text{Ca}_5(\text{F,Cl})(\text{PO}_4)_2$ и близкая к нему по химическому составу скрытокристаллическая разновидность — *фосфорит*.

Сульфаты. К этому классу относятся минералы, представляющие собой соли серной кислоты: *гипс* $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, *ангидрит* CaSO_4 , *мирабилит* (глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, *барит* (тяжелый шпат) BaSO_4 .

Вольфрамиты. К этому классу относятся два аксессуарных минерала, которые к тому же являются важной рудой для получения вольфрама. Это *вольфрамит* $(\text{Fe, Mn})\text{WO}_4$ и *шеелит* CaWO_4 .

Силикаты. К данному классу относятся очень широко распространенные в земной коре породообразующие минералы. Все они сложны по химическому составу и многие из них принимают участие в строении магматических и метаморфических пород. Силикаты вместе с кремнеземом (халцедон, кварц) составляют по массе около 90 % всей земной коры. Строгая классификация этого класса минералов стала возможной после того, как удалось расшифровать тесную связь их структуры с химическим составом. Это было сделано благодаря кристаллохимическим исследованиям.

Кристаллическую решетку всех силикатов составляет ионная четырехвалентная группа SiO_4 , образующая тетраэдры (от греч. «тетра» — четыре, «гедра» — грань). Силикаты согласно классифика-

ции разделяются на островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоевые и каркасные. Лишь пять из них являются породообразующими.

Островные силикаты имеют структуру изолированных тетраэдров с присоединенными к ним ионами других элементов. Самым распространенным минералом этой группы является оливин $(\text{Mg,Fe})_2(\text{SiO}_4)$.

Цепочечные силикаты. К этой группе относятся силикаты, в которых тетраэдры, соединяясь между собой, образуют цепочки. К ним относятся большая группа минералов, называемых пироксенами. Среди них имеются три минерала, обладающие очень сложным химическим составом, но играющих большую роль в составе горных пород — это гиперстен, авгит и диопсид.

Ленточные силикаты отличаются от цепочечных тем, что соединенные между собой тетраэдры образуют обособленные ленты или полосы. К ним относится группа *амфиболов*, обладающая сложным и сильно меняющимся составом. Самым распространенным минералом этой группы является *роговая обманка*.

Слоевые силикаты. К этой группе относятся минералы, в которых кристаллическая структура обусловлена сцеплением лент в виде одного непрерывного слоя. Среди многочисленных представителей этой группы важное порообразующее значение имеют: мусковит — бесцветная слюда $\text{KAl}_2(\text{OH})_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$ и ее мелкочешуйчатая разновидность — серицит с шелковистым блеском; биотит — черная слюда $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH,F})_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$. К этой же группе относятся серпентин, или змеевик, $\text{Mg}_6(\text{OH})_8(\text{Si}_4\text{O}_{10})$, тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})$ и хлориты. Последние представляют собой алюмосиликаты сложного состава.

Серпентин, тальк и хлориты возникают в результате сложных процессов преобразования ранее возникших пород под воздействием горячих растворов и газов. Ряд слоевых силикатов образуются в процессе преобразования горных пород в поверхностных условиях, под воздействием солнечной теплоты, света и агрессивных вод. К ним относятся глиноподобные минералы: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, которые объединены в группу монтмориллонита. В поверхностных или гипергенных условиях слюды преобразуются в гидрослюды, которые по составу представляют собой минералы, занимающие промежуточное положение между слюдами и монтмориллонитом. Это гидромусковит и гидробиотиты, главной особенностью которых является обогащение водой.

К слоевым силикатам относится также глауконит, широко распространенный среди осадочных пород.

Каркасные силикаты. В эту группу входят очень важные породообразующие минералы — полевые шпаты. В них кремниевые тетраэдры сцеплены четырьмя вершинами, создающими каркас.

Эта группа составляет около 50 % массы земной коры. Они подразделяются на калиево-натриевые полевые шпаты — ортоклазы $K(AlSi_3O_8)$ и известково-натриевые, или плагиоклазы. Минерал, обладающий таким же химическим составом, что и ортоклаз, но кристаллизующийся в триклинной сингонии, называется микроклином. Плагиоклазы представлены непрерывным рядом изоморфных минералов: альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, биттовит и анортит. Крайними членами этого ряда являются натриевый плагиоклаз — альбит $Na(AlSi_3O_8)$ и кальциевый плагиоклаз — анортит $Ca(Al_2Si_2O_8)$. Промежуточные минералы плагиоклазового ряда представляют смесь в разных соотношениях альбитовых и анортитовых молекул. Отмечается одна особенность — уменьшение содержания оксида кремния от альбита (68,8 %) к анортиту (43,2 %). В соответствии с этим плагиоклазы подразделяются на кислые (альбит и олигоклаз), средние (андезин и лабрадор) и основные (биттовит и анортит).

Подобные явления непрерывного ряда минералов, возникающие в результате смеси молекул разного состава, отмечаются не только среди плагиоклазов, но и среди некоторых других минералов силикатов. Это явление носит название *изоморфизма* (от греч. «изос» — равный, «морфэ» — форма). Под ним понимают способность элементов близкой относительной атомной массы заменять друг друга в химических соединениях родственного состава и образовывать ряд смешанных минералов одинаковой или близкой кристаллической формы.

Понятие о парагенезисе минералов. В глубокой древности было замечено, что ряд минералов в рудных месторождениях всегда встречаются совместно. И на этом основании считалось, что встреченный один минерал дает основание предполагать о быстрой находке другого, который, как правило, встречается с ним совместно. Например, благодаря тому что гранат и алмаз встречаются совместно, были вначале обнаружены гранаты, затем по их распространенности были открыты коренные месторождения алмазов в Якутии и Архангельской области. Накопленный с течением времени большой фактический материал о совместной встречаемости минералов дал возможность вывести общие закономерности их встречаемости и взаимного распространения. Для такого совместного нахождения минералов был введен специальный термин *парагенезис*, или *парагенез* (от греч. «пара» — возле, подле). Исследователи обратили внимание на то, что иногда в одном и том же образце руды могут встречаться минералы, которые возникли в разное время и в неодинаковых условиях. Получается, что один парагенез может накладываться на другой. В качестве парагенеза приведем следующий пример. В кварцевых жилах встречается не только золото, но и оксиды железа, в полиметаллических месторождениях совместно находятся сфалерит, галенит, пирит, халькопирит и серебряные руды. Спутником ал-

мазов является пироп (железисто-глиноземистый гранат), обнаружения которого привели к открытию в Якутии, а затем и в Архангельской области месторождений алмазов.

5.3. Горные породы

Горные породы представляют собой естественные минеральные агрегаты, образовавшиеся в результате геологических процессов в земных недрах или на поверхности Земли. Основу горных пород составляют породообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования самой горной породы. Но кроме них в горных породах могут присутствовать более редкие акцессорные минералы, состав и общее количество которых может колебаться в широких пределах.

В том случае если горная порода представляет собой агрегат одного минерала, она называется *мономинеральной*. К таким породам относятся мрамор и кварциты. Первые представляют собой агрегат кристаллических зерен кальцита, а вторые — кварца. Если в составе горной породы принимает участие несколько минералов, такую породу называют *полиминеральной*. В качестве примера такого рода пород можно привести гранит, который состоит из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, а также темноцветных минералов — биотита, роговой обманки и реже авгита.

Строение горных пород характеризуют структура и текстура. *Структура* определяется состоянием минерального вещества, слагающего породу (кристаллическое, аморфное, обломочное, сливное, скрытокристаллическое), размером и формой кристаллических зерен или обломков, из которых состоит порода, и их взаимоотношением. Если горная порода полностью состоит из кристаллических зерен, то ее выделяют в качестве *полнокристаллической*. При резком преобладании нераскристаллизованной массы говорят о стекловатой или *аморфной* структуре. Если в стекловатую массу вкраплены кристаллические зерна, такую структуру называют *порфировой*. Если крупные кристаллические выделения вкраплены в кристаллическую мелкозернистую массу, структуру называют *порфировидной*. Когда порода состоит из сцементированных обломков, говорят об *обломочной* структуре.

Кристаллическая и обломочная структуры подразделяются по размеру зерен, слагающих обломки. Среди кристаллических структур выделяют крупнозернистые со средним 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 кристаллических зерен, не различимых невооруженным глазом, ее структура определяется как *афанитовая*, или *скрытокристаллическая*. Если кристаллические зерна более или менее равномерно распределены в породе, то говорят о

равномерно-зернистой структуре, в противном случае — о *неравномерно-зернистой*.

Под *текстурой* понимают сложение породы, т.е. расположение в пространстве слагающих ее частиц. Выделяют плотную, пористую, однородную, массивную, ориентированную (слоистую, сланцеватую и др.) текстуры.

В основу классификации горных пород положен генетический принцип, т.е. принцип происхождения самой породы. По этому признаку выделяют:

1. Магматические, образующиеся в результате внедрения расплавленных масс из недр в земную кору. Часть магмы застывает не доходя до земной поверхности, другая часть изливается на земную поверхность. Застывшие на глубине магматические породы называют *интрузивными*, а излившиеся — *изверженными*, или *эффузивными*.

2. Осадочные горные породы, образовавшиеся на земной поверхности в результате действия различных экзогенных факторов.

3. Метаморфические горные породы, возникшие в результате преобразования в условиях высокого давления и температур на глубине или под действием горячих жидких газообразных веществ из магматических и осадочных горных пород.

Магматические горные породы. Они слагаются в основном силикатами и алюмосиликатами. По содержанию кремнезема (SiO_2) эти горные породы подразделяются на четыре группы (в каждой группе вначале указывается горная порода *интрузивного* происхождения, т.е.

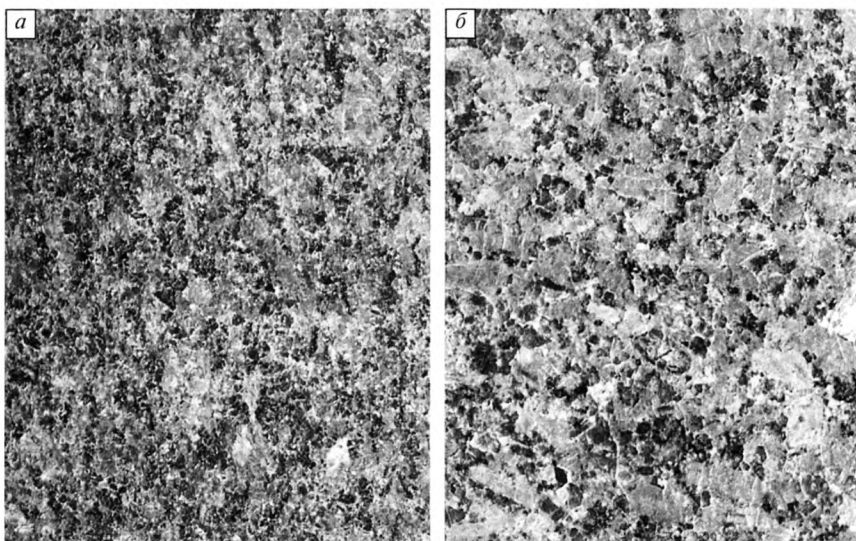


Рис. 5.4. Излившиеся магматические горные породы кислого состава:
а — мелкозернистый гранит; б — среднезернистый гранит

застывшая на глубине, а на втором — ее *эффузивный* (вулканический), т. е. излившийся аналог.

1. Кислые породы содержат более 65 % SiO_2 (рис. 5.4). К ним относится группа гранита-липарита (риолита). Эффузивные кислые породы со стекловатой структурой, представляющие собой однородную аморфную массу серой, буро-красной или черной окраски, называют *обсидианами* (рис. 5.5). Все они кварцево-полевошпатовые горные породы.

2. Средние породы содержат 65—52 % SiO_2 . Группа диорита-андезита. Это бескварцевые породы, состоящие из натриево-кальциевых плагиоклазов и содержащие от 15 до 30 % темноцветных минералов (роговая обманка, авгит и биотит).

3. Основные породы содержат 52—45 % SiO_2 . Группа габбро-базальта (долерита), состоящая из основных плагиоклазов и цветных минералов (до 30—50 %), среди которых типичны пироксены.

4. Ультраосновные породы (гипербазиты, или ультрамафиты) с минимальным содержанием (менее 45 %) SiO_2 . Группа перидотита-пикрита (бесполевошпатовые горные породы). Эти породы сложены магнезиально-железистыми силикатами — оливином и пироксенами. Кроме перидотита распространенными глубинными породами являются дуниты и пироксениты.

Осадочные горные породы. Осадочные породы образовались на земной поверхности или вблизи ее в результате действия внешних (экзогенных) факторов. Процессы, которые протекают на земной поверхности, иногда называются *гипергенными*. Осадочные породы покрывают около 75 % площади континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми или содержат их. В таком случае последние называют *вещающими породами*.

Среди осадочных пород выделяют четыре главные группы:

1. Обломочные породы, возникшие в результате механического разрушения каких-либо пород, называемых материнскими, и накопления в водной или воздушной среде образовавшихся обломков. По размеру обломков обломочные породы подразделяют на: а) *грубо-обломочные* — рыхлые разности носят название валунов, щебня,



Рис. 5.5. Эффузивный аналог кислой магматической породы — обсидиан (вулканическое стекло)

гальки, гравия. Их сцементированные разновидности называют соответственно конгломератами, брекчиями и гравеллитами; б) *среднеобломочные* — несцементированные разновидности называют песками, а сцементированные — песчаниками. Исходя из размеров слагающих их зерен выделяются крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые и тонкозернистые пески или песчаники.

2. Глинистые породы, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород. Слагающие их частицы настолько мелки, что они переносятся в коллоидном состоянии.

3. Химические (хемогенные) породы, образовавшиеся в результате действия химических процессов. Среди них широко распространены каменная соль, мирабилит, гипс, ангидрит, доломит, а также кремнистые породы — яшмы. Известны и хемогенные известняки, хотя большей частью они имеют иное происхождение.

4. Органогенные породы, возникшие в водной среде в результате деятельности организмов. По химическому составу выделяют карбонатные, кремнистые и углеродистые горные породы. Самыми распространенными являются органогенные известняки (рифовые, коралловые, брахиоподовые, фораминиферовые, мшанковые), которые слагаются органогенным карбонатом кальция. Известняки, содержащие большое количество глинистых частиц, называют *мергелями*. Органогенные кремнистые горные породы возникли в результате захоронения и преобразования мельчайших кремнезольных организмов. Это диатомиты, трепела и опоки. К органогенным относятся горные породы угольного ряда, характеризующиеся различной степенью разложения и преобразования органического вещества и разным содержанием углерода. Это торф, бурый уголь, каменный уголь и антрацит. К смешанным горным породам относятся мергели и горючие сланцы. Подробная характеристика осадочных горных пород приведена в 16.6.

Метаморфические горные породы. По мере нарастания интенсивности метаморфизма в результате повышения давления и температуры магматические и осадочные породы настолько сильно преобразуются, что меняют не только свои структурно-текстурные особенности, но и химический состав. При увеличении давления и температуры толща глинистых пород превращается в *глинистые сланцы*, затем в *филлиты*, потом в *кристаллические сланцы*, *амфиболиты* и *парагнейсы*. При метаморфизме магматических пород возникают *ортогнейсы*. При метаморфизме кварцевых песчаников образуются *кварциты*, а из известняков и доломитов — *мраморы*. Более высокой степенью регионального метаморфизма отличаются *гранулиты*, наиболее высокометаморфизованными породами являются *эглокиты*, состоящие из пироксена и граната, характеризующиеся высокой плотностью (3,3—3,4 г/м³). К контактно-метаморфическим породам относят *роговики* и *скарны*.

5.4. Условия образования и распространенность горных пород

Физико-химические условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны и соответственно разными бывают интрузивные и эффузивные горные породы. Наиболее резко 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 полностью кристаллической структурой. Каждый минерал, входящий в состав породы, полностью выкристаллизован. Размеры кристаллических зерен зависят от свойств магмы, режима охлаждения и скорости кристаллизации.

Излившаяся на поверхность лава попадает в совершенно иные условия температуры и давления. Она теряет находившиеся в ней газы и застывает или в виде аморфной массы, имеющей стекловатую структуру, или образует микрокристаллическую массу, т. е. афанитовую структуру. У излившихся пород встречается также порфировая структура. В основной некристаллической массе распространены кристаллические вкрапленники. Это означает, что основная масса и вкрапленники возникли в разных условиях.

Интрузивные породы обладают массивной текстурой. Они характеризуются отсутствием ориентировки минеральных зерен. Реже встречается ориентированная текстура, отражающая движение магмы в процессе застывания, а также результат ее гравитационной дифференциации.

В эффузивных породах ориентированная текстура возникает чаще. При этом кристаллические зерна, струи вулканического стекла и пустоты, которые образовались от выделения газа, располагаются упорядоченно по направлению движения потока лавы. При этом породы приобретают флюидальную текстуру. Для них характерна также пористая текстура, отражающая процесс выделения газов при застывании лавы.

Определение эффузивных пород по минеральному составу чаще бывает затруднен в связи с тем, что значительная часть этих пород состоит из нераскристаллизованного вулканического стекла, о составе которого можно судить только лишь на основании содержащихся в нем химических элементов. Важное значение имеют формы залегания интрузивных и эффузивных горных пород.

Кроме интрузивных и эффузивных горных пород имеются и другие группы магматических горных пород — жильные и вулканогенно-обломочные. Они формируются при застывании магматических расплавов в трещинах, рассекающих как магматические, так и осадочные горные породы. Для жильных пород характерна полнокристаллическая структура, обычно мелкозернистая, часто порфировид-

ная. По минеральному составу жильные породы могут соответствовать интрузивным породам любой кислотности.

Вулканогенно-осадочные (пирокластические) породы являются результатом цементации выброшенного при вулканических извержениях, а затем осевшего в водной или воздушной среде материала. В зависимости от размера и силы извержения частицы разносятся от места взрыва на расстояния от нескольких километров до сотен и тысяч километров. Осаждающийся материал образует рыхлые скопления, которые в зависимости от размеров обломков называют *вулканическим пеплом* при пылевидных размерах частиц, *вулканическим песком* — при песчановидных. Более крупные вулканические обломки называют *лапиллями* (камушками) и *вулканическими бомбами*, достигающими нескольких метров в поперечнике. Весь рыхлый пирокластический материал называют *тефрой*. По прошествии определенного времени выброшенные обломки цементируются и преобразуются в плотные породы — *вулканические туфы*, *вулканические и лавовые брекчии*.

Важнейшим генетическим признаком, который характеризует строение осадочных пород, является их слоистая структура (рис. 5.6, а, б). Образование слоистости связано с условиями накопления и последующего диагенеза осадков. Любые перемены этих условий вызывают изменение состава отлагающегося материала либо остановку его поступления. Это приводит к появлению слоев, разделенных поверхностями напластования, которые довольно часто различаются между собой составом и строением. Слои представляют собой более или менее плоские тела, горизонтальные размеры которых в тысячи раз могут превышать их толщину или мощность. Мощность слоев может колебаться от долей сантиметров до десятков метров, а вытянуты они обычно на десятки или даже сотни километров. Изучение характера напластования дает ценную информацию об условиях накопления и дальнейшего преобразования и сохранения слоев. Например, в морях на некотором удалении от берега в обстановке спокойного режима движения воды образуется толща с параллельной, первично-горизонтальной слоистостью (рис. 5.7, а, б), в прибрежно-морских условиях возникает косая диагональная, а в дельтовых условиях и в потоках речных вод — перекрестная косая слоистость.

Важным текстурным признаком осадочных горных пород является пористость. Она характеризует степень их проницаемости для воды, нефти, газов и определяет их устойчивость под нагрузками. Невооруженным глазом можно различить крупные поры, т. е. ячеистую текстуру. Более мелкие поры можно обнаружить по тому, как интенсивно поглощает порода воду. Породы, обладающие тонкой не видимой глазом пористостью, определяют по степени прилипания ее к языку.

Структура осадочных пород отражает их происхождение. Обломочные породы состоят из обломков более древних осадочных, маг-



Рис. 5.6. Различные виды структуры осадочных пород:
а — общий вид слоистого напластования; *б* — деталь строения осадочной толщи

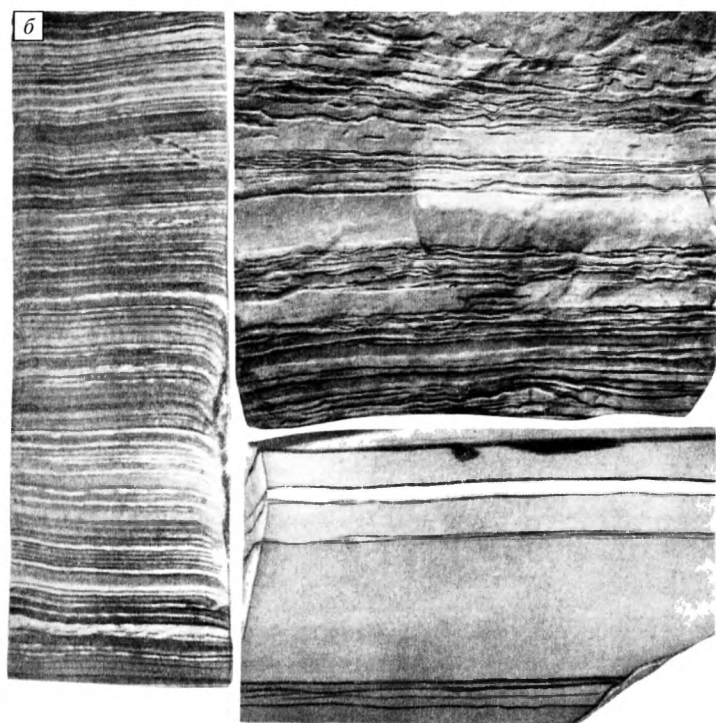
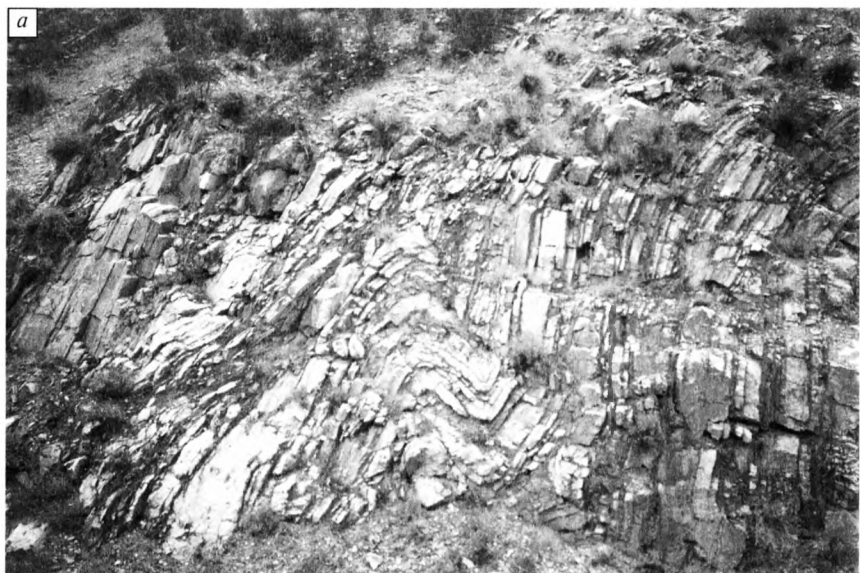


Рис. 5.7. Общий вид обнажения осадочных пород:
a — параллельная слоистость; *б* — микрослоистость

матических или метаморфических образований, т. е. обладают обломочной текстурой. Они могут быть сцементированы карбонатным, глинистым или песчаным цементом. Глинистые породы сложены мельчайшими глинистыми минералами и имеют пелитовую структуру. Хемогенные породы обладают либо зернистой (кристаллической), либо аморфной текстурой, а органогенные — органогенной. В последнем случае горная порода состоит из скоплений мелких организмов либо их скелетных частей или обломков (рис. 5.8).

Как отмечалось выше, метаморфогенные породы обладают полнокристаллической структурой (мраморы, гнейсы). Размеры кри-

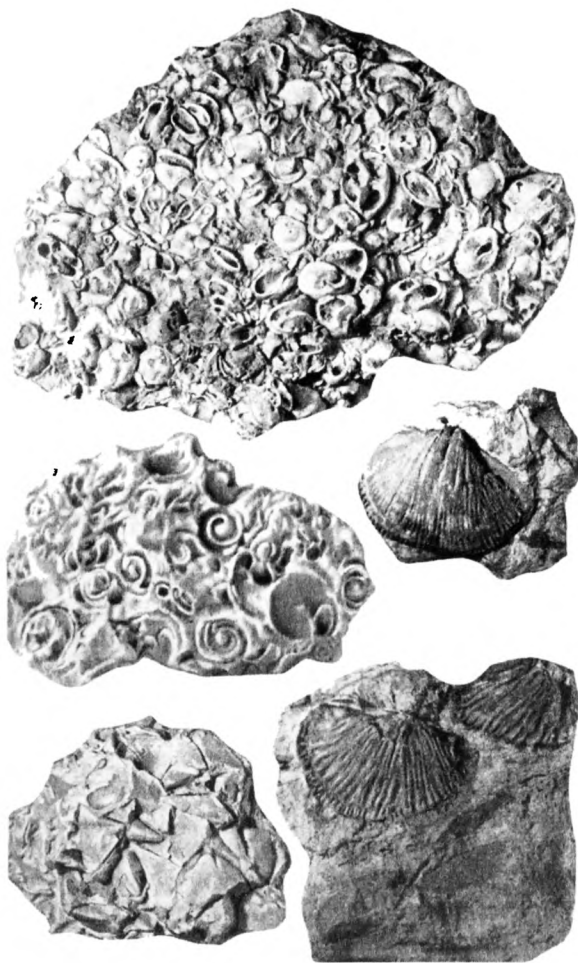


Рис. 5.8. Органогенные известняки, сложенные из сцементированных раковин вымерших организмов

таллических зерен, как правило, увеличиваются по мере роста температур метаморфизма.

Для метаморфических пород наиболее типичны ориентированные текстуры. К ним относится сланцеватая текстура, обусловленная взаимно параллельным расположением минеральных зерен призматической или пластинчатой форм. Гнейсовидная, или гнейсовая, текстура характеризуется чередованием полосок различного минерального состава. В случае чередования полос, состоящих из зерен светлых и цветных минералов, текстуру называют *полосчатой*. Внешне эти текстуры напоминают слоистость осадочных пород, но их происхождение вызвано не порционным поступлением осадочного материала и накоплением осадков, а перекристаллизацией и переориентировкой зерен в условиях ориентированного давления. В том случае если метаморфическая порода мономинеральна и слагающий ее минерал обладает более или менее изометрической формой, а таковыми часто являются кварц либо кальцит, то метаморфическая порода приобретает неупорядоченную массивную текстуру. Все метаморфические породы обладают плотной текстурой.

Ввиду того что сходные по составу, структурам и текстурам метаморфические породы могут возникнуть за счет изменения как магматических, так и осадочных пород, для обозначения их первичной природы к названиям метаморфических пород, возникших из магматических, прибавляется приставка «орто» (ортогнейсы), а к названиям метаморфических пород, возникших за счет первично-осадочных пород, — приставка «пара» (парагнейсы). Надо отметить, что площади распространения метаморфических пород огромны, так как процессы метаморфизма охватывают огромные территории в десятки и сотни тысяч квадратных километров, но могут проявляться и на ограниченных территориях. Наибольшее распространение в земной коре имеют породы регионального метаморфизма, который происходит в диапазоне температур от 300 до 1000 °С и при давлении от 300 до 1500 МПа. По мере увеличения температуры и давления усиливается метаморфизм, который отражается в составе и структурно-текстурных особенностях возникших горных пород.

В составе земной коры принимают участие все элементы Периодической системы элементов Д. И. Менделеева. Наиболее распространены являются кислород, кремний и алюминий. Земная кора слагается горными породами, которые представляют собой закономерные агрегаты минералов. Химический состав и внутренняя структура минералов зависят от условий их образования и определяют их физические свойства. В свою очередь, вещественный состав, строение, структура и текстура горных пород указывают на их происхождение и позволяют классифицировать минералы и горные породы как в полевых, так и в камеральных условиях.

Контрольные вопросы

1. Какие главнейшие химические элементы и соединения принимают участие в строении земной коры?
2. Что такое минералы?
3. Какими физическими свойствами обладают минералы?
4. Каковы основные принципы классификации минералов?
5. Какие основные породообразующие минералы известны?
6. Что такое горная порода?
7. На чем основана генетическая классификация горных пород?
8. Какие структурные и текстурные особенности характерны для магматических пород?
9. В чем заключается особенность осадочных горных пород?
10. Какие структурные и текстурные особенности метаморфических пород известны?
11. Каково происхождение метаморфических пород?

Литература

- Атлас текстур и структур горных пород. М., 1969.
Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985.
Миловский А. В., Кононов О. В. Минералогия. М., 1972.
Справочник по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича. М., 1983.
Фролов В. Т. Основы литологии. М., 1999.
Япаскерт О. В. Литология. М., 2008.

Глава 6

ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПЕРИОДИЗАЦИЯ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Знание исторического развития человеческого общества, живой и неживой природы, природных событий геологического прошлого имеет важное значение не только потому, что при этом раскрывается логическая связь между теми или иными событиями, но и потому, что выявляются закономерности возникновения и эволюции Земли и тем самым определяются законы развития природы, общества и человека. Все эти знания необходимы не только для того, чтобы выявить закономерности происхождения и размещения полезных ископаемых, которые так необходимы для развития человеческих цивилизаций, но и для углубленного изучения современных геологических процессов и предсказания будущего. Изучая современное строение Земли, геологи сталкиваются с ее прошлым, с разнообразными по масштабам и формам проявления геологическими событиями. Но в первую очередь геологи сталкиваются с проблемой геологического времени.

6.1. Геологическое время. Относительное и абсолютное летоисчисления

Когда, каким образом и в каких масштабах происходили в прошлом те или иные события, нередко охватывающие всю планету, — перемещения материков, рождение океанов, наступления (трансгрессии) и отступления (регрессии) моря, землетрясения, извержения вулканов? Как возникали, жили, расселялись, эволюционировали и вымирали организмы, которые сегодня находятся в окаменевшем состоянии в толщах горных пород? Все эти и многие другие вопросы начиная с самых древнейших времен всегда волновали ученых.

Правильное представление об огромной длительности геологического времени укоренилось в научной литературе далеко не сразу. Продолжительное время не только господствовал религиозный догмат о божественном акте происхождения Земли, но и существовало представление о том, что наша планета очень молода. Безоговорочно принималось, что Земля и вся Вселенная возникли в течение нескольких дней около 6000 лет назад. Однако передовые мыслители и естествоиспытатели античности, а затем и ученые эпохи Возрождения стали высказывать мнения о большой длительности истории Земли, о многогранности и огромной масштабности происходивших на ее поверхности и в недрах геологических процессов.

Развитие точных наук — механики и астрономии, химии и физики — дали возможность по-новому подойти к времени происхождения Земли и возрасту слагающих земную кору горных пород. Однако библейские тексты еще долгое время сдерживали прогрессивные и в целом правильные представления. Даже такой знаменитый естествоиспытатель, как И. Ньютон, с именем которого связана целая эпоха в физике и механике, признавал авторитет Священного Писания и на основе библейского текста вычислил, что Земля будто бы существует всего 6030 лет.

Ж. Бюффон, автор многотомной «Естественной истории», к оценке возраста Земли подошел довольно оригинально. Он был автором космогонической гипотезы о происхождении Земли как обломка Солнца, оторванного ударом гигантской кометы. Эта гипотеза в свое время была общепризнанной и получила широкое распространение. Он считал, что возраст Земли можно определить опытным путем на основании вычисления времени остывания гигантского раскаленного шара. Ведь в то время считалось, что Земля вначале была огненным шаром. На основании этого Ж. Бюффон оценил продолжительность истории Земли в 775 тыс. лет.

К вопросу о возрасте Земли и о геологическом времени ученые подходили с разных позиций — от вычисления скорости осадконакопления до продолжительности жизни отдельных особей, видов,

родов, сообществ, семейств и отрядов животного и растительного царств.

В настоящее время на основании определений возраста образования минералов, слагающих горные породы (абсолютный или изотопный возраст, см. ниже), установлено, что самые древние горные породы на Земле возникли около 4 млрд лет назад, а образование планеты Земля произошло 4,66 млрд лет назад.

Любые геологические исследования начинаются с определения состава отложений, с последовательности их образования, взаимного расположения слоев и напластований. Все это необходимо для того, чтобы с максимальной достоверностью показать распространенность, реконструировать условия образования осадков и пластов, раскрыть геологическую историю развития региона и расшифровать характер событий, которые оказались запечатленными в толщах горных пород, а также определить, происходили ли все эти события в одно и то же время либо в разное, а затем оценить, какое событие произошло раньше, а какое позже.

Раздел геологической науки, изучающей слои земной коры, их взаимное расположение и последовательность возникновения, называют *стратиграфией* (от лат. «стратум» — слой, «графо» — пишу, описываю). В задачу этой науки входят расчленение осадочных и вулканогенных пород на отдельные слои или пачки, определение содержащихся в них остатков ископаемой фауны и флоры, установление возраста слоев или пачек, сопоставление выделенных слоев в одном разрезе с соседними, составление сводного разреза отложений региона, а также разработка региональных стратиграфических шкал и определение ее соотношения с существующей единой или Международной стратиграфической шкалой. Но для того чтобы решить все поставленные выше задачи, необходимо в первую очередь установить возраст слагающих толщи пород.

Давно было замечено, что нижележащие слои горных пород в своем ненарушенном состоянии всегда древнее вышележащих. В 1669 г. Н. Стено установил закон, который носит название «закон последовательности напластований». Это положение дает возможность провести лишь относительную датировку слоев и событий (один моложе или древнее другого), но не позволяет оценить количественно продолжительность геологического времени, даже если в слоях земной коры встречаются ископаемые остатки организмов.

Современные представления о геологическом времени и возрасте Земли сложились на основе почти 300-летнего исследования. По взаимному залеганию слоев горных пород различного состава еще в XVIII в. были предприняты попытки установить временную последовательность осадконакопления. Итальянский геолог Дж. Ардуино во время работы на севере Апеннин предложил различать четыре типа гор: примитивные или минеральные, сложенные кристалли-

ческими породами без органических остатков; вторичные, состоящие из мраморов и слоистых известняков с морскими ископаемыми; третичные — низкие горы и холмы, сложенные гравием, глинами, мергелями с обильными остатками морских животных, и четвертичные — земляные и каменные выносы горных потоков. Эту терминологию использовали в других районах Европы, а названия «третичные» и «четвертичные» сохранились до наших дней.

По напластованиям осадочных горных пород, особенно тогда, когда слои располагаются горизонтально, можно отчетливо установить относительную геологическую хронологию, т. е. временную последовательность. После того как установлено взаимное расположение пластов по особенностям их строения, происходит прослеживание однородных пластов на расстоянии, даже если они находятся на разных уровнях. В каждом природном обнажении, если мы точно знаем, что пласты находятся в ненарушенном состоянии, более глубокие (нижележащие) слои всегда древнее перекрывающих.

Изучение относительной возрастной последовательности осадочных пород по условиям взаимного залегания пластов позволяет построить *стратиграфическую колонку* (рис. 6.1).

Установление возрастной последовательности напластований в одном обнажении не представляет особой трудности. Каким же образом можно сравнивать между собой довольно далеко отстоящие друг от друга обнажения? Где, на каком уровне располагаются разновозрастные образования в далеко отстоящих друг от друга обнажениях? Здесь появляются трудности. Одно дело, если разновозрастные слои слагаются одинаково, а если они разные? Особенно большие сложности, которые оказываются труднопреодолимыми, возникают тогда, когда изучаются между собой стратиграфические разрезы удаленных друг от друга стран и особенно континентов. Еще в XVIII в. естествоиспытатели обратили внимание на то, что слои осадочных пород содержат ископаемые остатки животных в виде раковин и скелетов, а также отпечатки растений. Ископаемые остатки в

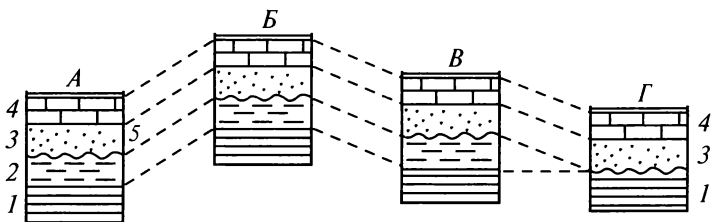


Рис. 6.1. Последовательность напластований и сопоставление отложений в виде стратиграфических колонок:

А—Г— районные обнажения; 1 — глинистый сланец морской; 2 — аргиллит морской; 3 — песчаник континентальный; 4 — известняк морской; 5 — поверхность размыта

нижележащих пластах отличались от более молодых, и тем сильнее были эти отличия, чем древнее оказывались слои, содержащие остатки ископаемых организмов. Было замечено, что пласты морских осадочных пород одного и того же возраста содержат одинаковые остатки древних организмов. Это дало возможность геологам разработать один из важнейших методов расчленения и сопоставления разрезов. Здесь на помощь пришел *палеонтологический метод*. *Палеонтология* — одна из самых увлекательных наук геологического и биологического профиля. Она занимается изучением ископаемых остатков животных и растений, определением их систематического состава в общей иерархии и их строения, которые в целом способствуют установлению закономерностей эволюционного развития органического мира.

В начале XIX в. возникла реальная возможность построения сводной геологической шкалы относительной хронологии. Ее относительность вытекает из того, что анализ и определение видовой или родовой принадлежности ископаемых остатков не могут точно указать время образования горных пород, их заключающих, и продолжительность существования самих организмов, но позволяют определить относительную древность, молодость или одновозрастность напластований относительно какого-то заранее взятого слоя и провести сопоставления. Менее полувека потребовалось для создания шкалы относительной геохронологии. Она выражала последовательность во времени тех или иных геологических событий в истории земной коры, которые оказались запечатленными в напластованиях осадочных горных пород.

На основе этапности развития органического мира и минерального состава вмещающих их осадочных образований в течение XIX в. были установлены все известные в настоящее время и широко применяемые стратиграфические единицы — эратемы, системы, отделы и ярусы. Самой крупной стратиграфической единицей является эратема, в состав которой входит несколько систем. В свою очередь системы состоят из отделов и ярусов. Каждой стратиграфической единице присвоены собственные названия. В начале XIX в. В. Смит предложил палеонтологический метод, который был затем детально разработан Ж. Кювье и А. Броньяром. Важную роль в этом методе играют те группы организмов, которые существовали в течение короткого времени и были распространены во всех морях и океанах и на многих континентах. Такие роды и виды организмов оказались своеобразными реперами в геологической истории и получили название *руководящих ископаемых*. Руководящими формами ископаемых организмов в континентальных отложениях являются скелеты динозавров или их фрагменты, скелеты птиц, хоботных, приматов, лошадей и следы их жизнедеятельности организмов (отпечатки следов, кладки яиц), а также остатки растений (отпечатки листовой флоры, остатки фрагментов веток, стволов, побегов, минерализо-

ванные окремненные либо известковые остатки). Среди морских организмов руководящими являются граптолиты, трилобиты, брахиоподы, мшанки, головоногие моллюски (аммониты и белемниты), ряд представителей брюхоногих и двустворчатых моллюсков, а также фораминиферы, радиолярии, диатомеи. Недавно научились выделять из осадков мельчайшие организмы — нанопланктон, а также споры и пыльцу растений.

6.2. Геологическое летоисчисление

Геологи давно обратили внимание, что вся история нашей планеты делится на две неравные части. Древняя более продолжительная ее часть трудна для изучения палеонтологическим методом, так как не содержит ископаемых остатков, а сами осадочные толщи изменены процессами метаморфизма и внедрениями магматических пород. Хорошо изучена молодая часть каменной летописи, поскольку осадочные напластования в ней содержат многочисленные остатки организмов, сохранность и количество которых возрастают по мере приближения к современной эпохе. Эту молодую часть истории земной коры американский геолог Ч. Шухерт назвал *фанерозойским эоном*, т. е. временем очевидной жизни. Эон — это промежуток времени, объединяющий несколько геологических эр. Его стратиграфическим аналогом является зонотема.

Более древнюю и продолжительную часть геологической истории Ч. Шухерт назвал *криптозоом*, или временем со скрытым развитием жизни. Довольно часто этот отрезок геологического времени называют *докембрием*. Это название сохранилось с середины XIX в., когда была установлена последовательность геологических систем. Все более древние отложения, залегающие ниже кембрийской системы, стали именоваться *докембрием*. В настоящее время в составе криптозоа выделяют три зонотемы: *катархей*, *архей*, *протерозой*.

Широкая распространенность вышележащих отложений, большое количество ископаемых органических остатков и относительная доступность предопределили их лучшую изученность и обусловили более детальную их расчлененность. Английский геолог Дж. Филлипс в 1841 г. в составе фанерозоя выделил три эратемы: *палеозойскую* — эру древней жизни, *мезозойскую* — эру средней жизни и *кайнозойскую* — эру новой жизни.

Более мелкими стратиграфическими единицами, чем эратемы, являются системы, отделы и ярусы. Им присвоены имена преимущественно по названиям тех местностей, где они были впервые описаны и установлены, или по каким-то иным характерным признакам. Так, свое название кембрийская система получила от римского наименования Уэльса — *Cambria*, ордовикская и силурийская системы — по названию древних племен, живших на территории со-

временной Англии, девонская система — по графству Девоншир в Англии, каменноугольная, или карбоновая, — по названию каменного угля, пермская — от г. Пермь, где она была впервые обнаружена и изучена, триас — от объединения трех толщ в Европе, последовательно залегающих одна над другой, юрская — от Юрских гор в Швейцарии, меловая — от широко распространенного белого пясчистого мела, палеогеновая и неогеновая системы, ранее входившие в состав третичной, свои названия получили от местоположения в составе третичной системы — древней и молодой. Только название «четвертичная система» сохранилось с XVIII в.

Единая международная стратиграфическая шкала представлена в табл. 6.1 и 6.2. Эта шкала дает представление не только о последовательности напластований, но и об относительном времени, поэтому ее называют *единой геохронологической шкалой*. Стратиграфическая последовательность слоев и их относительное время образования называют одними и теми же именами. Для того чтобы отличать время образования слоев от последовательности напластований, необходимо давать название времени (период, эпоха, век) или название напластования (система, отдел, ярус).

Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты (табл. 6.3).

Кроме палеонтологического метода существует палеомагнитный метод определения относительного возраста горных пород. Его относительность вызвана только тем, что он тесно привязан к существующей геохронологической шкале.

Палеомагнитный метод основан на том, что горные породы, содержащие ферромагнитные минералы, образовались в магнитном поле Земли и, обладая свойством магнитной восприимчивости, запечатлели положение векторов существовавшего в момент своего образования магнитного поля. Это свойство называют *остаточной намагниченностью*. С изменением положения слоев горных пород относи-

Таблица 6.1

Подразделения архея и протерозоя

Эон	Геохронологические подразделения		Время, млн лет назад
Фанерозой	Кембрий		570
	Венд		680—650 ± 20
Протерозой	Рифей	каратавий	1050 ± 50
		юрматиний	1400 ± 50
		бурзяний	1650 ± 50
	ранний		2600 ± 100
Архей	ранний		3000 ± 100
	поздний		3500?

Геохронологическая шкала фанерозоя

Эра	Период	Время, млн лет назад	Примечательные события	
Кайнозой- ская Kz	Четвертичный	1,65	Становление человека	
	Неогено- вый N	плиоцен	5 ± 1	Расцвет приматов
		миоцен	$23,5 \pm 1$	
	Палеогено- новый P	олигоцен	$37,5 \pm 3$	Расцвет лошадей и фауны открытых пространств
		эоцен	$53,5 \pm 3$	Появление первых приматов и лошадей
палеоцен		$63,5 \pm 3$	Расцвет млекопитающих	
Мезозой- ская Mz	Меловой K	135 ± 5	Появление цветковых растений и хищных ящеров	
	Юрский J	205 ± 5	Расцвет кораллов, аммонитов и динозавров, появление птиц	
	Триасовый T	230 ± 5	Появление динозавров и млекопитающих	
Палеозой- ская Pz	Пермский P	285 ± 15	Расцвет фузулинид, акул и звероподобных пресмыкающихся	
	Каменноугольный, или карбон, C	360 ± 10	Расцвет земноводных	
	Девонский D	410 ± 10	Расцвет рыб, появление первых лесов	
	Силурийский S	435 ± 15	Расцвет рифообразующих кишечнополостных	
	Ордовикский O	505 ± 15	Расцвет брахиопод и головоногих моллюсков	
	Кембрийский C	570 ± 20	Появление беспозвоночных с твердым скелетом	

тельно магнитного поля или изменения положения самого магнитного поля часть «врожденной» намагниченности сохраняется. Это естественная остаточная намагниченность или палеомагнетизм. Остаточная намагниченность сохраняет направление — полярность того магнитного поля, в котором произошло намагничивание. Установлено, что в истории Земли многократно происходила смена поляр-

**Соответствие стратиграфических подразделений геохронологическим
(временным)**

Подразделения	
стратиграфические	геохронологические
Эонотема	Эон
Эратема (группа)	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век
Зона	Фаза
Звено	Пора

ности магнитного поля, когда северный и южный полюсы менялись местами. Смена полярности сохранилась в изменении остаточной намагниченности пород. В настоящее время разработана шкала смены таких эпох. Палеомагнитный метод является дополнительным методом геохронологического расчленения напластований горных пород. Этот метод особенно важен для расчленения только магматических и осадочных горных пород.

6.3. Радиогеохронологический возраст

В геологии важно знать не только относительный возраст горных пород, но и по возможности точное время их образования. Как уже отмечалось выше, геохронологическая шкала дает представление только об относительном возрасте, но ничего не может сказать о продолжительности любых геохронологических подразделений, а тем более показать, как и насколько далеко от современного времени она отстоит. Время геологических событий помогают установить радиогеохронологические методы, которые довольно часто называют абсолютными. В абсолютной геохронологии применяется обычная астрономическая система летосчисления — астрономический год — период времени полного обращения Земли вокруг Солнца. Однако употребление слова «абсолютный» неверно ввиду того, что любые результаты не являются абсолютно точными, так как каждое полученное значение несет в себе определенную, а порой и существенную ошибку. Радиогеохронологический возраст показывается как приблизительная величина с допустимой ошибкой. Размер ошибки возрастает по мере удаления в глубь истории. Кроме того, надо иметь в виду, что продолжительность современного астрономического года не полностью соответствует продолжительности года в палеозое и тем более в протерозое или архее (допустимы разные скорости вращения Земли по солнечной орбите или изменение траектории самой орбиты). Поэтому лучше говорить не об аб-

солютном, а о радиогеохронологическом или радиометрическом возрасте.

Данный метод основан на явлении радиоактивного распада элементов, находящихся в горных породах или минералах. Для его определения используют радиоактивные изотопы урана, тория, рубидия, калия, углерода и водорода. Период полураспада нестабильного элемента точно известен, и метод определения возраста минерала заключается в том, чтобы найти отношение массы вновь образованного химического элемента к массе материнского изотопа в минерале. Отсчет времени по атомным часам начинается сразу же после кристаллизации данного минерала, который все последующее время вел себя как замкнутая система и сохранял как все продукты распада, так и количество исходного материнского изотопа, которое осталось после распада.

Сегодня наука, занимающаяся определением абсолютного возраста минералов и горных пород, называется *радиологией*. В ее арсенале имеются множество методов и методик, благодаря которым определение радиогеохронологического возраста постоянно совершенствуется (табл. 6.4).

Как видно из этой таблицы, различные изотопы могут использоваться для определения возраста в разных временных диапазонах. Так, радиоактивный углерод ^{14}C , образующийся в верхних слоях атмосферы в результате действия космических лучей на атом азота ^{14}N , используется для определения возраста древесины и торфа в пределах 50 тыс. лет. Это позволяет применять его для временной характеристики событий в конце плейстоцена и голоцена, а также в археологии. Большое влияние на отношения $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ оказывают проводимые в последние полвека испытания ядерного оружия, а также работы атомных реакторов и ускорителей. Изотопы с большим периодом полураспада применяются для определения возраста докембрийских пород, которые формировались более 1 млрд лет назад. Широко используются уран-свинцовый, торий-свинцовый, свинец-свинцовый, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-ни-

Таблица 6.4

Изотопы, используемые для определения радиогеохронологического возраста

Материнский изотоп	Конечный продукт	Период полураспада, млрд лет
^{147}Sm	$^{143}\text{Nd} + \text{He}$	106
^{238}U	$^{206}\text{Pb} + ^8\text{He}$	4,46
^{235}U	$^{207}\text{Pb} + ^4\text{He}$	0,70
^{232}Th	$^{208}\text{Pb} + ^6\text{He}$	14,0
^{87}Rb	$^{87}\text{Sr} + \beta$	48,8
^{40}K	$^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ca}$	1,30
^{14}C	^{14}N	5730 лет

одимовый и некоторые другие изотопные методы. Каждый из них имеет свои достоинства и недостатки.

Благодаря радиогеохронологическим методам устанавливается возраст магматических и осадочных горных пород, а для метаморфических пород определяется лишь время воздействия на эти породы высоких температур и давления. Данные радиогеохронологического возраста фанерозойской геохронологической шкалы в виде абсолютных цифр даются в специальной колонке (см. табл. 6.1 и 6.2). Возраст каждого геохронологического подразделения определен исходя из возраста нижележащих и вышележащих отложений. Разность между ними дает продолжительность данного подразделения.

Изотопный возраст наиболее древних пород Земли составляет 3,8—4,0 млрд лет, а возраст древнейших обломочных минералов, в частности цирконов, равен 4,3—4,2 млрд лет. Все это свидетельствует о том, что Земля могла возникнуть несколько раньше. Считается, что наша планета возникла 4,66 млрд лет назад. Близкий возраст к обломочным цирконам имеют лунные породы (реголит) и некоторые каменные метеориты.

Трудность изучения архейских и протерозойских отложений в связи с отсутствием в них органических остатков предопределила их слабую стратиграфическую и геохронологическую расчлененность. Пока далекая по своей детальности и совершенству геохронологическая шкала докембрия выглядит, как показано в табл. 6.1.

Геологическое время — это время действия геологических процессов. Существуют относительное и абсолютное летоисчисления. Земля возникла 4,66 млрд лет назад, а земная кора начала формироваться 4,2—4,3 млрд лет назад. Закономерное расположение земных пластов изучает стратиграфия. Для расчленения земных пластов используются палеонтологический и палеомагнитный методы, с помощью которых определяется относительный возраст. Абсолютная геохронология или радиогеохронология устанавливает возраст осадочных и магматических образований на основе распада радиоактивных изотопов. Наиболее крупной геохронологической единицей являются криптозой и фанерозой. Криптозой разделяется на катархей, архей и протерозой, а фанерозой — на палеозой, мезозой и кайнозой. В свою очередь, палеозой делится на шесть геологических систем или периодов (кембрий, ордовик, силур, девон, карбон и пермь), мезозой — на три (триас, юра и мел), кайнозой также на три (палеоген, неоген и четвертичный).

Контрольные вопросы

1. В чем заключается суть геологического возраста?
2. На чем основаны относительное и абсолютное летоисчисления?
3. Каков возраст Земли?
4. Что изучает стратиграфия?
5. В чем заключается палеонтологический метод?
6. На чем основано определение возраста палеомагнитным методом?

7. Каков принцип составления стратиграфической колонки?
8. Какие существуют эоны и эратемы?
9. На какие периоды разделяются палеозой, мезозой, кайнозой?
10. На чем основан радиогеохронологический метод определения возраста?

Литература

- Войткевич Г. В.* Геология хронологии Земли. М., 1984.
Друщиц В. В., Обручева О. П. Палеонтология. М., 1971.
Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А. Историческая геология. М., 1997.

Глава 7

ГЛАВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В геологической истории Земли за длительное время ее существования происходили различные события. Эпохи необычайно интенсивной магматической деятельности сменялись длительными периодами со слабым проявлением вулканической и магматической активности. Эпохи усиленного магматизма характеризовались высокой степенью тектонической активности, т. е. значительными горизонтальными перемещениями континентальных блоков земной коры, возникновением складчатых деформаций, разрывными нарушениями, вертикальными движениями отдельных блоков, а в периоды относительного спокойствия геологические изменения рельефа земной поверхности оказывались слабыми.

Данные о возрасте изверженных пород, полученные различными методами радиогеохронологии, дают возможность установить существование сравнительно коротких эпох магматической и тектонической активности и длительных периодов относительного покоя. Это, в свою очередь, позволяет провести естественную периодизацию истории Земли по геологическим событиям, по степени магматической и тектонической активности. Сводные данные о возрасте изверженных пород, по сути дела, являются своеобразным календарем тектонических событий в истории Земли.

7.1. История тектонических событий Земли

О первых годах существования Земли, древнее 3,8 млрд лет, можно говорить только на основании косвенных показателей, так как практически полностью отсутствуют фактические геологические данные. Считается, что в начальный период существования Земли на ней действовал активный вулканизм и изливались базальтовые и гиперба-

Возраст тектономагматических эпох в истории Земли

Номер эпохи	Название тектономагматической эпохи	Возраст, млрд лет
20	Альпийская	0,05
19	Киммерийская	0,09
18	Герцинская (варийская)	0,26
17	Каледонская	0,41
16	Салаирская (позднебайкальская)	0,52
15	Катангинская (раннебайкальская, кадомская)	0,65
14	Делийская	0,86
13		0,93
12	Гренвильская	1,09
11		1,21
10	Готская (кибарская)	1,36
9		1,49
8	Карельская (гуронская)	1,67
7		1,83
6	Балтийская	1,98
5	Раннекарельская	2,23
4	Альгонкская	2,5
3	Кенорская (беломорская)	2,70
2	Кольская (саамская)	3,05
1	Белозерская	3,5

зитовые лавы. Одновременно в первичную атмосферу выбрасывался значительный объем газов из земных недр. Это привело к созданию первичной земной коры и атмосферы.

В истории Земли выделяются около 20 тектономагматических эпох (табл. 7.1), каждая из которых характеризуется своеобразной магматической и тектонической активностью и составом возникших горных пород.

В течение белозерской тектономагматической эпохи в начале архейского эона и кольской эпохи в середине архея протекали процессы гранитизации и возникновения первых осадочных бассейнов. Образовались и стали расширяться гидросфера и первичная атмосфера. В это время первыми возникли песчаные, глинистые и карбонатные породы, которые подверглись сильному метаморфизму. Песчаные и глинистые породы превратились в кристаллические сланцы, кварциты и гнейсы, а карбонатные — в мраморы.

В кенорскую тектономагматическую эпоху в конце архейского эона были сформированы ядра будущих самых устойчивых геоструктурных элементов Земли — ядра континентальных платформ или их щиты. В последующем размеры этих ядер постепенно увеличи-

вались. На протяжении кеноранской, альгонкской, раннекарельской, балтийской и карельской тектономагматических эпох были сформированы фундаменты всех известных древних платформ: Восточно-Европейской, Северо-Американской, Южно-Американской, Сибирской, Китайской, Таримской, Индостанской, Африкано-Аравийской и Восточно-Австралийской. В это время возник сверхгигантский материк Пангея-0 (Археогей). На протяжении почти 1 млрд лет начиная с 2,5 млрд лет назад и до 1,67 млрд лет продолжал наращиваться гранитно-гнейсовый слой в континентальной оболочке земной коры. Вместе с тем внедрение магматических расплавов в толщи карбонатных пород — известняков и доломитов — способствовало формированию щелочных пород. Огромные интрузивные плутоны, сложенные гранитоидами, обладающие площадью в несколько тысяч квадратных километров, своим образованием зафиксировали возникновение в пределах континентальных платформ весьма устойчивых участков, называемых *щитами*. Таковыми являются Балтийский, Украинский, Алданский, Канадский, Гвианский, Бразильский, Аравийский щиты, 1,8 млрд лет назад возникла Пангея-1 (Мезогей).

На протяжении последующих тектономагматических эпох платформы или продолжали наращивать свои размеры за счет присоединения к ним находящихся по соседству подвижных поясов в результате сближения с аналогичными участками, расположенными в пределах литосферных плит, или раскалывались на отдельные части посредством разломов, внутри которых возникали рифтовые впадины. Последние в дальнейшем становились новыми океанами. Однако в последний миллиард лет истории Земли всеми исследователями отмечается постепенное угасание силы тектономагматической активности.

Готская тектономагматическая эпоха характеризовалась развитием на территории большинства платформ гранитизации дорифейских магматических и осадочных образований и развития сильного регионального метаморфизма. В среднем и особенно в позднем рифее в подвижных поясах продолжалась гранитизация и за счет этого происходило наращивание площади платформ.

Магматизм катангинской (раннебайкальской) и позднебайкальской тектономагматических эпох на платформах проявился по-разному. Вместе с тем их общей чертой является, с одной стороны, развитие интенсивных складкообразовательных движений, а с другой — раскол и перемещение крупных и мелких платформенных глыб — литосферных плит и террейнов (плит небольшого размера).

Результатом проявления ранне- и позднебайкальской тектономагматических эпох стало сближение и соединение в единый сверхгигантский материк Гондвану пяти крупнейших континентальных платформ южного полушария — Африкано-Аравийской, Австралийской, Южно-Американской, Антарктической и Индостанской. В

свою очередь, в северном полушарии стали сближаться северные континенты — Восточно-Европейский, Северо-Американский, Сибирский и Китайский.

Каледонская тектономагматическая эпоха характеризовалась не только усилением магматизма, но и привела к подъему над уровнем моря и объединению северных материков в новый подобный южной Гондване суперматерик — Лавразии. Последний отделился от Гондваны крупным океаном Тетис.

Основные события геологической истории Земли в фанерозойском зоне рассматриваются в следующем разделе по эрам. Ниже остановимся на истории тектонических событий, исходя из существования историко-геологических этапов, основанных на разделении истории и развития Земли по тектоническим этапам. В фанерозойское время таких этапов выделяется несколько. С ними связаны различные по масштабам геологические события — наступления и отступления морей и океанов, сближение и расхождение литосферных плит, исчезновение океанов, возникновение горных массивов, накопление осадочных горных пород, внедрения магматических расплавов, метамофизм и т. д.

Тектономагматические эпохи фанерозойского зона отличаются от более древних этапов тем, что вследствие своей относительной молодости в напластованиях горных пород хорошо сохранились следы процессов. Вследствие этого фанерозойские тектономагматические эпохи подразделяются на несколько тектонических фаз. В одни отрезки геологического времени преобладало высокое стояние континентов (регрессии моря), происходил значительный магматизм и осуществлялись как горизонтальные, так и вертикальные движения континентальных блоков. Такие фазы носят название *геократических*. Они сменялись более продолжительными по времени *талассократическими* фазами, когда области платформ активно прогибались и затапливались морем, т. е. развивались крупнейшие *трансгрессии*.

В результате тектонической и магматической активности, сближения и столкновения континентов в каледонскую эпоху были образованы высочайшие и протяженные горно-складчатые сооружения. В западном полушарии это Аппалачи, а в Центральной Азии — горные массивы Центрального Казахстана, Алтай, Западный и Восточный Саяны, горы Монголии, а также ныне сглаженные и разрушенные горные сооружения Восточной Австралии, острова Тасмании и в Антарктиде.

В герцинскую тектономагматическую эпоху произошло крупнейшее событие в истории Земли. Существовавший между Гондваной и Лавразией океан прекратил свое существование. Тогда эти гигантские материи объединились и на планете возник один материк, который А. Вегенером в начале XX столетия был назван Пангеей (Всеобщая Земля). На планете в это время существовал

также один океан. Это был гигантский древний Тихий океан или Панталаса. Сближения и столкновения литосферных плит и блоков земной коры привели к возникновению крупных горных сооружений, которые по имени эпохи носят название герцинских горных сооружений. Таковыми являются Тибет, Гиндукуш, Каракорум, Тянь-Шань, Горный и Рудный Алтай, Куньлунь, Урал, горные системы Центральной и Северной Европы, Южной и Северной Америки (Аппалачи, Кордильеры), северо-запада Африки и Восточной Австралии. В результате консолидации устойчивых участков, составляющих литосферные плиты, возникли эпигерцинские плиты или молодые платформы. К их числу относятся часть Западно-Европейской платформы, Скифская, Туранская и Западно-Сибирская плиты и др.

В киммерийскую тектономагматическую эпоху произошли внедрения различных по составу интрузий, но все-таки главным событием был распад Пангеи. После ее распада вначале вновь возникли Лавразия и Гондвана, так как между ними образовался новый океанский бассейн — Тетис, который простирался субширотно, а затем стал формироваться новый океан меридионального направления. Сначала это была Южная Атлантика, отделившая Южную Америку от Африки, а затем Северная Атлантика, которая разделила Северную Америку и Евразию. В течение киммерийской эпохи возникли Крымские горы и горные системы Приверхоянья (там так же, как и в свое время между Европой и Америкой, произошло сближение и надвигание Сибирской платформы на Западно-Сибирскую плиту). Значительные движения испытали ранее возникшие горные сооружения Аппалачей, Кавказа и Центральной Азии.

Киммерийская тектономагматическая эпоха началась в конце мелового периода. Ее сменила Альпийская, действия которой продолжаются и в настоящее время. С ними связаны внедрения интрузий кислого, основного и щелочного составов в подвижных поясах, расширение древних и возникновение нового, Индийского, океана, закрытие океана Тетис. Постепенно континенты приобретают современные очертания и создаются величайшие горные системы — Альпы, Динариды, Карпаты, Кавказ, Памир, Гималаи, Анды, Кордильеры. Подъем этих горных сооружений продолжается и в наши дни. Некоторые океаны и окраинные моря продолжают сокращаться в размерах. Так, в результате сближения Африки с Евразией сужается Средиземноморский бассейн, который представляет собой реликт океана Тетис. Но в то же время начинают раздвигаться новые глыбы и на месте их раздвижения возникают моря — будущие океаны. Так, несколько миллионов лет назад возникло и продолжает расширяться Красное море. В ближайшем геологическом будущем на месте Восточно-Африканского рифта, там, где сегодня располагаются крупнейшие озерные системы Африки, вследствие опус-

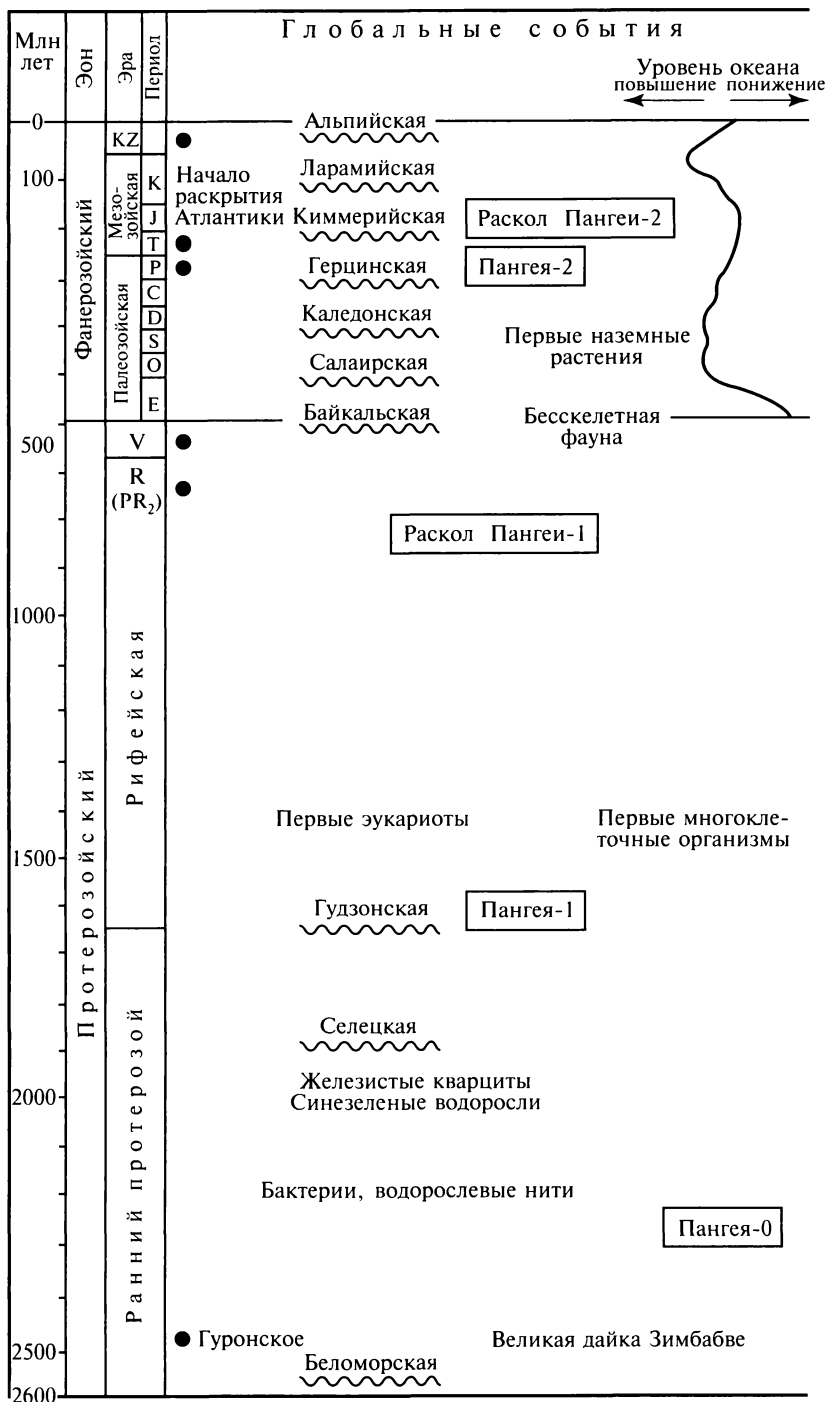
кания и расширения континентальной рифтовой долины должен возникнуть новый океан, который объединится с расположенным северо-восточнее Каспийским рифтом.

7.2. Историко-геологическая характеристика геологических подразделений

Историю нашей планеты следует рассматривать только с того времени, с которого сохранились наиболее древние «свидетели», т. е. горные породы и минералы. Однако первым древнейшим этапом истории Земли считается время, когда в результате аккреции вещества газопылевой туманности сформировалась одна из планет Солнечной системы. Начало аккреции отдалено от современности на 4,66 млрд лет, а время, в течение которого происходила аккреция, по мнению ряда исследователей, было непродолжительным и составляло не более 100 млн лет.

Второй древнейший этап часто именуют догеологическим, так как горных пород этого времени практически не сохранилось, но об его особенностях можно судить только на основе некоторых косвенных данных. Процессы, протекавшие в это время на земной поверхности, привели к дифференциации вещества внутри планеты, к образованию первичной земной коры основного состава, выделению внешнего жидкого ядра Земли и соответственно к появлению магнитного поля. Скорее всего во время этого этапа на Землю активно воздействовала метеоритная бомбардировка. Исходя из этого земная поверхность догеологического этапа напоминала собой поверхность Венеры, ведь кроме всего прочего в это время существовала бескислородная атмосфера, в которой облака, состоящие из водорода, гелия, паров кислот и углекислого газа, плотным покрывалом закрывали Землю. С течением времени атмосфера постепенно теряла водород и гелий, которые удалялись в космическое пространство. В конце догеологического этапа атмосфера состояла из аммиака, углекислоты, водяного пара, метана, водорода, гелия, инертных газов, борной, плавиковой, соляной и некоторых других сильных кислот. Температура земной поверхности скорее всего была такой же высокой, как и сегодня на Венере, а в недрах Земли бушевали вулканические процессы. Догеологический период в истории Земли продолжался недолго, до того момента, когда ее поверхность остыла до температуры существования жидкой воды. С появлением гидросферы и преобразованием атмосферы наступает качественно новый этап развития Земли, который именуется геологическим.

С рубежа 3,8—4,0 млрд лет назад начинается собственно геологическая жизнь Земли. Это третий, самый продолжительный этап в развитии Земли. Основные события, происходившие на Земле начиная с этого времени и по современную эпоху, показаны на рис. 7.1 и 7.2.



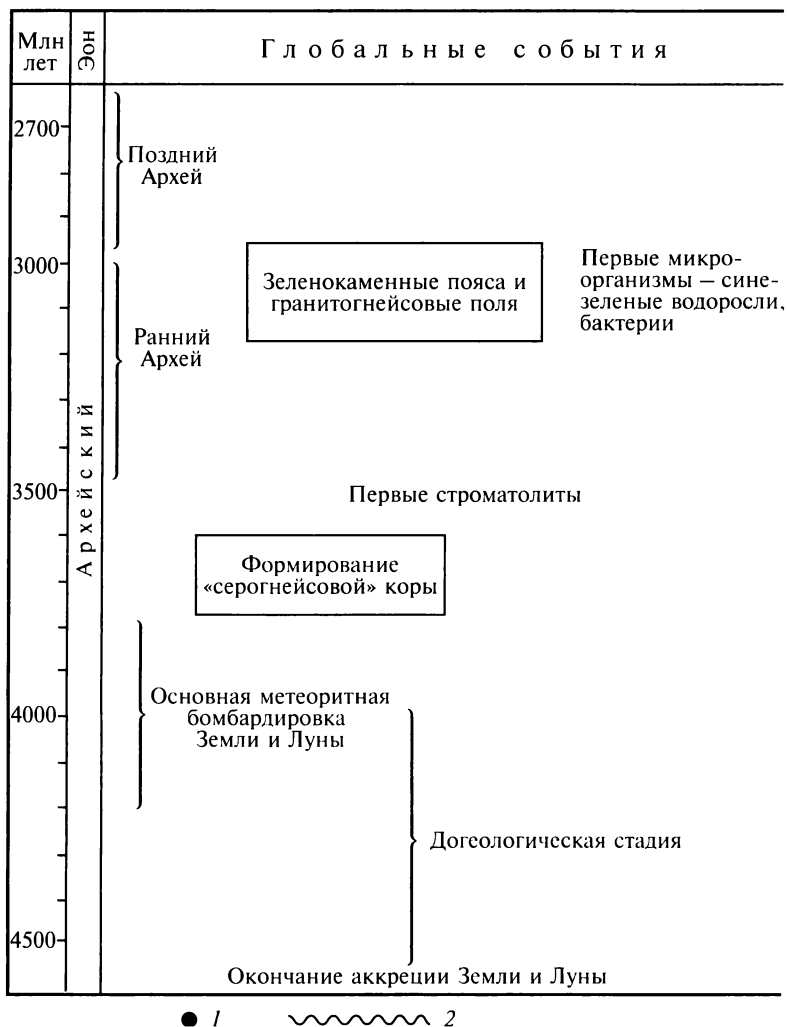


Рис. 7.1. Наиболее важные глобальные события в геологической истории Земли:

1 — оледенения; 2 — складчатость

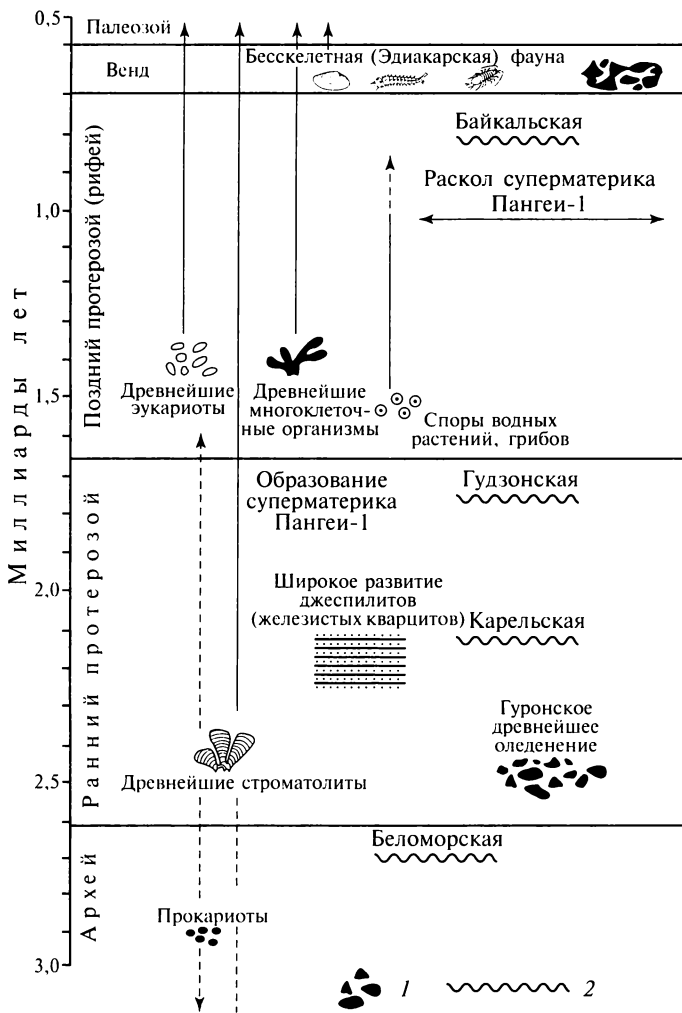


Рис. 7.2. Схема эволюции органического мира и глобальные события в позднем архее-протерозое:

1 — оледенения; 2 — складчатость

7.3. История эволюции Земли в докембрийское время

Архейский эон. Общая продолжительность докембрийской (архей-протерозойской) истории составляет около 3 млрд лет. В общем виде вся она разбивается на четыре этапа: 1. Древнеархейский, или катархейский (4,0 — 3,5 млрд лет). 2. Архейский (3,5 — 2,6 млрд лет). 3. Раннепротерозойский (2,6 — 1,65 млрд лет). 4. Позднепротерозой-

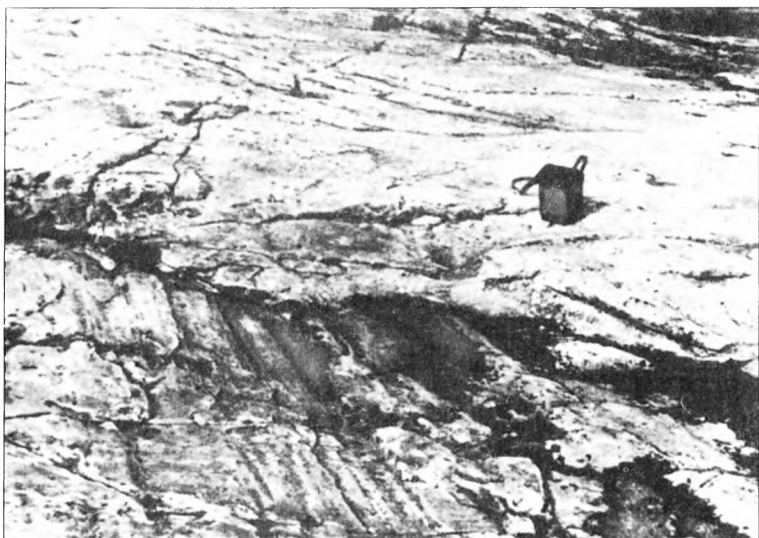


Рис. 7.3. Следы штриховок, оставленные ледниками Гуронского оледенения

ский (1,65 — 0,65 млрд лет). Все эти четыре этапа отличались друг от друга различными физико-географическими обстановками, климатическими условиями, особенностями и масштабностью развития геологических процессов (рис. 7.3).

Древнейшими породами на Земле являются нижнеархейские, которые слагают щиты самых древних платформ — Северо-Американской, Австралийской, Индостанской, Африканской, Восточно-Европейской и Сибирской. Эти породы представлены комплексом сильно метаморфизованных магматических пород среднего (андезитового) состава, которые образуют вулканоплутоническую ассоциацию и называются комплексом «серых гнейсов». Они представляют собой реликты древней протоконтинентальной земной коры и возникли 3,5 — 3,8 млрд лет назад и составляют группу катархейских или древнеархейских пород. Надо отметить, что вследствие фрагментарного распространения катархейских и нижнеархейских пород многие вопросы, связанные с древнейшей историей Земли, являются дискуссионными. До сих пор неясен вопрос, была ли древнейшая кора, состоящая из «серых гнейсов», сплошной или в ней были промежутки, где выступала кора иного состава.

На древнейшем фундаменте платформ располагаются мощные и разнообразные комплексы горных пород. С одной стороны, это различные по составу граниты и гнейсы, метаконгломераты, метакварциты, железистые кварциты и мрамора, а с другой — породы так называемых зеленокаменных поясов. Последние представлены относительно слабометаморфизованными ультраосновными, основными и средними вулканитами и реже кремнистыми и песчано-глинистыми

ми отложениями. Наличие последних, так же как и метаконгломератов и мраморов, свидетельствует о том, что уже в раннем архее существовали водные бассейны, в которых происходило накопление не только терригенных (песчано-глинистых), но и карбонатных пород.

Наиболее характерной чертой архейских комплексов, кроме зеленокаменных поясов, является сильнейший и неоднократный метаморфизм. Он развивался в условиях высоких температур и давлений при погружении на большие глубины. Мощный тепловой поток, направленный из глубин к поверхности, привел к гранитизации древнейшего гнейсового комплекса. Благодаря мощному разогреву еще неустойчивая земная кора легко подвергалась растяжению и разрыву, а именно в эти места устремлялась из глубин магма ультраосновного и основного состава, которая формировала породы зеленокаменных поясов.

Несмотря на присутствие разнообразных пород, до настоящего времени еще мало известно о катархейском и раннеархейском этапах. Все породы настолько сильно видоизменены, что восстановить их первоначальный облик практически невозможно.

Земля — единственная планета Солнечной системы, на которой сформировались условия, благоприятные для зарождения и эволюции жизни. Исключительная роль в этом принадлежала размерам Земли, существовавшему атмосферному давлению, гравитации и температурам приземной части атмосферы. Наиболее древние следы органической жизни установлены в породах, имеющих возраст 3,5—3,8 млрд лет. Они представлены остатками своеобразных бактерий и вирусов, которые захоронены в породах и видны под большим увеличением. В настоящее время аналогичные остатки были обнаружены палеонтологами и микробиологами в каменных метеоритах.

Архейский эон — это время прокариот, т. е. организмов, не имеющих клеточного ядра, — бактерий, вирусов и синезеленых водорослей. Следы жизнедеятельности древнейших синезеленых водорослей — строматолитов — обнаружены в Австралии (Пилбара). Их возраст оценивается в 3,5 млрд лет. Свидетельством существования органической жизни в архее является присутствие в осадочных породах углерода в форме графита.

Протерозойский эон. В течение протерозойского эона формировались комплексы горных пород более разнообразные, чем в архее. К началу протерозоя земная кора с поверхности остыла настолько, что стала легко подвергаться раздроблению и раскалыванию. Среди горных пород выделяются два главных типа: глубокометаморфизованные породы, очень похожие на архейские, и слабометаморфизованные, и неметаморфизованные настоящие осадочные и вулканогенные образования.

Главной особенностью начала протерозойского эона является образование первого в истории Земли гигантского единого материка —

Пангеи-0 (см. рис. 7.1). Важной чертой раннепротерозойской истории является снижение внутреннего теплового потока и температур на земной поверхности по сравнению с археем. Характерной чертой раннего протерозоя является то, что на рубеже с археем произошло первое в истории Земли грандиозное оледенение. Следы этого так называемого гуронского оледенения обнаружены в разных регионах. Они представлены древними моренными (тиллитовыми) комплексами и следами движения ледника в виде царапин, штриховок и отполированного ложа (см. рис. 7.3). До сих пор дискутируется вопрос об условиях возникновения оледенения. Трудно себе представить, как и каким образом после высоких архейских температур, которые на земной поверхности достигали 70—90 °С, могло произойти такое мощное и резкое похолодание и почему после отрицательных температур они вновь повысились до отметок 50—60 °С?

Показательно, что для раннепротерозойского времени, кроме тиллитовых отложений, является широкое распространение железистых кварцитов — джеспилитов. Они состоят из тонких (первые миллиметры или их доли) прослоек магнетита или гематита и такой же толщины прослоек кварцита. Хотя первые джеспилиты известны в архее, но максимальное распространение они получают только в середине раннего протерозоя. Хотя существуют разные точки зрения на их происхождение, однако предпочтение отдается биохимическим условиям осадконакопления железа. Оно связано с периодическим (правда, неизвестно каким — сезонным или ритмическим?) возрастанием биомассы синезеленых водорослей и увеличением содержания кислорода в атмосфере. В результате осаждаемые из морских вод оксидные формы железа переходят в труднорастворимые оксидные соединения. Они осаждались из воды вместе с кремнеземом, из которых впоследствии образовались кварциты.

Установлено существование несколько главных типов обстановок, в которых формировались раннепротерозойские образования. Одним из таких типов являются подвижные пояса, в пределах которых сохранились относительно разогретые фрагменты земной коры и происходили массовые излияния базальтовых и реже кислых лав. В противоположность им существовали участки относительно стабильного развития, которые покрывались морскими водами. В их пределах формировались песчано-глинистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-железистые, карбонатные — доломитовые и известняковые толщи. Мощность таких образований достигала нескольких километров. Но кроме вытянутых по форме морских бассейнов существовали изометричные впадины, в пределах которых в основном в континентальных или мелководно-морских условиях накапливались песчано-глинистые и реже карбонатные осадки. Присутствие конгломератов и кварцевых песков крупной размерности указывают на существование высоких гористых поднятий. Они явля-

лись поставщиками обломочного материала. Однако высокая степень окатанности конгломератов свидетельствует о значительном расстоянии их переноса и наличии речных потоков.

Эволюция органической жизни в течение раннего протерозоя происходила весьма медленно. Преобладающее распространение получили прокариотные организмы — синезеленые водоросли, следы жизнедеятельности которых в виде строматолитов известны в толщах горных пород, распространенных во многих районах мира. На рубеже 2 млрд лет назад, вероятно, в середине протерозоя, а возможно, и несколько позже, в атмосфере появился свободный кислород. Его вначале было довольно мало, но постепенно общее количество кислорода стало увеличиваться.

К концу раннего протерозоя обособился новый гигантский материк, состоящий из спаянных между собой континентальных плит — щитов и отдельных блоков фундамента платформ. Этот гигантский материк носит название Пангеи-1 или Мезогеи. Он был окружен пространством с корой океанского типа. Но располагались ли в этом месте настоящие океаны с их большими глубинами или существовали мелководные моря, до сих пор неизвестно.

На границе между ранним и поздним протерозоем, т.е. около 1,7 — 1,6 млрд лет назад, на Земле происходят крупные события, после которых она вступает в новый этап своего развития. Это время позднего протерозоя. Поздний протерозой в России называют *рифеем* (от древнего наименования Уральских гор). Наиболее полный разрез рифейских образований описан на Урале в долине р. Белая. В настоящее время рифей подразделяется на три части (см. табл. 6.1).

Общая длительность рифейского времени приближается к 1 млрд лет. Характерная особенность рифейского времени — широкое распространение остатков строматолитов, которые позволили осуществить его биостратиграфическое расчленение. В течение рифейского времени по крайней мере дважды возникали покровные оледенения. Одно из них произошло примерно 820 — 850 млн лет назад, а другое, называемое Варангерским или Лапландским, закончилось на границе с вендским периодом, т.е. около 650 млн лет назад. О существовании покровных оледенений в полярных и высоких широтах северного и южного полушарий свидетельствуют многочисленные толщи тиллитов, эрратических валунов, следы штриховок и своеобразные выпаханые ледниками долины, называемые каменными мостовыми. Особенности отложений тиллитов рифейского оледенения показаны на рис. 7.4, а, б. На рубеже с фанерозоем, в вендском периоде, который выделен в качестве самостоятельного периода, существенную роль стала играть бесскелетная фауна, называемая *эдиакарской* (по местности Эдиакара, находящейся в Австралии, где впервые были обнаружены остатки этой фауны).

После того как закончился этап формирования фундамента платформ, в их пределах в течение позднепротерозойского времени фор-

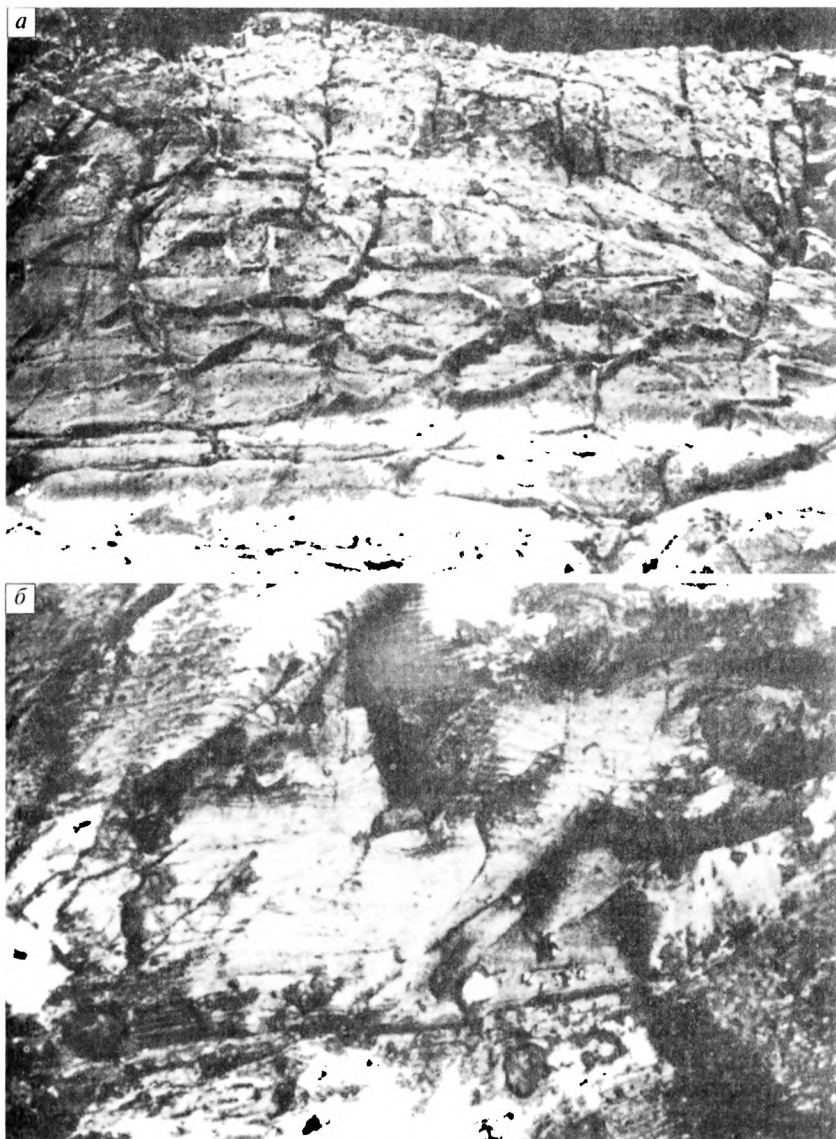


Рис. 7.4. Следы позднеерифейских оледенений:

а — морозные клинья, заполненные песком; *б* — ленточные водноледниковые осадки

мируются осадочный чехол, состоящий из пластов осадочных и вулканогенно-осадочных образований, практически не подвергшихся метаморфизму. В позднем протерозое произошло заложение крупнейших на Земле подвижных поясов — Средиземноморского, Ура-

ло-Охотского, Северо-Атлантического, Тихоокеанского и др. Их заложение послужило началу распада Пангеи-1 на отдельные литосферные плиты — континенты.

7.4. Палеозойский этап развития Земли

Переход от криптозою к фанерозою ознаменовался важнейшим в истории Земли событием — появлением и широким расселением скелетных организмов. Это было время бурного расцвета органической жизни. Первые крупные по размерам организмы появились еще в конце рифея в вендском периоде. В позднем рифее произошел распад Пангеи-1 на материи Гондвану и Лавразию. В состав Гондваны входили Южная Америка, Африка, Австралия, Индостан и Антарктида, а Лавразию составляли Северная Америка, Западная и Восточная Европа, Сибирь, а также Китайско-Корейская платформа и Юго-Восточная Азия. Палеозойская эра разделяется на две части. К раннему палеозою относятся кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. Нижняя временная граница палеозоя и докембрия до сих пор точно не определена. Одни проводят ее на уровне 590 млн лет, другие — 570 млн лет назад, а недавно французские геологи предложили проводить границу между вендским и кембрийским периодами на уровне 540 млн лет назад. Верхняя граница раннего палеозоя проводится по рубежу 405 млн лет. Длительность кембрийского периода составляет от 85 до 45 млн лет, ордовикского — 65 млн лет, а силурийского — 30 млн лет.

Ранний палеозой. На рубеже кембрийского и вендского периодов появились все известные в настоящее время типы органического мира. Органический мир раннего палеозоя характеризуется крайне быстрым и широким расцветом разнообразных типов живых организмов и низших растений, живших исключительно в водной среде. Это было вызвано тем, что на суше существовали условия, крайне неблагоприятные для жизни и развития организмов. Главной из них была исключительно высокая солнечная ультрафиолетовая радиация, а водная среда служила своеобразным экраном для проникновения ультрафиолетовых лучей. Позднее роль защитного экрана перейдет к озоновому слою, который возник на рубеже ордовика и силура. Именно в это время на сушу вышли растения и некоторые животные и она стала новым местом жизнеобитания. С этого времени появляются и начинают широко расселяться наземные животные и растения.

Гидробионты раннего палеозоя характеризовались необычайным разнообразием беспозвоночных и водорослей. Среди беспозвоночных были широко распространены археоциаты, трилобиты, граптолиты, брахиоподы, кишечнополостные, иглокожие и наутилоидеи. Беспозвоночные обладали хитиново-фосфатным и известковым наружным и внутренним скелетом. Среди них были как одиночные, так и колониальные формы. Многие беспозвоночные быстро эво-

люционировали и исчезали. На этом основании целый ряд из них являются основными формами, с помощью которых осуществляется подразделение геологических слоев. Схема эволюции органического мира в раннем палеозое представлена на рис. 7.5. Кроме перечисленных выше широко распространенных органических форм в отложениях раннего палеозоя обнаружены остатки губок, следы

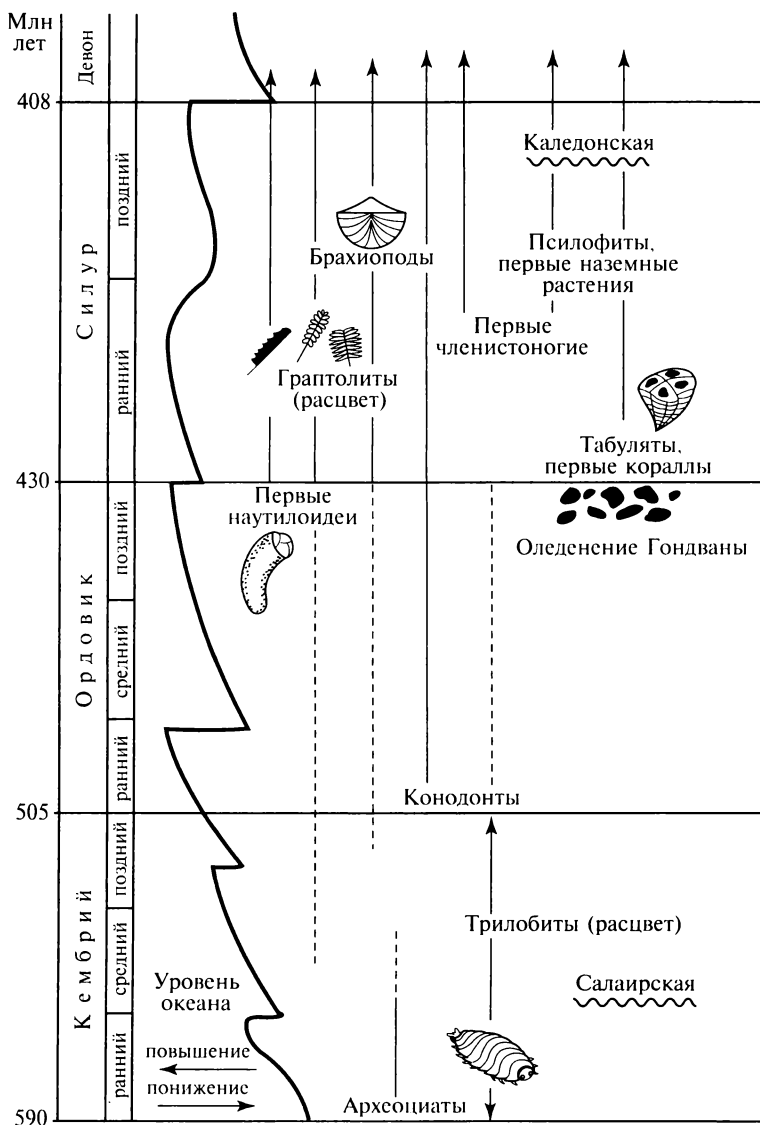


Рис. 7.5. Схема эволюции органического мира в раннем палеозое

ползания червей, рифообразующих мшанок, брюхоногих моллюсков. В отложениях ордовика обнаружены конодонты, которые приобрели ведущую роль в стратиграфии и в более поздние периоды палеозоя. Это мелкие роговые образования, имеющие зазубренную, зубчатую форму, природа которых до сих пор остается невыясненной: то ли это были скелеты каких-то неведомых организмов, то ли челюстные аппараты кольчатых червей, то ли чешуйки на поверхности тела примитивных хордовых.

Позвоночные животные в раннем палеозое только что возникли и еще не играли существенной роли среди органического мира раннего палеозоя. Они были представлены бесчелюстными панцирными рыбами, которые были способны обитать в опресненных, солоноватоводных бассейнах и в морских водах нормальной солености.

Растительное царство раннего палеозоя исключительно бедное. Оно представлено водорослями (синезеленые, багряные и др.). Только в самом конце силурийского периода появляются первые наземные высшие растения — псилофиты или риниофиты. Это были примитивные сосудистые растения. Они вышли на периодически заливаемые водой низменные морские побережья и на первых порах могли развиваться только в атмосфере, сильно насыщенной парами воды.

Одни животные, как, например, археоциаты, появившиеся в кембрии, быстро эволюционировали и прекратили свое существование в конце кембрийского периода. Другие, как трилобиты, беззамковые брахиоподы и граптолиты, продолжали эволюционировать в ордовике и силуре.

Геологические, палеомагнитные, палеоклиматические и палеонтологические данные однозначно свидетельствуют о том, что в раннем палеозое продолжал развиваться суперматерик Гондвана, а другой суперматерик — Лавразия — стал распадаться на отдельные литосферные плиты. В состав суперматерика Гондваны входили современные континенты — Африка, Антарктида, Южная Америка, Индостан и Австралия. Этому крупнейшему образованию суперматерика противостояли разрозненные материки, некогда составлявшие Лавразию. В результате распада между ними возникли довольно обширные океанские бассейны. Материки, ранее входившие в состав Лавразии, имели сравнительно небольшую площадь и отвечали ядрам древних платформ. Ими были Северо-Американская, Западно-Европейская, Восточно-Европейская, Сибирская и Китайская платформы. Все перечисленные платформы в течение раннего палеозоя испытывали погружения. В результате этого обширные морские трансгрессии охватывали низменные участки платформ северного полушария, которые оказывались частично затопленными мелководными, эпиконтинентальными морями. В их пределах накапливались преимущественно карбонатные осадки, а местами, как, например, в пределах Сибирской платформы, формировались эвапоритовые осадки — гипсы, каменные соли и гипсоносные глины.

Вместе с тем древние платформы (кроме Сибирской и Восточно-Европейской) южного полушария, объединенные в суперматерик Гондвану, оказались приподнятыми и представляли собой сушу, в центральных частях которой располагались горные массивы и плоскогорья. Лишь краевые низменные части Гондваны в связи с периодическим подъемом уровня моря были затоплены морскими водами. Реконструкция положения континентов и океанов для наиболее типичного времени раннего палеозоя — ордовикского периода — представлена на рис. 7.6.

В течение раннего палеозоя, кроме Тихого океана (Панталасса), существовали Япетус (Палеоатлантический) и Уральский (Палеоазиатский) океаны.

Атмосфера кембрия постепенно становилась кислородно-углекисло-азотной, чем и отличалась от позднепротерозойской. Постепенно главенствующую роль стал приобретать азот. Количество углекислого газа (диоксида углерода) уменьшилось до 0,5 %, а содер-



Рис. 7.6. Положение континентов и океанов в ордовикском периоде

жание кислорода по сравнению с рифейским временем выросло и достигло нескольких процентов.

Климатические условия начала палеозойской эры существенным образом отличались от его середины. В кембрийском и в течение первой половины ордовикского периода на Земле господствовали очень теплые климатические условия. Характерной особенностью этого времени является отсутствие термической широтной зональности. Как в высоких широтах, так и на экваторе существовали примерно одинаково высокие температуры, причем температуры поверхностных частей воды не опускались ниже 20 °С. Климатическая зональность выражалась лишь в распределении влажности. В кембрии наряду с гумидными (от лат. «гумидус» — влажный) климатическими условиями существовали обширные регионы, в которых климат был аридным (от лат. «аридус» — сухой). В этих условиях вследствие высокого испарения обширные мелководные моря и заливы приобретали повышенную соленость и в их пределах накапливались каменные и калийные соли, гипсы и ангидриты. Таких бассейнов было очень много и ими, в частности, являлись обширные солеродные бассейны, которые располагались в пределах Сибирской платформы и в Пакистане.

Начиная с середины ордовикского периода климат на планете стал ухудшаться. Произошло довольно стремительное падение температур приземных частей воздуха, и в полярных широтах они стали отрицательными. Это вызывало появление новых ледниковых покровов, которые впервые возникли в пределах возвышенной суши Гондваны в районе Южного полюса. Ледники стали перемещаться в низкие широты. Древние моренные отложения известны в Бразилии и на северо-западе Африки, на Аравийском полуострове, в Испании и Южной Франции. Оледенение закончилось в самом начале силурийского периода, и рубеж раннего и позднего палеозоя вновь характеризуется развитием одинаково высоких температур как в низких, так и в высоких широтах.

Поздний палеозой. Общая продолжительность позднего палеозоя, в состав которого входят девонский, каменноугольный (карбон) и пермский периоды, составляет около 160 млн лет. Длительность девонского периода составляет около 50 млн лет, каменноугольного — 70 млн лет, а пермского — 38 млн лет.

В позднем палеозое началось массовое заселение организмами просторов суши, которая длительное время представляла оголенное пространство. Особенно это касалось растительного мира. В девонском периоде произошел расцвет псилофитовой (риниофитовой) флоры, а в каменноугольном периоде наступило время расцвета папоротниковых и плауновидных. Переход от раннепалеозойской примитивной флоры к более прогрессивной позднепалеозойской наступил в конце девонского и в начале каменноугольного периода (рис. 7.7).

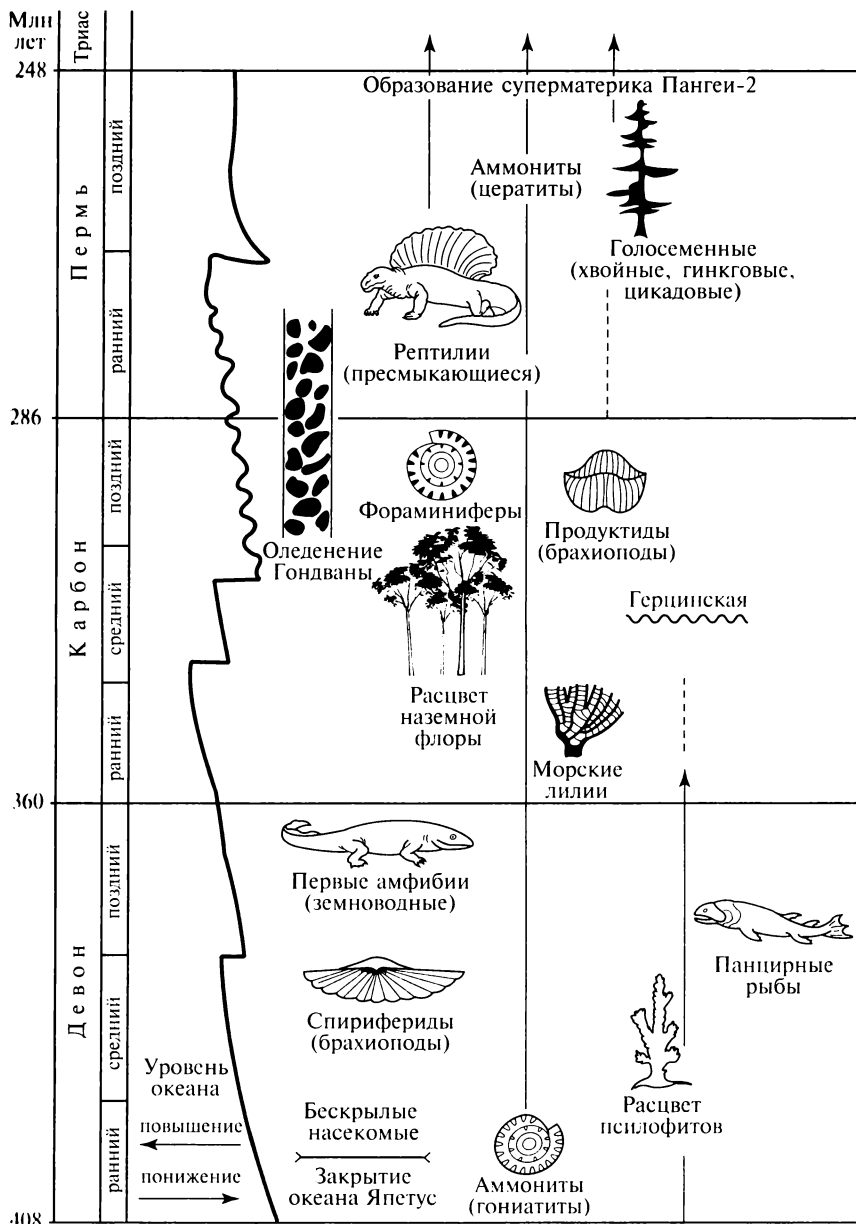


Рис. 7.7. Схема эволюции органического мира и глобальные события в позднем палеозое

В раннем девоне начинает сокращаться видовое разнообразие трилобитов, исчезают граптолиты и некоторые классы иглокожих. Но широкое распространение получают головоногие моллюски — аммоноидеи (гониатиты), которые пришли на смену раннепалеозойским наутилоидеям. Широко распространяются колониальные и одиночные формы четырехлучевых кораллов, появляются крупные фораминиферы из отряда фузулинид, новые классы морских иглокожих (морские лилии). Важная роль стала принадлежать замковым брахиоподам — продуктидам, спириферидам, ринхонеллидам и теребратулидам. Особенно большое распространение брахиоподы получили в каменноугольный период. Колониальные кораллы вместе с мшанками и губками являлись основными рифостроителями. Построенные ими рифовые тела не только огромны по высоте, но и протягивались на расстояние в тысячи километров. Таким протяженным был рифовый массив, протянувшийся в Предуралье — от Северного Предуралья до Мугоджар. По своим размерам он намного превосходит современный Большой Барьерный риф.

В пресноводных и слабозасоленных морских бассейнах обитали брюхоногие и двустворчатые моллюски, которые по сравнению с морскими представителями тех же классов весьма слабо эволюционировали.

Морские просторы заняты свободноплавающими формами. Главенствующая роль принадлежала рыбам. Рыб в девонском периоде было так много, что его нередко называют периодом рыб. В это время жили гигантские рыбы, достигавшие в длину 10 м. Среди них были костные, хрящевые и панцирные. Последние, будучи хищниками, имели челюсть с острыми и зазубренными костными пластинками. Часть тела и голова этих рыб были покрыты толстым костным панцирем, хорошо защищающим их от врагов. Они вели малоподвижный донный образ жизни. Панцирные рыбы, достигшие расцвета в девонском периоде, на рубеже с каменноугольным периодом исчезли. Наибольшее распространение получили хрящевые рыбы — акулы, скаты, а также костные рыбы, появившиеся в середине девонского периода. Костные рыбы дали три различные ветви: лучеперые, двоякодышащие и кистеперые. Последние обладали веретенообразным телом и мощными плавниками, которые они использовали не только для плавания, но и для перемещения по дну, особенно в период пересыхания мелководий. Скелет плавников кистеперых рыб имеет определенные сходства со скелетом конечностей первых наземных позвоночных — земноводных. Это дало основание считать кистеперых рыб далекими предками четвероногих наземных животных.

Двоякодышащие рыбы кроме жабр имели внутренние носовые отверстия для дыхания атмосферным воздухом. Вначале они были обитателями водоемов различной солености в засушливом клима-

те. Своеобразное строение дыхательного аппарата давало возможность некоторое время обходиться без воды, особенно при продолжительных засухах. В дальнейшем двоякодышащие рыбы окончательно переселились в морские просторы.

В позднем палеозое начинается расцвет животного царства суши. В девонском периоде появляются насекомые, крупные скорпионы и стегоцефалы. Стегоцефалы были одними из первых четвероногих позвоночных. Эти своеобразные земноводные, достигшие расцвета в каменноугольном периоде, обитали в сильно заболоченных местах и изредка выползали на поверхность суши. В каменноугольном периоде появились и первые пресмыкающиеся — рептилии. Они откладывали яйца на суше и имели роговой покров. С наступлением сильно засушливых условий в пермском периоде у рептилий появились роговые гребешки, спасавшие животных от усиленного испарения влаги. Часть рептилий были растительноядными, а часть хищниками. Последние имели острые и длинные зубы. Развитие пресмыкающихся особенно характерно для пермского периода, когда существовали крупные хищники — иностранцевии, а также растительноядные крупные формы — парейазавры и морские рептилии — мезозавры. Многочисленные остатки скелетов рептилий были обнаружены в пермских отложениях Предуралья и на севере Восточно-Европейской равнины.

Весьма своеобразным был растительный покров в позднем палеозое. С начала девонского периода широким распространением пользовались псилофиты (риниофиты), обитавшие на сильно увлажненных ландшафтах. Эти сосудистые растения росли на заболоченных низменных побережьях и в болотах. Они имели корни, стебли и крупные листья. Псилофиты исчезли с Земли в конце девонского периода. Еще в середине девона появились многие группы высших растений, среди которых членистостебельные, плауновидные, папоротники и голосеменные. Многие из них уже в середине позднего палеозоя заняли главенствующее положение.

Временем расцвета наземной растительности считается каменноугольный период. Обширные пространства, не только примыкавшие к морским и крупным озерным бассейнам, но и к предгорьям, занимали леса, состоящие из громадных, высотой до 50 м древовидных хвощей, плауновых и древовидных папоротников, среди которых наиболее типичными являются древовидные плауновые — лепидодендроны, сигиллярии и каламиты. В середине каменноугольного периода появляются кордаиты — папоротниковые голосеменные, а также гинкговые и первые хвойные.

Весьма важен и интересен вопрос о происхождении наземной растительности. Мнение о том, что высшие растения происходят от водных — разнообразных водорослей, неоднократно высказывалось еще начиная с XIX в. Многие ученые считают, что произраставшие у берега некие водоросли каким-то образом оказывались на некото-

рое время над водой и, привыкнув к сильно насыщенной водяными парами атмосфере, постепенно стали заселять приливно-отливную зону моря. В результате дальнейших эволюционных преобразований низшие растения превратились в высшие, которые приобрели способность жить вне водной среды.

Такое мнение возникло из наблюдений за растительностью на берегах современных морей. Здесь растения располагаются в несколько ярусов. Одни из них — водоросли живут только в воде, другие заселяют приливно-отливную зону, а третьи довольствуются брызгами волн и водяными парами в атмосфере. Низменные берега заняты высшими растениями, жизнь которых протекает в сильно насыщенной водяными парами атмосфере. Так, исходя из экологического разнообразия и условий жизни современных растений, можно представить процесс выхода растений на сушу и возникновение высших растений. Превращение водорослей в высшие растения сопровождалось появлением у них способностей образовывать стебли, корни, распространять споры по воздуху и размножаться в воздушной среде.

Известный советский палеоботаник С. В. Мейен считал, что заселение суши водорослями произошло не в девонском периоде, как полагают многие ученые, а еще в досилурийское время. Весь процесс преобразования водорослей в высшие растения, по его мнению, происходил в наземных условиях.

В раннем карбоне флора была очень теплолюбивой. Произрастала она в основном в пределах заболоченных участков суши, где по мере ее отмирания формировались толщи торфа, которые с течением времени преобразовывались в бурые, а затем и в каменные угли. В середине карбона значительные пространства в высоких широтах северного полушария вместо плауновых заняли кордаиты, обладавшие раскидистой кроной ветвей. Крупнейший советский палеоботаник А. Н. Криштофович эту так называемую тунгусскую флору предлагал именовать кордаитовой тайгой. Ею были заняты низменности, берега рек и озер. Они же являлись одними из основных растений-углеобразователей. Совершенно иной облик носила растительность высоких широт южного полушария. Здесь росли своеобразные папоротники — глоссоптериевые.

В пермском периоде споровые растения сменились голосеменными. Появились хвойные, цикадофитовые и гинкговые. Однако в пермском периоде в развитии органического мира наступает спад. Многие группы и классы организмов постепенно угасают и прекращают свое существование. На рубеже палеозоя и мезозоя вымирают гониатиты, замковые брахиоподы-продуктиды, табуляты, четырехлучевые кораллы, трилобиты, фузулиниды, многие виды рыб, некоторые формы морских ежей и морских лилий, стегоцефалы и большое количество споровых древовидных форм.

Позднепалеозойский этап исторического развития Земли можно назвать временем развития крупных природных катастроф. В

конец палеозоя произошли крупные вулканические извержения. Во многих регионах возникали сильнейшие землетрясения. Бывали и сильные наводнения. А в середине позднего палеозоя на обширных территориях возникло грандиозное так называемое гондванское оледенение. Это было время постепенного исчезновения или, как выражаются геологи, закрытия крупнейших океанских бассейнов и образования на их месте величайших горных систем, которые в современную эпоху сильно разрушены и представляют собой гористые плоскогорья и низкогорные области. Такими являются горные сооружения Центральной Европы и Урал.

С девонского периода стала отчетливо проявляться тенденция замыкания океанских бассейнов и началось постепенное сближение материков. Гондвана медленно перемещалась в юго-западном направлении и в конечном счете соприкоснулась с Западно-Европейским континентом. Продолжавшееся смещение в юго-восточном направлении Восточно-Европейского континента привело к его соединению с Северо-Американской платформой. В результате возник новый крупный материк в северном полушарии — Лавруссия. Положение материков показано на рис. 7.8.

Для девонского периода характерно образование красноцветных континентальных соленосных, карбонатных, вулканогенных и обломочных образований. Обширные низменные территории континентов занимали мелководные моря с нормальной соленостью. На их окраинах располагались лагуны с высокой соленостью вод, а в местах впадения крупных речных систем — лиманы. По равнинам текли полноводные реки. В долинах рек и на внутриматериковых низменностях находились обширные озера. Если в раннем девоне после сильнейшего столкновения материков и закрытия океана Япетус, а также крупнейшей регрессии и образования горных массивов (каледонская тектоническая эпоха) большое развитие получили континентальные ландшафты, то начиная со среднего девона преимущество перешло к морским ландшафтам.

На заключительной стадии каледонского горообразования в конце раннего девона в результате дифференциации тектонических движений возникли протяженные горно-складчатые области, как, например, в Великобритании и на западе Скандинавии.

В середине девонского периода активность земной коры не снизилась. Продолжал развиваться интенсивный подводный вулканизм. В пределах многих континентов на месте низменностей возникали горные массивы, а существовавшие горы нивелировались и превращались в низменности. Только Китайский, Индостанский, Южно-Американский и Африканский континенты были вовлечены в общее поднятие, в результате чего в их пределах возникли крупные разломы и расколы земной коры.

Изменение соотношений морских акваторий и континентальных условий и возникновение горных цепей оказали влияние на фор-

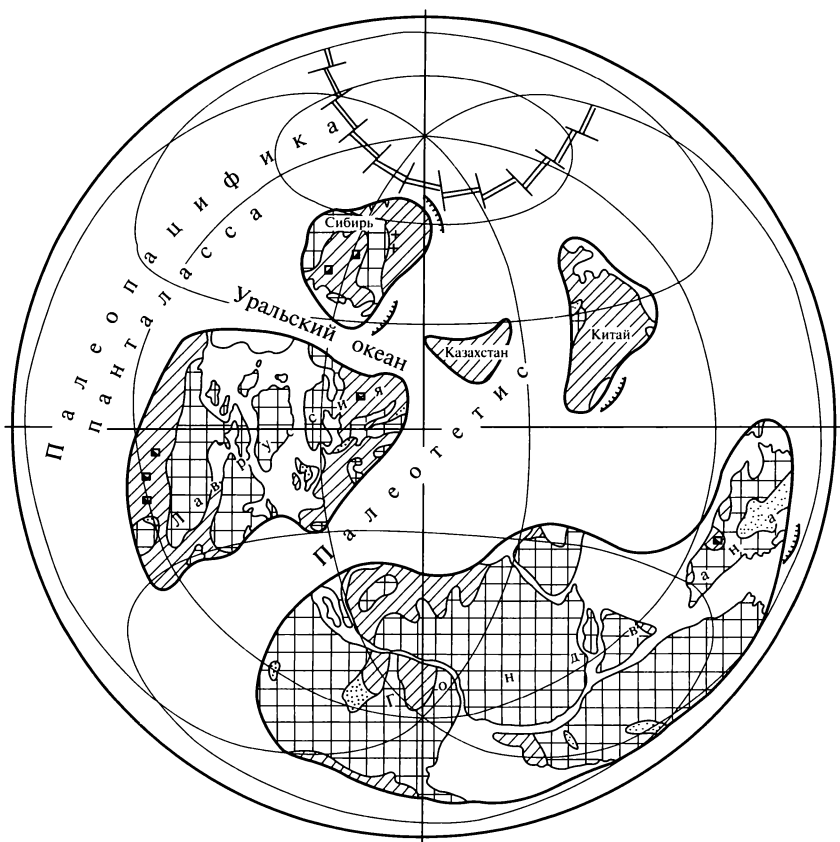


Рис. 7.8. Положение континентов и океанов в девонском периоде

мирование, географическое распространение и зональность климата. В течение девонского периода практически повсеместно существовал высокий температурный режим, близкий к современному тропическому климату. Средние температуры на Северном Урале, который к этому времени стал экваториальной областью, составляли $25 - 26^{\circ}\text{C}$. Близкие температурные условия существовали на Восточно-Европейской платформе. Современное Закавказье в девонском периоде располагалось в тропическом поясе южного полушария и температуры здесь составляли $22 - 24^{\circ}\text{C}$. Высокий температурный режим существовал в Австралии ($28 - 30^{\circ}\text{C}$) и в Северной Америке ($27 - 30^{\circ}\text{C}$), которые находились в разных полушариях.

Совершенно по-иному выглядит география климата по влажности. Аридные условия существовали на большей части Северо-Американского, Восточно-Европейского и Гондванского материков. Сильный дефицит влаги в ряде областей привел к возникновению пустынных и полупустынных условий и мелководных морей с по-

вышенной соленостью. В конце девонского периода дефицит влаги постепенно стал уменьшаться. Гумидные (равномерно-влажные) условия, которым свойственны не только обилие атмосферных осадков, но и их более или менее равномерное распределение в течение года, характерны для значительной части Азиатского материка, северной части Северо-Американского, Южно-Американского и северо-запада Австралийского материков. В обширных поймах, дельтах рек и крупных озерно-болотных системах формировались угленосные толщи. Главными углеобразователями девонского периода были псилофиты и разнообразные папоротникообразные растения.

С усилением перемещения и столкновением литосферных плит в каменноугольном периоде начались новые горообразовательные движения. Складчато-горообразовательные движения, начавшиеся в каменноугольном периоде и закончившиеся на рубеже палеозоя и мезозоя, носят названия *герцинских движений*. В палеогеографическом плане они выразились в образовании обширных поднятий, складкообразовании, внедрении интрузий, активизации вулканизма и широких регрессиях моря. Гондвана стала перемещаться в юго-западном направлении, продолжали сближаться Северо-Американский и Западно-Европейский, а также Восточно-Европейский и Сибирский континенты.

Особенно интенсивные складкообразовательные и горообразовательные движения происходили в Западной Европе. Между Евроамерикой, Китайским и Гондванским континентами возник новый океан — Палеотетис.

В позднем карбоне континенты продолжали сближаться и в конце концов на рубеже карбона и перми возник новый сверхгигантский материк — Пангея-2, или Всеобщая Земля. Он состоял из южных материков, которые ранее сформировали Гондвану, и материков северного полушария, образовавших Лавразию. Последняя возникла после объединения Лавруссии, Сибирского, Казахстанского и Китайского материков.

В течение ранне- и среднекаменноугольной эпох на Земле продолжал господствовать жаркий гумидный климат, который способствовал широкому распространению растительного покрова и сопровождался обильным угленакоплением. На рубеже среднего и позднего карбона наступило прогрессивное похолодание, которое в дальнейшем привело к возникновению в южнополярных районах покровного оледенения.

Сильное похолодание на юге Гондванских материков способствовало возникновению ландшафтов, напоминавших ландшафты современной Антарктиды. Ледники покрывали значительную часть Южной Африки. Здесь сохранились фрагменты моренных отложений и следы перемещения ледников. Учеными установлено по крайней мере четыре центра оледенения, из которых образовались и дви-



Рис. 7.9. Положение континентов и океанов в пермском периоде

гались ледники. Один из них располагался в бассейне р. Оранжевой, другой — в Трансваале, третий — в области Гринватаун, а четвертый — в мелководной части Индийского океана. Ледниковые покровы занимали центральные области Южно-Американского континента (Уругвай, Аргентина, Бразилия, Парагвай). Следы ледниковых покровов обнаружены в Индии, Австралии и Антарктиде. За пределами ледниковых щитов находились перигляциальные степи, напоминающие современные тундры.

Ледниковый покров просуществовал до конца каменноугольного периода, а затем в связи с наступившим потеплением быстро стал разрушаться. Он полностью исчез в середине раннепермской эпохи.

В пермском периоде завершается герцинский этап развития. Это было время активного горообразования, сопровождавшееся интенсивным вулканизмом, существования на Земле единого материка

Пангеи-2 и двух океанов — Палеотихого и Палеотетиса. Последний представлял собой обширный залив Палеотихого океана (рис. 7.9).

В течение герцинского орогенеза (горообразования) возникли крупные горные хребты и массивы, среди которых необходимо отметить Уральские горы, горы Центральной Азии (Тянь-Шань, Кунь-Лунь, Алай и др.), а также области устойчивых структур земной коры, развитие которых напоминает платформы. В отличие от древних докембрийских платформ, как было отмечено ранее, они называются эпигерцинскими платформами или плитами. Ими были Скифская, Туранская, Западно-Сибирская плиты. Места соприкосновения и столкновения литосферных плит отмечаются поясами возникновения горно-складчатых сооружений. Вдоль Аппалачей соединились Северо-Американский и Западно- и Восточно-Европейский континенты, Уральский горно-складчатый пояс вместе с Мугоджарами и Салаиром образовался в месте столкновения Сибирского и Казахстанского континентов с Ларуссией. Закончил существование Палеоазиатский океан. На его месте возникли горы Центральной Азии.

В течение пермского периода климатические условия на Земле значительно изменялись. Во второй половине раннепермской эпохи в связи с глобальным потеплением постепенно менялась климатическая зональность. На месте былых ледниковых ландшафтов возникли лесотундровые, а затем и типично лесные ландшафты, основу которых составляли хвойные и гинкговые леса. В низких широтах господствовали тропические условия с соответствующими ландшафтами. В конце пермского периода значительно меняется влажность. Все больше развиваются аридные ландшафты — ксерофильное редколесье, пустыни и полупустыни.

7.5. Мезозойско-кайнозойский этап развития Земли

Граница палеозойской и мезозойской эр приурочена к рубежу 248 — 245 млн лет. В состав мезозойской эры входят триасовый, юрский и меловой периоды, а кайнозойская эра состоит из палеогенового, неогенового и четвертичного периодов.

Продолжительность триасового периода составляет 40 млн лет, юрского — около 60 млн лет, мелового — около 70 млн лет, палеогенового — около 42 млн лет, неогенового — 22 млн лет, а четвертичного периода — 0,7 — 1,65 млн лет.

Рубеж палеозойской и мезозойской эр характеризовался необычайно быстрым и масштабным вымиранием палеозойских организмов и возникновением новых форм растительного и животного мира. Мезозойские формы быстро эволюционировали. Среди мезозойских организмов ведущая роль принадлежала головоногим моллюскам — аммонитам и белемнитам, которые являются основными формами. С их помощью удастся выделить не только ярусы и

подъярусы, но и более дробные биостратиграфические подразделения (зоны и подзоны) триасовой и особенно юрской и меловой систем. Аммониты отличались исключительным разнообразием. В меловом периоде появились и быстро распространились аммониты с развернутой раковиной. Важное значение приобретают брюхоногие и двустворчатые моллюски, возникают иные, чем в палеозое, рода и виды брахиопод. На смену исчезнувшим четырех- и восьмилучевым кораллам появляются шестилучевые кораллы, которые вместе с коралловыми полипами, мшанками и губками слагают крупные органогенные массивы — барьерные и атолловые рифы. Большое значение в мезозое приобретают морские ежи и морские лилии. Мезозойские рептилии были самыми крупными в истории Земли. Они занимали сушу, водные ландшафты и воздушное пространство. В юрском периоде появились не только летающие ящеры (птерозавры), но и птицы. Среди морских позвоночных начиная с триаса существовали костистые рыбы. Морские пресмыкающиеся представлены ихтиозаврами, плезиозаврами и др. На суше наряду с гигантскими растительноядными рептилиями (диплодоки, брахиозавры) длиной более 30 м и массой более 45—50 т жили хищники, длина которых была всего 10—15 м. Недаром мезозойскую эру именуют эрой рептилий. Они были хищными и растительноядными, летали, плавали, ползали, прыгали и ходили. В раннем мезозое появились и первые млекопитающие. Эти мелкие, размером с крысу примитивные животные — пантотерии, сумчатые и первые плацентарные млекопитающие не могли составить конкуренцию огромным и всеядным рептилиям. В течение мезозоя млекопитающие ничем не выделялись среди других позвоночных и занимали скромные экологические ниши. Только после гибели крупных рептилий — динозавров — на границе мезозойской и кайнозойской эр начиная с палеогенового периода млекопитающие занимают главенствующее место среди животного мира. В конце юрского периода появились птицы — археоптерикс. В меловом периоде эволюционировали килегрудые и гладкогрудые птицы, прямые родственники ныне живущих птиц.

Среди растительного мира в мезозое преобладала голосеменная растительность. На обширных территориях благодаря влажному и теплему климату росли леса, состоящие из хвойных, гинкговых, беннеттитовых и цикадовых пород. В середине мелового периода появились первые цветковые и с тех пор главенство перешло к покрытосеменной растительности.

В конце мезозойской эры на рубеже мелового и палеогенового периодов органический мир претерпел весьма существенные изменения. Произошло «великое мезозойское вымирание». В это время с лица Земли навсегда исчезли около 20 % семейств и более 45 % родов разных организмов. Больше всего около 75 % своих представителей потеряли брюхоногие и двустворчатые моллюски, брахио-

поды и акулообразные. Полностью исчезли аммониты и белемниты, планктонные фораминиферы, динозавры. Причина массового вымирания организмов на рубеже мезозойской и кайнозойской эр, так же как и вымирание на границе между палеозоем и мезозоем, до сих пор не ясна и является предметом дискуссий. Наряду с общепланетарными причинами выдвигаются и космические причины вымирания.

Дискутируются, по существу, две полярные гипотезы с множеством вариантов. Одна из них сугубо биологическая. Согласно ей считается, что вымирание было связано с эволюцией организмов. Более высокоорганизованные группы вытесняли и истребляли менее организованные. Они были способны быстро приспосабливаться к изменяющимся экологическим условиям.

Вторая группа гипотез важную роль в гибели животных отводит катастрофическим событиям. Здесь не только масштабные извержения вулканов, землетрясения, наводнения или массовые отравления некачественной низкокалорийной растительной пищей или нехваткой в воздухе кислорода, но и космические причины. Кроме космических причин большое значение на жизнь и расселение организмов могли оказать падения крупных космических тел, в частности астероидов и комет. Весомым подтверждением этой гипотезы служит аномально высокое содержание иридия и других тяжелых металлов в слоях на границе между меловым и палеогеновым периодами, т. е. на уровне около 65 млн лет, обнаруженное во многих районах Земли. Повышенные концентрации иридия могли возникнуть только благодаря привнесу его с космическими телами типа астероидов, так как на Земле и в глубоких ее недрах иридия очень мало. Космическая катастрофа небывалых размеров произошла в результате столкновения с Землей астероида диаметром около 10 км. Это могло вызвать изменение температуры воздуха и воды, состава атмосферы, уровня солнечной радиации, привести к масштабным взрывам и пожарам.

В кайнозойскую эру место исчезнувших мезозойских организмов занимают совершенно другие формы животного и растительного мира. Среди растительности всепреобладающее значение приобретает покрытосеменная растительность. Среди морских беспозвоночных на ведущие позиции выдвигаются брюхоногие (гастроподы) и двустворчатые (пеллециподы) моллюски. Очень важную роль в кайнозойе начинают играть простейшие — фораминиферы. Некоторые из них, например нуммулиты и дискоциклины, достигали крупных размеров. Широкого распространения достигли вновь появившиеся шестилучевые кораллы и иглокожие, а также костистые рыбы.

Из пресмыкающихся с мелового периода остались только змеи, черепахи и крокодилы. Они обитали в морях и смогли пережить катастрофу в глубинах морей и океанов. С началом палеогена быстро стали распространяться млекопитающие. Среди них были как ги-

гантские формы (индрикотерии), так и мелкие, причем с течением времени их организованность и приспособляемость к экологическим условиям выростала. Появились копытные, хоботные, грызуны, насекомоядные, хищные. В неогеновом периоде появились медведи, носороги, быки, мастодонты, слоны, гиппарионы, в том числе и лошади, свинообразные, приматы. Современный облик принимают птицы, акуловые и костистые рыбы. Млекопитающие обитали не только на суше, но и в морях. Это были китообразные и ластоногие.

Рубеж неогена и четвертичного периода характеризовался определенным своеобразием. Начиная с олигоценовой эпохи на Земле стало прогрессивно развиваться похолодание. Особенно сильно проявилось оно во второй половине неогенового периода. Постепенно по мере развития похолодания исчезали теплолюбивые формы и их место стали занимать животные, приспособленные к суровому климату. Расселились мамонты, волки, северные олени, медведи, зубры и др.

В миоценовую эпоху (середина неогенового периода) возникла травянистая растительность. Обширные пространства были заняты степями и лесостепями и наряду с крупными степными формами (лошади, гиппарионы) большого разнообразия достигли насекомые.

Около 20 млн лет назад появился общий предок человека и современных человекообразных обезьян. Дриопитек дал начало рамапитеку, обитавшему примерно 10 — 12 млн лет назад. Около 1,5 млн лет назад появился австралопитек. Это существо передвигалось на двух ногах. Около 1 млн лет назад человек использовал простейшие орудия труда в виде рубил. Дальнейшая эволюция людей привела к возникновению кроманьонцев — существ, близких к современному человеку, которые пользовались огнем и каменными орудиями.

В самом начале мезозойской эры возникли крупные расколы земной коры. Это привело к тому, что сверхгигантский материк Пангея-2 стал разбиваться на части. Вначале возникли два крупных материка — Лавразия и Гондвана, разделенные субширотным и протяженным экваториальным океаном Тетис. В течение триасового периода произошел дальнейший распад Гондваны и Лавразии. Вдоль возникших крупных глубинных разломов, предопределивших контуры современных материков, образовались крупные глубокие и протяженные впадины — рифтовые зоны, которые весьма похожи на современные рифты Байкала или Восточной Африки.

На границе мезозоя и палеозоя расколы земной коры прошли и по, казалось бы, очень устойчивым областям древних континентальных платформ. Разломы стали центрами излияний базальтовых лав, которые известны под названием траппов. Трапповые поля имеются на территории Сибирской платформы, в Индостане и Южной Америке. Траппы обладают значительной мощностью (до 2,5 км) и занимают обширные площади. Например, на территории Сибирской платформы они распространены на площади свыше 500 тыс. км².

Океан Тетис занимал место современного Индийского океана, Средиземного моря, гор Южной Европы, Карпат, Крыма, Кавказа, гор Ближнего и Среднего Востока и Северной Африки. По существу, он распространялся между современной Африкой и Северной Евразией. В западном направлении океан сильно сужался. В самом широком месте на востоке его ширина достигала 2500 км.

С течением времени вдоль рифтовых зон стала раскрываться Северная Атлантика, которая отделила Северо-Американский континент от Африканского и Евразийского. Южная Америка еще некоторое время составляла единое целое с Африканским континентом, но затем в середине мезозоя между ними возникла Южная Атлантика. Между Северо-Американским и Южно-Американским материками существовали океанские просторы, которые располагались на месте современных Панамского перешейка, Карибского моря и Мексиканского залива.

В триасовом периоде началось образование Северного океана, который в то время еще не покрывался льдом, так как средняя глобальная температура на Земле превышала 18—20 °С. В полярных областях среднегодовые температуры повсеместно были положительными и, следовательно, на полюсах отсутствовали ледниковые шапки.

Растяжение литосферы с образованием океанов и глубоководных впадин в других районах компенсировалось сжатием на континентальных окраинах. На восточной окраине Евразии появляются крупные континентальные вулканоплутонические комплексы. На западных окраинах Северной и Южной Америки располагались протяженные островные дуги, сходные с современными островными дугами, располагающимися на восточной части Тихого океана.

Сильные сжатия континентальной литосферы и вытеснение морских впадин привели к образованию крупных горно-складчатых областей в Индонезии, Индокитае, Тибете, Северном Афганистане, на Эльбурсе, Кавказе, в Крыму и на Балканах.

В течение юрского периода тектоническая жизнь не утихла, а даже стала более интенсивной, чем в триасовом периоде. Для него характерно горообразование и складкообразование, которые происходили в результате расколов земной коры и столкновения движущихся литосферных плит, а также напозание друг на друга крупных глыб. Все это сопровождалось интенсивным подводным и наземным вулканизмом. Горообразование охватило отдельные районы Альпийско-Гималайского пояса (Пиренеи, Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ, Тибет, Индокитай). Тектонические движения и интенсивный вулканизм охватили и северные районы Тихоокеанского пояса.

В юрском периоде Австралия и Антарктида отделились от Африки и Индии и возникшее между ними пространство превратилось в океанский бассейн — зародыш Индийского океана, который быстро соединился с восточной окраиной Тетиса. Наиболее обширным в юрс-

ком периоде был Тихий океан. Его размеры превышали современные. Он отделил Азию от Северной Америки. На расположенные в северной части Тихого океана островные дуги надвигались осколки литосферных плит и в результате этого в этих районах возникли крупные складкообразовательные движения, которые сопровождались внедрением интрузий и высокотемпературным метаморфизмом.

Активная тектоническая жизнь непосредственно оказывала влияние на распределение морских бассейнов и рельеф земной поверхности. На одних территориях моря глубоко проникали в платформенные области, и здесь возникали обширные эпиконтинентальные моря. Моря затопили значительные части Евразии, Северной и Южной Америки, восточное и западное побережья современной Африки, Мадагаскар, Индию и Австралию. На окраинах континентов возникли горно-складчатые области. Различная интенсивность тектонических движений привела к образованию разнообразных по форме и размерам рельефа земной поверхности. Максимальная глубина вновь образовавшихся океанов составляла несколько тысяч метров.

В течение мелового периода продолжались складко- и горообразовательные тектонические движения. В результате этих движений в начале периода возникли горные сооружения на востоке Евразии. Горно-складчатые области возникли на огромной территории — в Верхоянье, на Чукотке, Камчатке, Дальнем Востоке и в восточных районах Китая. Позднее, в конце мелового периода, такие же движения охватили Кордильеры и часть Альпийско-Гималайского пояса (Восточные Альпы, Карпаты, Кавказ, Памир). На значительную высоту оказались приподняты Анды, Кордильеры, горные сооружения Антарктиды, Чукотки и Камчатки.

В меловом периоде продолжалось раздвижение гондванских материков. Северная Америка окончательно отделилась от Африки и Евразии, а Южная Америка — от Африки. В образовавшуюся между ними впадину хлынули морские воды и возник новый Атлантический океан. Постепенно Атлантический океан стал приобретать современные очертания. Возникли Бискайский залив и Гренландское море. В это же время был заложен рифт Красного моря и началось раскрытие Индийского океана, Индостан и Мадагаскар отделились от Африки. В самом конце мелового периода Индостан стал перемещаться в северном направлении и, совершив длительное «путешествие», исчисляемое тысячами километров, столкнулся в конце палеогенового периода с Азией. В результате такого столкновения были образованы Гималаи.

Характерной особенностью второй половины мелового периода являлась необычайно обширная трансгрессия моря. Она была самой величайшей трансгрессией в истории Земли. В это время многие континенты оказались затопленными морями. Моря занимали около 40 % современной Евразии, 35 — 40 % территории Северной Америки, около 25 % территории Африки и Австралии и около 15 — 20 %

территории Южной Америки. Эпиконтинентальные и окраинные моря соединялись широкими проливами с океанскими бассейнами. Самым крупным был Тихий океан. Кроме него в меловом периоде существовали океан Тетис, Атлантический, Индийский и Северный (Арктический) океаны.

В тесной зависимости от тектонических движений и скоростей перемещения литосферных плит менялся рельеф земной поверхности. Наиболее контрастным и возвышенным он был в местах столкновения литосферных плит. В областях развития разломов происходила активная вулканическая и сейсмическая деятельность. В результате внедрения крупных расплавленных масс, поднятий и складчатости были образованы обширные и высокие горные массивы. Области платформенной активизации также обладали возвышенным и горным рельефом.

Так же как и в настоящее время, горные сооружения и глубоко-водные океанские впадины занимали не очень большую площадь. Основная роль принадлежала выровненным шельфовым участкам, неглубоким эпиконтинентальным морям, приморским озерно-дельтовым и внутриконтинентальным озерно-аллювиальным низменностям, возвышенным равнинам с увалисто-холмистыми водоразделами и выровненными плато.

В течение мезозойской эры на Земле господствовал влажный и теплый климат. Даже в полярных областях температурные условия были близки к субтропическим. В морях Западной Европы в течение юрского и мелового периодов средние температуры составляли 20—25 °С. Примерно такие же температуры господствовали в морях Восточной Африки, Северной части Австралии и в Северной Америке. Несколько более высокими были температуры экваториальных морей.

В конце раннего мелового периода произошло некоторое снижение температурного режима. В морях Карпат, Кавказа, Крыма, Средней Азии и юга Сибири температуры понизились примерно на 5—8 °С. На севере Евразии, на северных окраинах Северо-Американского материка, на юге Африки, Австралии, Южной Америки и в Антарктиде, т. е. в регионах, находившихся в приполярных и полярных районах, среднегодовые температуры составляли 8—12 °С, но иногда они поднимались до 15 °С.

В течение палеогенового периода тектоническая жизнь нашей планеты оставалась довольно активной. Продолжались горообразовательные и складчатые движения в периферических частях Тихого океана, в районе Анд, Антарктиды и Аляски. Такие движения, вызванные столкновением микроплит и мелких блоков земной коры, происходили в Альпийско-Гималайском поясе.

Несмотря на раскол Гондваны в мезозое, в палеогеновом периоде еще некоторое время едиными оставались Австралия и Антарктида, а Южная Америка все еще находилась от Африки.

В течение палеогенового периода Индостан за 40 млн лет преодолел расстояние 8 тыс. км и соприкоснулся с Азией. Практически неподвижными оставались Антарктида и Африка. Северная Америка удалялась от Евразии, а Южная Америка от Африки со скоростью 2—6 см в год. Таким образом, уже к началу неогенового периода ширина Северной и Южной Атлантики, которые объединились в единый Атлантический океан, составляла от 1000 до 2500 км.

После кратковременной регрессии в самом конце мелового периода в палеогене продолжилась трансгрессия. Море вновь затопило низменные участки суши на юге Восточно-Европейской платформы и на севере Африканской платформы, в Западной Сибири и на севере Средней Азии, на юге Северной Америки и значительную часть Южной Америки.

Отсутствие высоких горных сооружений в рельефе континентов и подводных гор сыграло немаловажную роль в распределении воздушных потоков, морских и океанских течений и, как следствие, отразилось на географическом распределении климата, ландшафтных обстановок и миграциях животного мира.

В течение значительной части палеогена на Земле господствовали жаркие и влажные условия. Причем высокие среднегодовые температуры существовали до 65° с. ш. и ю. ш. Севернее и южнее располагались пояса умеренно-теплого климата. В пределах экваториальных и тропических широт средние температуры составляли 24—28 °С.

В конце палеогена наступило значительное похолодание и одновременно стала развиваться регрессия. Уровень Мирового океана понизился. Многие регионы осушились и превратились в равнинные слабовсхолмленные области. В значительной мере сократилась ширина экваториального и тропического поясов. Температуры в низких широтах понизились на 5—8 °С, а в средних и высоких широтах — на 8—12 °С. Это привело к существенному расширению умеренного пояса и появлению в конце палеогена и в неогене отрицательных зимних температур. В горных районах Антарктиды появились первые ледники. С течением времени их толщина и площадь нарастали и возник обширный ледниковый покров.

Появлению ледниковых покровов в Антарктиде способствовала и начавшаяся изоляция Антарктического материка. Это было связано с возникновением пролива между Антарктидой и Южной Америкой (пролив Дрейка) и удалением Австралии в северо-восточном направлении. С течением времени размеры морской акватории между Антарктидой и Австралией увеличивались. Обособление Антарктиды привело к возникновению крупнейшего в мире циркумантарктического кругового течения, которое переносило воды вокруг Антарктиды и не давало проникать к этому матерiku теплым течениям с экватора. Благодаря этому Антарктида постепенно охлаждалась и на ней стал стремительно увеличиваться в мощности ледяной покров.

В палеогене и особенно в неогеновом периоде менялись не только температурный режим, но и особенности распределения влажности. Наряду с сильно увлажненными регионами существовали области слабо и сильно засушливого (аридного) климата. В первых возникли ранее неизвестные степные ландшафты, а в сильно засушливых областях располагались полупустынные и пустынные ландшафты.

Несмотря на свою небольшую продолжительность, всего около 20 — 22 млн лет, неогеновый период был одним из важнейших геологических периодов в истории Земли. За этот относительно небольшой отрезок времени земная поверхность приобрела современные черты, возникли ранее неизвестные ландшафтно-климатические обстановки и главное — на Земле появился человек.

В течение неогенового периода из-за необычайно высокой тектонической активности в одних регионах происходили поднятия крупных участков земной коры, которые сопровождались складчатостью и внедрением интрузий, а в других образовались протяженные островные дуги, опустилось морское и океанское дно и возникли глубоководные желоба. В результате этих движений приобрели современный облик горные системы Альп, Апеннины, Динариды, Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, Памир, Гималаи, составляющие протяженный Альпийско-Гималайский пояс, западные цепи Кордильер и Анды. Одновременно со складчато-горообразовательными движениями сильно активизировались движения по древним и вновь возникшим разломам. Они вызвали разноамплитудные глыбовые перемещения и привели к омоложению ранее возникших горных систем, которые с течением времени размывались и нивелировались. Различная скорость и разный знак перемещения блоков земной коры способствовали образованию контрастного рельефа — от высоких плато и плоскогорий, расчлененных речными долинами, до высокогорных массивов со сложной системой хребтов со скалистыми вершинами, разделенными межгорными впадинами.

Первопричинами столь активной перестройки тектонического плана на континентах и возникновения расчлененного рельефа на морском и океанском дне были продолжавшиеся движения литосферных плит. В неогеновом периоде завершилось формирование современного облика океанов и береговых частей континентов. Столкновение литосферных плит привело к возникновению крупных горных систем. Так, в результате столкновения Индостанской плиты с Евразией появилась протяженная и очень высокая система Гималаев, высота которой в настоящее время увеличивается вследствие продолжающегося давления Индостанской плиты. Перемещение Африки в северном и северо-восточном направлениях и постепенное сокращение расстояния между ней и Южной Евразией вызвало сокращение и закрытие океана Тетис. От него остались реликтовые Средиземное и Черное моря. Дно океана Тетиса вышло на поверхность в виде горных систем Атласа, Пиренеев, Альп, Кар-

пат, Крыма, Кавказа, Эльбурса, горных систем Турции и Ирана (Понтид, Тавра и Загроса). Давление Африканского континента продолжается и в настоящее время. Это выражается не только в мощных извержениях вулканов, но и в необычайно высокой сейсмической активности региона.

Другая величайшая горная цепь Земли — Анды — появилась в результате столкновения Южно-Американской литосферной плиты с океанской плитой Наска, расположенной в юго-восточной части Тихого океана. Здесь в настоящее время, так же как и в Альпийско-Гималайском поясе, продолжают сильные сейсмические явления.

На востоке Азии, начиная от Корякского нагорья вплоть до острова Новая Гвинея, располагается Восточно-Азиатский пояс. Активные тектонические движения и вулканизм, происходившие в этом регионе в неогеновом периоде, продолжают и в настоящее время.

7.6. Природа четвертичного периода

В четвертичном периоде, длительность которого составляет 1,65 млн лет, произошел целый ряд крупнейших геологических событий, сильно повлиявших на природную среду. Среди множества событий, по крайней мере два, заставляют выделить четвертичный период из всех остальных геологических периодов. Это стремительное развитие человека, который появился в середине миоценовой эпохи, и периодически повторяющиеся обширнейшие покровные оледенения.

Многие ученые ввиду своеобразия четвертичного периода, выразившегося в становлении и развитии человека, в его активном вмешательстве в течение многих природных процессов, предлагали назвать его антропогеновым периодом. Во время четвертичного периода, который разделяется на плейстоценовую и голоценовую эпохи, продолжали увеличиваться размеры Атлантического и Индийского океанов, а очертания Тихого океана приобрели современные черты. В течение этого времени уровень Мирового океана также сильно колебался. Во время крупных оледенений уровень океана понижался на 100 м и более, а в эпохи межледниковий увеличивался по отношению к современному на 50 — 60 м.

Климат и оледенения четвертичного периода. В течение четвертичного периода особенно ярко проявилась ритмичность изменений климата. Глобальные и сравнительно быстрые изменения климата приводили к периодическому широтному изменению климатической зональности, и за короткий отрезок времени границы климатических областей перемещались на 1000 — 2000 км.

От межледниковых эпох к эпохам оледенений среднегодовые глобальные температуры приземной части воздуха менялись на 6 — 10 °С. Амплитуда годовых колебаний возрастала по мере перемещения от экватора к полюсам и от океанских просторов к континентальным. Кроме температур менялась и увлажненность территорий.

Средние температуры Земли понизились и к началу четвертичного периода составляли всего 14—15 °С. Это привело к появлению лесотундрового, затем и тундрового ландшафта в высоких широтах северного полушария, а затем и к возникновению ледникового покрова. Кроме Антарктического ледникового покрова, который нарастал в течение неогенового времени, возникли покровы на арктических островах и в Гренландии. На границе неогенового и четвертичного периодов в Арктическом бассейне появились многолетние ледники, возникли ледники в Исландии, Канаде, на островах Арктического архипелага. В раннем плейстоцене появились ледники в Скандинавии, на Аляске и в Южной Америке (Патагония).

Образование гигантских ледниковых покровов привело к снижению уровня Мирового океана на 100—150 м по сравнению с современным. Огромные площади ледниковых полей отражали солнечный свет и способствовали дальнейшему выхолаживанию климата.

В северном полушарии центрами оледенений, от которых ледники двигались в сторону экватора, были Канадский и Балтийский щиты, Новая Земля, Таймыр, острова Северной Земли. В горных областях, расположенных в низких широтах, возникли горно-долинные ледники. Они были распространены во всех горных системах Европы и Азии: в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане, Алтае, Саянах, Памире, Гималаях.

Наиболее мощные ледниковые покровы в среднем плейстоцене в Европе спускались до 50° с. ш., а в Северной Америке они доходили до 40° с. ш. Ледники перекрывали возвышенности, а там, где они не могли преодолеть, огибали, проходя по долинам рек. В ледниковые эпохи границы морских льдов смешались в сторону низких широт на 10—15° по широте в северном полушарии и на 5—10° — в южном. Одновременно сильно опускалась высота снеговой линии в горах.

Ледниковые эпохи в течение четвертичного периода неоднократно сменялись потеплениями, о чем свидетельствуют чередования отложений. Типичные ледниковые (моренные) отложения неоднократно сменяются болотными и озерными отложениями, в которых захоронены раковины организмов и растительные остатки. Все это свидетельствует о том, что ледники периодически сокращались в размерах и наступали эпохи потепления, которые носят название *межледниковых эпох*. Каждая ледниковая и межледниковая эпохи имеют название и их временная последовательность показана в табл. 7.2.

В южном полушарии покровного оледенения, за исключением Антарктиды, не было и климат вследствие господства морских условий был теплее, чем в северном полушарии. Среднемесячные температуры в центрах оледенений в зимние сезоны снижались до минус 60—70 °С. В ледниковые эпохи разность между температурами низких и высоких широт в северном полушарии достигала 70 °С, в то время как в межледниковые эпохи она составляла всего 30—35 °С. Увеличение

температурных контрастов от межледниковых эпох к ледниковым сопровождалось усилением интенсивности атмосферной циркуляции. Смещение циклонической деятельности в низкие широты приводило к сокращению аридных (засушливых областей) и существенному увеличению количества атмосферных осадков в экваториальной части. В это время в областях современных пустынь Африки, Аравии, Южной Америки (пустыня Атакама), пустыни Гоби, Северной Америки (запад США, Мексика) и Австралии текли реки, формировались речные долины, а во впадинах располагались озера.

Межледниковые эпохи характеризовались сравнительно мягким климатом. Средние температуры по сравнению с ледниковыми эпохами повышались на 6—12 °С, возрастало количество осадков. За исключением Антарктиды, Гренландии и Северного Ледовитого океана и арктических островов, ледниковый покров деградировал и полностью исчезал. Таяние ледников и переток вод в Мировой океан повышал его уровень, что приводило к затоплению низменных участков. Так, современные низменности, примыкающие к Северному Ледовитому океану, в том числе и значительная часть Западно-Сибирской низменности, во время межледниковий были затоплены морем, а на территории Восточно-Европейской равнины располагалось множество больших и малых озер.

В эпохи межледниковий происходило смещение в высокие широты климатических областей, структура географической климатической зональности хотя и приближалась к современной, но не была ей полностью тождественной.

В пределах арктического и антарктического поясов, размеры которых были близки к современным, среднегодовые температуры, как правило, были отрицательными. Средние температуры зимних месяцев колебались от –30 до –50 °С, а в теплые сезоны они повышались до +2 °С.

Субарктический пояс характеризовался развитием тундровых и лесотундровых ландшафтов. Средние температуры самого теплого месяца достигали 12 °С и одновременно с этим существенно возрастало годовое количество атмосферных осадков.

В пределах умеренного пояса, так же как и в современную эпоху, были развиты ландшафты тайги, смешанных и широколиственных лесов, лесостепей, степей, полупустынь и пустынь.

В пределах субтропического пояса выделялись области с муссонным и засушливым климатом с соответствующим типом растительности. Северная граница субтропического пояса проходила в более высоких широтах по сравнению с современным. Среднегодовые температуры этого пояса составляли 14—18 °С.

В тропическом и экваториальном поясах располагались области с аридным, переменным-влажным (сезонно-влажным) и равномерно-влажным климатом. Среднегодовые температуры в пределах экваториального пояса изменялись в пределах 25—28 °С.

Развитие органического мира. Периодические смены климатических условий, существующий температурный контраст и изменение влажности и количества атмосферных осадков существенным образом отражались на развитии органического мира. Периодически наступавшие оледенения приводили к колебаниям уровня Мирового океана, эпиконтинентальных морей и озер, влияли на ландшафтные обстановки. В межледниковые эпохи природные условия напоминали современные, а в некоторых местах было даже теплее, чем в настоящее время.

Конец плиоцена и плейстоцена — один из величайших рубежей в истории органического мира Земли. Около 3—4 млн лет назад появился первый человек. На фоне этого грандиозного события все остальные изменения в составе органического мира кажутся не столь существенными, хотя сами по себе являются важными. В течение четвертичного периода окончательно оформился современный облик растительного и животного мира. Многие представители теплолюбивой фауны исчезли. Однако нельзя не отметить исчезновение ряда крупных млекопитающих, многие из которых, например мамонты, шерстистый носорог и другие, были хорошо приспособлены к обитанию в суровых условиях. Это событие произошло в конце плейстоцена, и их исчезновение скорее всего связано с деятельностью первобытного человека.

Растительный покров субтропического и тропического поясов по существу оставался прежним. Менялись лишь ширина поясов и распределение атмосферных осадков. Во время межледниковой эпохи засушливость климата увеличивалась, а во время ледниковых эпох, особенно вначале, возрастало общее количество атмосферных осадков в низких широтах. Это приводило к смене ландшафтных обстановок. Во время засушливых сезонов саванны сменялись полупустынями и пустынями, а при увеличении влажности их место занимали тропические влажные леса.

В умеренных и высоких широтах особенно сильно менялся состав растительности. Во время ледниковых эпох возникли тундровые и лесотундровые ландшафты, которые по мере развития покровного оледенения перемещались в сторону низких широт. В это же время за счет исчезновения относительно теплолюбивых форм сильно обеднялись таежные ландшафты.

Значительную эволюцию в четвертичном периоде претерпела фауна, особенно наземные позвоночные. Под влиянием похолоданий и наступления суровых условий происходили далекие миграции животных. Интенсивно происходил обмен фауной между Африкой и Евразией, Евразией и Северной Америкой, между Северной и Южной Америкой. Перемычки между континентами возникали в периоды оледенений, когда понижался уровень Мирового океана.

В течение плейстоцена в субарктическом поясе обитала довольно многочисленная и разнообразная фауна млекопитающих, мно-

гие из которых в голоцене вымерли. В тундре, лесотундре и в так называемых перигляциальных холодных степях жили мамонты, шерстистые носороги, гигантский и северный олени, мускусный бык, песцы, лемминги и различные грызуны.

Фауна умеренного пояса была представлена слонами, носорогами, бизонами, медведями, волками, саблезубой кошкой, рысью, а в Северной Америке к ним добавлялись мастодонты. В лесостепной и степной зонах состав фауны сильно менялся. Здесь широким распространением пользовались лошади, бизоны, антилопы, лоси и грызуны.

Большого разнообразия достигала фауна тропического и экваториального поясов, где благоприятные климатические условия и обилие пищи способствовали их развитию и широкому расселению. Здесь еще с плиоценовой эпохи сохранились гиппопотамы, мастодонты, саблезубые тигры, носороги, олени, антилопы, зебры и многие другие.

В течение четвертичного периода происходила интенсивная эволюция высших представителей обезьян и человека. Они имели общего предка, а дальнейший эволюционный путь их был различен. Наиболее древними представителями семейства гоминид, к которому относится и человек, являются *австралопитеки*. Их останки были обнаружены в Африке в зоне Великих Африканских рифтов. Они использовали примитивные орудия в виде камней и палок, могли выпрямляться и прямо ходить.

На рубеже плиоцена и плейстоцена австралопитеки вымерли и им на смену пришли «древнейшие люди», известные под названием *архантропы*. К ним относятся питекантропы, гейдельбергский человек, синантропы. Все они умели изготавливать из песчаников, кварцитов, кварца, кремня и вулканических пород разнообразные орудия, применяли огонь. Основным занятием архантропов была охота.

После архантропов вплоть до середины последнего оледенения существовали палеоантропы. Их называли *неандертальцами*. Они жили в пещерах, пользовались огнем, изготавливали более усовершенствованные каменные и костяные орудия. Их сменили *кроманьонцы*, которые по внешнему облику практически мало отличались от современных людей. Они изготавливали копья, стрелы с каменными наконечниками, каменные ножи, топоры и т.д.

Интервал времени от появления питекантропов до кроманьонцев называют палеолитом (древний каменный век). Его сменяют мезолит и неолит (средний и поздний каменный века). После него наступает век металлов.

Жизнь древнейших и первобытных людей тесно переплеталась с окружающей их природой. Основная масса людей обитала в условиях с благоприятным климатом. При наступлении похолоданий множество людей мигрировали на юг в низкие широты в области с субтропическим и тропическим климатом в поисках пищи и тепла.

Послеледниковое (голоценовое) потепление. Последнее позднеплейстоценовое (вюрмское) оледенение, максимум которого пришел на время, отстоявшее от современного на 20 тыс. лет, закончилось потеплением около 14—15 тыс. лет назад. Потепление сопровождалось ликвидацией ледниковых щитов в Европе и Северной Америке.

Как свидетельствуют результаты изучения изотопов кислорода в колонке льдов Антарктиды, за последние 20 тыс. лет наиболее сильное потепление (климатический оптимум) произошло между 15-м и 11-м тысячелетиями. Однако потепление осуществлялось медленно и периодически сменялось кратковременными похолоданиями. Это выражалось в многократном колебании уровня Мирового океана, изменении высоты снеговой линии в горах, наступлении и отступании ледников и т. д.

Во время климатического оптимума в северном полушарии произошли заметные изменения природной среды. Особенно сильными они были в умеренных и высоких широтах. На южном краю Скандинавского ледника в это время находилось множество больших и малых озер, на месте которых впоследствии при полном отступании ледника около 10 тыс. лет назад возникло Балтийское море. Его уровень был непостоянным и изменялся в пределах нескольких десятков метров. Также менялась и соленость воды от слабозасоленной до почти пресной, а это было связано с тем, что связь с открытым океаном то открывалась, то закрывалась. После окончательного таяния Скандинавского ледника из-за отсутствия притока пресных вод уровень Балтики опустился и связь с Атлантикой стала непостоянной. Однако в связи с таянием ледников Гренландии и Антарктиды подъем уровня Мирового океана продолжался и океанские воды стали вновь поступать в Балтийскую котловину. Около 8 тыс. лет назад соленость в Балтийском море составляла 15,5‰, а температура воды была намного выше, чем в настоящее время. После регрессии, которая началась около 4,5 тыс. лет назад, Балтика стала принимать современные очертания.

В течение голоценовой эпохи Балтика оказывала огромное климатическое воздействие на природу северо-западных и северных регионов Европы. Особенно сильным оно становилось при соединении Балтики с открытым океаном. Высокая теплоотдача и влажность способствовали смягчению климата и благоприятствовали развитию на его берегах влаго- и теплолюбивой растительности.

На протяжении всего климатического оптимума в Арктическом бассейне температура воды была на несколько градусов выше современной. Это способствовало расселению на север относительно теплолюбивой фауны и перемещению в том же направлении растительных сообществ. Многие моллюски, которые в настоящее время обитают у берегов Исландии и Кольского полуострова или Южной Гренландии, во время климатического оптимума развивались у бе-

регов Шпицбергена, Земли Франца Иосифа, Новой Земли, т. е. там, где в летние месяцы отсутствовал ледяной покров.

Обнаруженные остатки растительности, произраставшей во время климатического оптимума на Шпицбергене, северном побережье Сибири, в Гренландии и на острове Элсмир, дают основание предполагать, что ледяной покров в Арктическом бассейне возник только в зимние месяцы и довольно быстро стаивал летом.

На многих островах, расположенных в приполярных областях, росли леса. Так, в Исландии располагались березовые и березово-буковые леса. Северное побережье Норвегии, Шетландские и Фарерские острова, а также многие острова Канадского Арктического архипелага покрывали листопадные леса.

В связи с высокими среднегодовыми температурами в Евразии, а они более чем на 2°C превышали современные, сильно повысился уровень снеговой линии в горах. Многие ледники на Кавказе, Памире и в Альпах исчезли.

Более высокие температуры, примерно на $3-4^{\circ}\text{C}$ выше, чем в настоящее время, были свойственны континентальным районам Северной Азии. Практически отсутствовали тундровые ландшафты.

Во время климатического оптимума исчезли ледниковые щиты в Северной Америке и сильно сократились площадь и толщина ледников Гренландии. В связи с потеплением лесная растительность продвинулась к северу на $4-5^{\circ}$ по широте.

Следы сильного потепления обнаружены и на многих территориях южного полушария, в том числе и в Антарктиде. На территории последней по данным изотопного анализа пузырьков воздуха во льдах среднегодовые температуры были на $2-3^{\circ}\text{C}$ выше современной.

В течение климатического оптимума сильно преобразовались природные условия даже в тропических и экваториальных областях. Для них характерным явилось не столько повышение температур, сколько высокая влажность и увеличение общего количества атмосферных осадков. На это указывают изменившиеся ареалы обитания растительных ассоциаций и животных.

В ныне засушливых областях Азии в период климатического оптимума существовал жаркий влажный климат. В Индии и Пакистане количество атмосферных осадков в 4 раза превышало современный уровень и многократно происходили катастрофические наводнения.

Климатический оптимум завершился небольшим по интенсивности похолоданием, которое произошло около $3-4$ тыс. лет назад. Площадь горных ледников, ледовитость Арктического бассейна, мощность и площадь ледников в Антарктиде и Гренландии увеличилась, возросли контрасты зимних и летних температур, повсеместно снизились среднегодовые температуры, а ландшафтно-климатические области стали отступать от полюсов к экватору.

Тектономагматическая эпоха — это время наивысшей тектонической активности и магматической деятельности, сопровождаемых складкообразованием и значительными горизонтальными перемещениями. В истории Земли насчитывается 20 тектономагматических эпох. Геологическая жизнь планеты начинается с рубежа 3,8—4,0 млрд лет назад. В криптозойское время выделяются катархейский, архейский, ранне- и позднпротерозойский зоны. Каждый из них характеризовался неповторимыми физико-географическими условиями и геологическими событиями. В течение этого времени, равного почти 3 млрд лет, эволюционировала земная кора, менялись состав и толщина атмосферы, возникла и видоизменялась гидросфера. Около 3,5 млрд лет назад на Земле появились прокариоты (бактерии, вирусы и микрофоссилии), 2,5 млрд лет назад произошло первое на Земле покровное оледенение, стали формироваться в больших объемах джеспилиты, возникли эвкарриоты. В конце протерозоя, в вендском периоде, появилась многоклеточная бесскелетная фауна. На рубеже протерозоя и фанерозоя произошел «биологический взрыв» и возникли все известные типы скелетной фауны и водной флоры. В дальнейшем появились позвоночные. Растительность и позвоночные стали развиваться и в континентальных условиях. «Великое мезозойское вымирание» произошло на границе мезозоя и кайнозоя. Тогда органический мир лишился почти 75 % своих представителей. Главным событием кайнозойской эры стало доминирование наземных и морских млекопитающих, а также появление приматов. Возникновение человекообразных существ относится ко второй половине неогенового периода. Четвертичный период — время становления и развития человеческого общества, время сильнейших климатических событий: наступления и периодической смены ледниковых эпох межледниковьями.

Контрольные вопросы

1. Что означает «тектономагматическая эпоха»?
2. Какие тектономагматические эпохи известны в истории Земли?
3. С какого времени начинается геологическая история Земли?
4. Каков был состав первичной атмосферы?
5. Какие условия существовали на Земле в катархее?
6. Чем характерен архейский эон?
7. Какие события произошли 2,5 млрд лет назад?
8. Какие условия благоприятствовали возникновению жизни?
9. Какая атмосфера существовала в протерозое?
10. Когда появился в атмосфере кислород и как эволюционировала земная атмосфера?
11. Какие ледниковые периоды существовали в протерозое?
12. Чем характерен переход от протерозоя к фанерозою?
13. Какие ледниковые эпохи существовали в фанерозое?
14. Какие события произошли на границе палеозоя и мезозоя?
15. Что произошло на границе мелового и палеогенового периодов?
16. Чем отличалась кайнозойская эра от более ранних?
17. В чем заключается главная особенность четвертичного периода?

Литература

- Рудник В. А., Соботович Э. В.* Ранняя история Земли. М., 1984.
- Хаин В. Е., Короновский Н. В.* Планета Земля от ядра до ионосферы. М., 2007.
- Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А.* Историческая геология. М., 1997.
- Ясаманов Н. А.* Древние климаты Земли. Л., 1985.
- Ясаманов Н. А.* Популярная палеогеография. М., 1985.

Часть II

ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СУШЕ

Глава 8

ВЫВЕТРИВАНИЕ

На земной поверхности горные породы находятся в условиях тесного взаимодействия с атмосферой, гидросферой и биосферой и под их воздействием начинают разрушаться и преобразовываться. Этими внешними, или *гипергенными*, процессами создается почвенный покров, который несплошным чехлом перекрывает так называемые *коренные породы*. Во многих местах они обнажаются на дневной поверхности. Коренные породы возникли на некоторой, иногда значительной глубине в недрах Земли или на дне морей и океанов. Оказываясь в совершенно иных условиях в приповерхностной части Земли, они попадают в совершенно иные физико-химические условия и под влиянием различных внешних факторов начинают разрушаться. Этот процесс носит название выветривания.

Выветривание — это изменение горных пород любого состава и структуры, которое происходит в поверхностных условиях под совокупным действием физических, химических и биохимических процессов. Под действием этих процессов горные породы и слагающие их минералы в приповерхностной части земной коры преобразовываются. В процессе выветривания возникают своеобразные образования, которые носят название *коры выветривания*. Процессы выветривания играют исключительную роль в образовании осадочного материала и предшествуют возникновению подавляющего большинства осадочных горных пород.

Преобразование горных пород в приповерхностных условиях обусловлено несколькими факторами: колебаниями температур воздуха и самой горной породы, химического воздействия атмосферных и поровых газов и воды, из которых главными являются углекислота и кислород, биохимического воздействия органических веществ, которые образуются в результате жизнедеятельности организмов или возникают в результате их преобразования после отмирания и разложения.

Область, в которой происходит преобразование минерального вещества, слагающего горные породы, или дезинтеграция минерального единства горных пород называется *зоной выветривания*, или *зоной гипергенеза* (от греч. «гипер» — над, сверху). Сам процесс выветривания довольно сложен и протекает весьма медленно. Он за-

висит от климата, рельефа местности, где выступают коренные породы, наличия разрывных нарушений, состава организмов, участвующих в процессе выветривания, а также от минерального состава самих горных пород, их структурно-текстурных особенностей. Преобладающим фактором среди физико-географических процессов является климат, от которого зависит движущая сила процессов выветривания. От состояния климата и длительности его воздействия зависят глубина преобразования горных пород и возникновение стадийности выветривания, которое выражается зональностью кор выветривания. Из совокупности климатических элементов наибольшее значение имеет общее количество солнечной энергии, выраженной в температурном факторе и степени увлажненности.

В зависимости от преобладания того или иного физико-географического и физико-химического фактора выделяют два взаимосвязанных типа выветривания: физическое и химическое (биохимическое).

8.1. Физическое выветривание

В этом типе выветривания особенно большое значение имеет температурный фактор, кристаллизация воды и солей и в меньшей степени биологический фактор. Температурный фактор вызывает изменение объема составных частей породы. В других случаях горные породы разрушаются механическим воздействием кристаллов, растениями и роющими животными.

Температурное выветривание. В результате суточных и сезонных колебаний температур, которые приводят то к нагреванию, то к охлаждению поверхности горных пород, и из-за разного коэффициента теплового расширения и сжатия, а также теплопроводности минералов, слагающих горные породы, между минералами возникают определенные напряжения и начинают нарушаться силы сцепления. Минеральные зерна в разной степени температурного выветривания сжимаются и расширяются, а потому возникают сжимающие и расширяющиеся усилия. В полном объеме эти процессы сказываются в самой верхней части коренных пород, выступающих на дневной поверхности. Особенно ярко этот процесс температурного выветривания проявляется среди полиминеральных горных пород, и в частности, среди гранитов, сиенитов, габбро, гнейсах и кристаллических сланцев. Эти породы возникли в глубоких недрах Земли в специфической обстановке, в условиях высоких температур и давлений. При выходе на поверхность они, попадая в иные физико-химические условия, оказываются неустойчивыми и начинают разрушаться. Разные минералы, которые участвуют в сложении таких пород, обладают разными температурными коэффициентами объемного расширения. Как известно, граниты состоят из ортоклаза, альбита, кварца, слюды и темноцветных минералов (роговой обманки,

авгита). Темноцветные минералы быстрее нагреваются, чем прозрачные и светлые. Температурный коэффициент объемного расширения ортоклаза в три раза меньше, чем у альбита, и в два раза меньше, чем у кварца. Даже у одного и того же минерала коэффициенты расширения разные и зависят от направления по кристаллооптическим осям. Например, у кварца и кальцита температурный коэффициент линейного расширения в направлении, перпендикулярном тройной оси, в два раза превышает тот же коэффициент в направлении, параллельном ей. При колебании температур это вызывает местные напряжения и приводит к разрушению минеральных зерен. Вследствие этого даже мономинеральные горные породы, такие как кварцевые песчаники, кварциты, известняки, известковые песчаники, мрамора и другие, быстро разрушаются из-за температурных колебаний.

Длительное воздействие только температурного фактора на поверхность твердых коренных пород приводит к тому, что из-за разницы температурного коэффициента объемного расширения нарушается взаимное сцепление отдельных минеральных зерен. В результате этого в горных породах возникают трещины и происходит дезинтеграция породы. Целые блоки некогда плотных и твердых пород распадаются на отдельные обломки разных размеров (глыбы, щебень, песок, алевролиты).

На интенсивность температурного выветривания влияют цвет горных пород и размеры слагающих ее минеральных зерен. Чем крупнее зерна, тем быстрее они разрушаются. Под влиянием солнечных лучей (инсоляции) темноцветные минералы нагреваются и остывают быстрее и больше, чем бесцветные. Поэтому темноокрашенные горные породы быстрее разрушаются. Процесс температурного выветривания, который вызывает механическую дезинтеграцию горных пород, наиболее интенсивно протекает в областях с резкими контрастами температур, сухостью воздуха и слабым развитием или полным отсутствием растительности (рис. 8.1). Последняя в той или иной степени смягчает воздействие температур на горные породы и почву. Особенно сильно процесс температурного выветривания протекает в пустынях, где общее годовое количество атмосферных осадков не превышает 250 мм, а суточные колебания температур нередко достигают 40—50 °С. Относительная влажность в таких ландшафтах способна снижаться до 10 %. В этих условиях темноцветные минералы, да и сами горные породы нередко нагреваются до температур, значительно превышающих температуру воздуха (в полдень температура поверхности пород и песка превышает 70 °С), а ночью они охлаждаются до первых градусов. Из-за температурного фактора и при отсутствии влаги поверхность горных пород начинает шелушиться. От поверхности горных пород отслаиваются чешуи или различной толщины пластины. Этот процесс особенно хорошо выражен на отдельных глыбах или валунах.

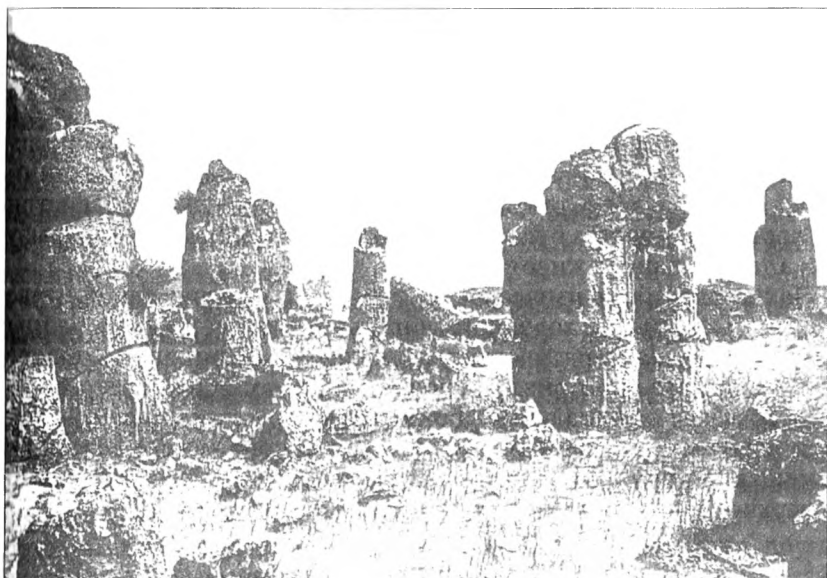


Рис. 8.1. Результат избирательного выветривания. Останцы более твердых пород

Дезинтеграции горных пород способствует наличие водяных паров и пленок, которые просачиваются и конденсируются на стенках возникающих трещин.

Температурное выветривание кроме пустынь активно протекает на вершинах и склонах гор, не покрытых снегом или льдом. Здесь вследствие высокой инсоляции поверхность хорошо и активно прогревается, а в ночное время остывает до отрицательных температур.

Механическое выветривание. В жарких пустынных районах механическое воздействие на горные породы и их дезинтеграция происходят в результате роста кристаллов солей в капиллярных трещинах и порах. В дневное время, когда поверхность пород сильно прогревается, капиллярная вода притягивается к поверхности и испаряется, а соли, содержащиеся в ней, кристаллизуются. Под давлением растущих кристаллов трещины и поры расширяются. Монолитность породы нарушается, и она начинает растрескиваться и разрушаться.

Особенно сильным разрушающим фактором при механическом выветривании оказывает замерзающая вода. Вода проникает в трещины и в поры и при наступлении отрицательных температур замерзает. При этом она увеличивается в объеме почти на 10 % и оказывает огромное давление на стенки трещин. Такая сила преодолевает силу сцепления зерен, слагающих горные породы, и они покрываются трещинами. Под действием замерзающей воды легко раскалываются трещиноватые и пористые породы. Процессы, связанные с воздействием периодически замерзающей воды, называ-

ют *морозным выветриванием*. Оно происходит в районах с суровым климатом — в полярных областях и в высокогорье.

Сильное механическое воздействие на толщи горных пород оказывают корневая система деревьев, трав, мха и лишайников, а также роющие животные. Корни растений, проникая по трещинам, оказывают расклинивающее действие и вызывают раскалывание породы на отдельные глыбы и обломки. Механическое воздействие на коренные породы оказывают муравьи, земляные черви, грызуны, а также норные животные.

Таким образом, физическое выветривание основную роль играет в жарком аридном и холодном (нивальном) климатах в пустынных и арктических (антарктических) ландшафтах. Возникшие в процессе физического выветривания продукты остаются на месте, тем самым создавая элювиальные образования (от лат. «элювио» — разлив, наводнение). Чаше продукты физического выветривания перемещаются вниз по склонам возвышенностей и гор, смываются поверхностными водами, удаляются ветром и льдом.

8.2. Химическое выветривание

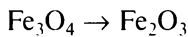
В экваториальных, тропических и умеренных ландшафтах физическое выветривание всегда в той или иной степени в зависимости от температурного фактора сопутствует химическому выветриванию. Физическая дезинтеграция горных пород существенно увеличивает поверхность выветривающихся обломков. Основную роль в химическом выветривании играет влага, особенно насыщенная газами и химическими соединениями, под действием которых начинают видоизменяться физико-химические особенности пород. Главными факторами химического выветривания являются вода, кислород, углекислота и органические кислоты. Под их влиянием существенно изменяются структура и вещественный состав горных пород и образуются новые минералы, которые оказываются устойчивыми в поверхностных или гипергенных условиях. В химическом выветривании принимают участие и органические кислоты, выделяемые растительностью и микроорганизмами. И, следовательно, в данном типе выветривания принимают участие и биохимические процессы.

Важнейшим фактором химического и биохимического выветривания является вода, которая не только растворяет химические элементы и соединения, находящиеся в горной породе, но и обуславливает миграцию наиболее подвижных химических соединений. Особенно ярко это проявляется во влажном тропическом или экваториальном климате, где сочетаются высокая влажность с высокими температурами и богатая растительность. Обладая большой биомассой растительного опада, она в результате своего преобразования и переработки микроорганизмами создает агрессивные органи-

ческие кислоты, которые и преобразуют химические соединения, входящие в состав горных пород. Вода в той или иной степени диссоциирована на положительно заряженные водородные ионы (H^+) и отрицательно заряженные гидроксидные ионы (OH^-), что определяет способность воды вступать в химические реакции с кристаллами. Чем выше концентрация водородных ионов в растворах, тем выше скорость процессов выветривания, сущность которых заключается в извлечении из кристаллических решеток минеральных зрен катионов и их удалении.

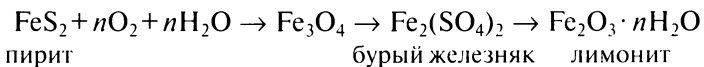
Скорость воздействия на горные породы во время химического выветривания возрастает в том случае, когда в растворе присутствуют углекислота и органические кислоты. Именно их наличие создает кислую или щелочную среду растворов. Химическое воздействие на минералы и горные породы оказывают находящиеся в растворенном в воде виде такие ионы, как HCO_3^- , SO_2^- , Ca_2^+ , Mg_2^+ , Na^+ , K^+ . Перечисленные ионы замещают заряженные атомы в кристаллах или взаимодействуют с ними, тем самым нарушая единство кристаллической решетки. Одни ионы изоморфно замещаются, другие выносятся. Процессы химического выветривания последовательно происходят в следующих основных химических реакциях: окислении, гидратации, растворении и гидролизе.

Окисление. Этот процесс наиболее интенсивно протекает в горных породах, содержащих минералы, состоящие из соединений железа(III), марганца. Например, при окислении магнетит переходит в более устойчивую форму — гематит:



или двухвалентная форма железа переходит в трехвалентную. Возникшие минералы более устойчивы в поверхностных условиях.

Сульфиды в кислой среде становятся неустойчивыми и постепенно замещаются сульфатами, оксидами и гидроксидами. Так, можно представить преобразование пирита, который последовательно при окислении вначале превращается в сульфат железа, затем в сульфат оксида железа и наконец в лимонит или бурый железняк:



На первой стадии в реакции участвует серная кислота, присутствие которой существенно усиливает процесс преобразования и способствует дальнейшему разложению минералов. Возникший на последней стадии бурый железняк представляет собой сложный полиминеральный агрегат, который состоит из гётита ($FeO \cdot OH$) и гидрогётита ($FeO \cdot OH \cdot nH_2O$). Над залежами сульфидных руд и других железосодержащих минералов в результате процессов выветривания возникают железистые корки (железная шляпа), которые длительное время сопротивляются размыву и переносу.

алюминия и железа (Al_2O_3 и Fe_2O_3) с небольшой примесью кремнезема (SiO_2). Переотложенные и преобразованные латериты называют бокситами.

При выветривании полиминеральных пород, которые содержат марганец, титан и никель, а ими являются железисто-магнезиальные минералы (оливин, пироксены, амфиболы) и основные плагиоклазы, наряду с образованием гидроксидов алюминия возникают гидроксиды железа и оксиды марганца, титана, никеля. Эти подвергшиеся сильному выветриванию участки представляют собой своеобразные месторождения.

При выветривании горных пород в условиях достаточно высоко-го увлажнения, но при определенном дефиците теплоты, выветривание не достигает каолиновой стадии и образуется целый ряд глинистых минералов, таких как гидрослюда, монтмориллонит, нонтронит и высокоглиноземистый минерал бейделлит.

8.3. Биохимическое выветривание

В химическом разложении первичного вещества участие принимают не только сугубо химические соединения, находящиеся в природных водах в коллоидной форме или в форме истинных растворов, но и химические кислоты и соединения, полученные в результате жизнедеятельности организмов. Таким образом, выявляется величайшая роль живого вещества в преобразовании горных пород. Впервые понятие о живом веществе в науку ввел акад. В. И. Вернадский. Он считал, что живое вещество является аккумулятором и перераспределителем солнечной энергии. Согласно его представлению, которое было поддержано и глубоко разработано целыми поколениями ученых, под влиянием солнечной энергии живое вещество создает новые химические соединения и производит в огромных масштабах биохимическую работу.

Биохимическое воздействие на горные породы начинается с момента первого появления на скальных породах микроорганизмов, лишайников и мхов. В результате механического действия и от выделяющихся в процессе их жизнедеятельности веществ на поверхности породы появляются трещины и углубления, которые заполняются после их отмирания сухим органическим веществом. Оно служит основой для жизнедеятельности высших растений, которые в последующем заполняют эти места. Таким образом, первичные поселенцы как бы подготавливают основу для последующего заселения.

Роль организмов в выветривании заключается в том, что они в процессе своего роста извлекают из породы необходимые для своей жизнедеятельности элементы, но одновременно своими корнями разрушают саму породу. К числу биогенных элементов относятся P, S, K, Ca, Mg, Na, Sr, B, Fe, Si.

При анализе зольного остатка растений выявлено, что в растениях содержится в десятки раз больше фосфора и серы, чем в субстрате, в несколько раз больше Ca, Mg, Sr и ряда микроэлементов. Вместе с тем присутствие в золе кремния и алюминия свидетельствует о том, что растительность на скальных породах нарушает связь между кремнеземом и глиноземом, а ведь связь SiO_2 с Al_2O_3 одна из самых прочных в кристаллической решетке алюмосиликатов. Вместе с тем давно замечено, что организмы не только извлекают из коренных пород элементы, разрушая их, но и своей деятельностью создают определенные биогенные соединения, например кремний-органические соединения.

Кроме того, роль биохимического выветривания состоит в том, что часть организмов в процессе своей деятельности создают кислую среду, выделяя органические кислоты, под действием которых ускоряется процесс выветривания. В процессе преобразования отмершего органического вещества образуются углекислота и органические кислоты, которые значительно усиливают растворение и гидролиз породообразующих минералов. Интенсивность биохимического выветривания зависит от величины биомассы. Ее в тропическом климате (во влажных тропических лесах) на порядок выше, чем в таежной области (2,6 и 0,35 — 0,55 кг/м² соответственно). Вследствие высокой концентрации растительного опада в тропических влажных (в гумидных) областях почвенная среда кислая и, таким образом, агрессивные воды достаточно легко разрушают кристаллохимические связи.

Следовательно, биохимическое выветривание состоит из двух процессов: механического разрушения коренных пород или физического выветривания и химического разложения обломков и зерен.

8.4. Коры и профили выветривания

В результате совместного и достаточно сложного взаимосвязанного процесса физического, химического и биохимического выветривания на земной поверхности возникают различные продукты выветривания.

К коре выветривания относится комплекс элювиальных образований, возникших в приповерхностной части земной коры в результате преобразования в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных горных пород под воздействием физических, химических и биохимических процессов. Для коры выветривания характерны зависимость состава и мощности от физико-химических факторов, действующих на земной поверхности, и постепенный переход с глубиной в слабоизмененные процессами выветривания, а затем и свежие исходные (материнские) породы (рис. 8.2).

Состав коры выветривания и ее мощность зависят от сочетания различных физико-географических факторов.

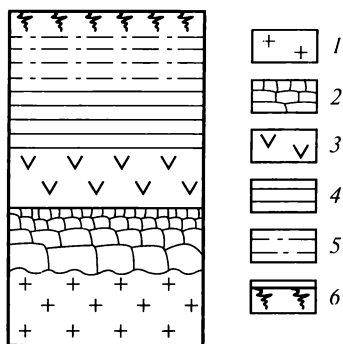


Рис. 8.2. Принципиальная схема строения коры выветривания:

1 — коренные породы; 2 — зона дезинтеграции; 3 — зона выщелачивания; 4 — зона глинистых минералов; 5 — зона оксидов и гидроксидов; 6 — почва

Кора выветривания имеет переменную мощность и нечетко выраженную нижнюю границу. В зависимости от распространения выделяют *площадную* кору выветривания и *линейную*. Последняя приурочена к ослабленным зонам, к зонам разломов и повышенной трещиноватости.

На протяжении длительной геологической истории неоднократно возникали благоприятные ландшафтно-климатические условия для формирования площадных разнообразных кор выветривания. Во-первых, коры выветривания формировались на различных по составу и структурно-текстурным особенностям горных пород и, во-вторых, их образованию благоприятствовали климат и определенный тип рельефа. Для того чтобы мощность кор выветривания достигала больших размеров, должен существовать непрерывный приток влаги, а ее обеспечивают хороший дренаж и близкое к поверхности расположение водоносных горизонтов. На крутых склонах и в горных областях мощные коры выветривания не успевают образоваться, так как в силу геоморфологических особенностей не успевает глубоко развиться химическое выветривание, в силу этого возникший горизонт дресвы и обломков удаляется. Поэтому для формирования кор выветривания благоприятен выровненный рельеф.

При достаточно длительном времени и развитии соответствующих физико-химических и физико-географических условий образуются хорошо выраженные *зоны выветривания*. Они составляют *профили выветривания*, и каждая зона обладает своими текстурно-структурными особенностями и сложена определенными минералами, которые в совокупности отражают *стадийность выветривания*. Значительными мощностями и полными профилями выветривания обладают коры, которые формируются в области влажных тропических и экваториальных лесов. Чем ниже температуры и меньше количество осадков, тем более неполными образуются профили выветривания. В экваториально-влажных лесах формируется следующий профиль выветривания. На свежих малоизмененных коренных породах располагается зона дезинтеграции (зона дресвы). Выше она сменяется гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовой зоной. Над нею располагается каолинитовая зона и заканчивается полный профиль коры выветривания латеритной или гиббсит-гематит-гётитовой зоной. В самой верхней зоне благодаря присутствию полуторных оксидов и гидроксидов алюминия и железа элювий напоминает собой обожжен-

ный красный кирпич. Поэтому такие коры выветривания, как и сам верхний горизонт, называются латеритными (от лат. «латер» — кирпич). Над латеритной зоной вследствие периодичной смены влажности возникает своеобразный железоалюминиевый панцирь, который именуется *кирасой*. Вследствие своей устойчивости в гипергенных условиях кираса бронирует рыхлый латеритный покров и предохраняет его от быстрого размыва. Латеритные покровы с кирасой сохранились в современных экваториальных и тропических областях. Зональность кор выветривания можно установить по преобладающим процессам, минералообразованию или по физическому состоянию продуктов выветривания (табл. 8.1).

Таблица 8.1

Геохимические зоны коры выветривания (по И. И. Гинзбургу, 1963)

Зональность		
по преобладающим процессам	по преобладающему минералообразованию	по морфологии, цвету и физическому состоянию продуктов выветривания
Зона интенсивного окисления и конечного гидролиза	Зона полугорных оксидов — охр, бурых железняков, латерита, иногда галлузита	Зона увлажнения, конечно-го разложения плотного, рыхлого или глинистого элювия. Окраска бурая, красная, желтая, белесая. Часто конкреционные формы
Зона конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления	Зона каолинита, монтмориллонита, нонтронита в зависимости от состава исходных пород	Зона интенсивного просачивания, промежуточного разложения, зона глинистого элювия. Окраска белесая, желтая, пятнистая. Иногда встречаются пизолиты железа и алюминия
Зона конечной гидратации, развития выщелачивания и начала окисления	Зона гидрослюд и гидрохлоритов, появление каолинита и монтмориллонита	Зона просачивания и начального разложения мелкозернистого песчаного элювия. Цвет зависит от цвета исходных пород
Зона гидратации, начала выщелачивания и преобладающего физического элювия, зона дресвы	Появление гидрослюд, гидрохлоритов, серицитов, хлоритов, вермикулитов	Зона дезинтеграции. Сложена обломочным элювием (щебень, дресва, брекчии). Начальные продукты выветривания. Цвет зависит от цвета исходных пород

Схема стадийности процессов выветривания

Стадийность выветривания	Состав минералов и преобладающие процессы
4. Аллитная (латеритная)	Полуторные оксиды железа и алюминия
3. Кислая сиаллитная*	Глинистые минералы — монтмориллонит, нонтронит, каолинит
2. Сиаллитная	Преобразование обломков пород вследствие выноса щелочноземельных и щелочных элементов с образованием пленок и конкреций карбонатов
1. Обломочная	Дробление, механическое разрушение исходных пород

* Термин произошел от сочетания названий Si и Al.

Б. Б. Пылыновым и И. И. Гинзбургом была предложена схема стадийности процесса выветривания магматических пород (табл. 8.2).

Однако приведенные схемы в своем большинстве отражают идеализированную сложную картину выветривания. В природе в каждом конкретном случае строение профиля выветривания отличается от приводимой схемы. В соответствии с конкретными ландшафтно-климатическими обстановками мощности зон или горизонтов кор выветривания самые разнообразные. Идеализированный профиль выветривания, составленный Н. М. Страховым (1962), представлен на рис. 8.3.

Большое распространение имеют однозональные профили выветривания. Это, с одной стороны, древние коры выветривания, у которых гипергенные процессы удалили, размывли и перенесли верхние зоны коры выветривания, а с другой — остаточные профили, которые сформировались в условиях дефицита влаги, сравнительно низких температур или неблагоприятного рельефа. В пустынных ландшафтах элювий состоит из дезинтегрированных горных пород и представлен щебнем, дресвой, разнозернистыми песками. Аналогичный профиль характерен для тундровых и высокогорных ландшафтов.

Необходимо отметить существование избирательности процессов выветривания. Не все горные породы и даже не все части одного блока пород равномерно и одновременно подвергаются выветриванию. Вследствие этого они выветриваются неравномерно. Большую роль играют слоистость, трещиноватость, расположение водоносных горизонтов. Кроме того, одни части горной породы легче растворяются (или гидролизуются), чем другие. Одни слои больше подвержены выветриванию, а другие, сложенные такими устойчивыми минералами, как кварц, не поддаются выветриванию. В ре-

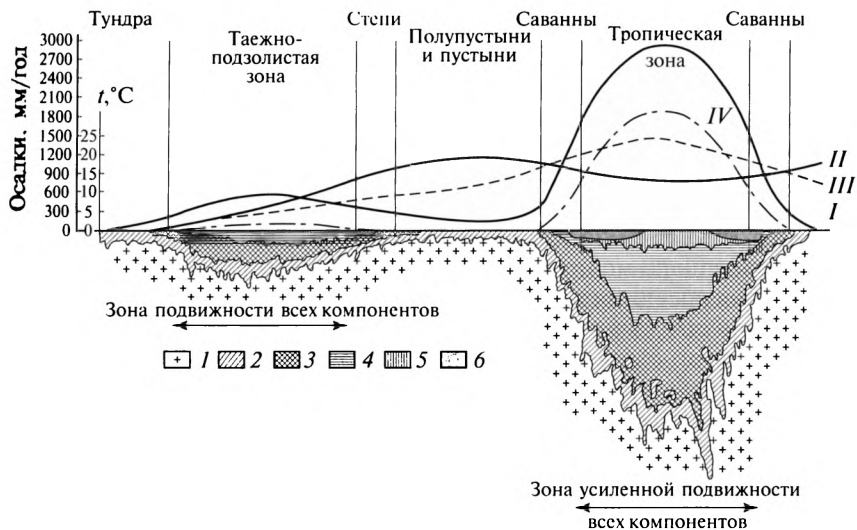


Рис. 8.3. Схема образования коры выветривания (по Н. М. Страхову):
 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически малоизмененной; 3 — гидрослюди-сто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каолининовая зона; 5 — охры Al_2O_3 ; 6 — панцирь $Fe_2O_3 + Al_2O_3$; I — осадки; II — испарения; III — температура; IV — растительный опад

зультате этого между толщами возникают уступы, ниши, образуются столбы, башни или пирамиды, хорошо выделяющиеся на фоне выветрелых разрушенных слоев (рис. 8.4).

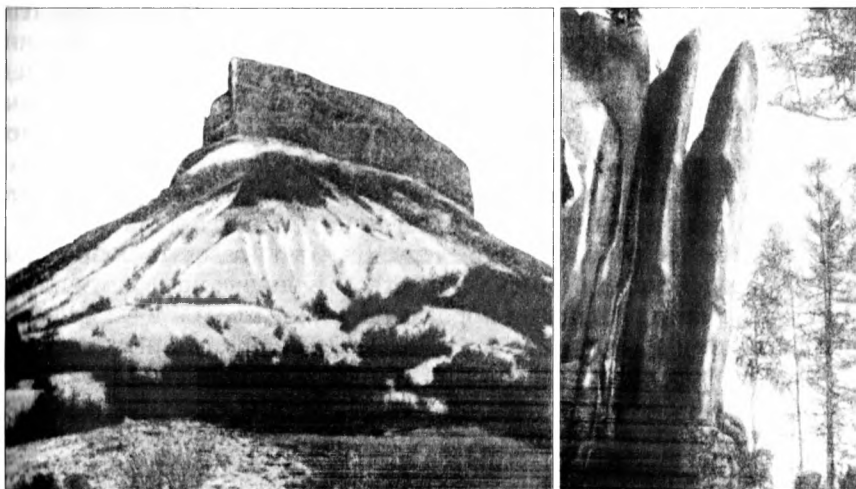


Рис. 8.4. Различные формы выветривания

Выше отмечалось, что существует два основных морфогенетических типа кор выветривания: площадный и линейный. *Площадные коры* выветривания развиваются в виде покрова плащеобразно, перекрывая обширные площади в десятки и сотни квадратных километров. *Линейные коры* выветривания имеют в плане линейное расположение и приурочены к зонам разломов, к контактам разных по текстурно-структурным и вещественному составу пород, зоне трещиноватости. В такие зоны легче проникает вода и вследствие этого более интенсивно протекает процесс преобразования горных пород, чем на соседних площадях.

8.5. Почвы и почвообразование

С процессами выветривания на земной поверхности тесным образом связано образование такого важного естественно-исторического тела, как почва, которое играет определяющую роль в жизни человеческого общества, растительного и животного мира. Почва характеризуется своеобразным составом, строением и продуктивностью. В совокупности эту тонкую, но энергетически и геохимически активную оболочку называют *педосферой*. Знание свойств, распространения и происхождения почв является предметом самостоятельной науки в цикле наук о Земле — *почвоведения*. Основателем этой самостоятельной науки, находящейся на стыке геологических и биологических наук, был великий русский ученый В. В. Докучаев (1846 — 1903). Дальнейшее развитие почвоведения получило благодаря работам крупнейших отечественных ученых К. Д. Глинки, В. А. Ковды, М. А. Глазовской, Г. В. Добровольского, Б. Г. Розанова, Е. Д. Никитина и др.

Согласно Г. В. Добровольскому (1976), «почвой следует называть поверхностный слой суши земного шара, обладающий плодородием, характеризующийся органоминеральным составом и особым, только ему присущим, профильным типом строения. Почва возникла и развивается в результате совокупного воздействия на горные породы воды, воздуха, солнечной энергии, растительности и животных организмов. Поэтому свойства почвы отражают местные особенности природных условий и хозяйственной деятельности человека». Из этого определения следует, что почва является продуктом взаимодействия и обмена веществом и энергией между живыми организмами и горными породами, водной средой и атмосферным воздухом.

В формировании почв особенно велика роль органического мира, который тесным образом связан с климатом. Поэтому почвообразование и сложные биохимические процессы наиболее энергично протекают в зоне воздействия корневой системы растительности, роющих животных и микроорганизмов. Материал для формирования почв подготавливается процессами физического и химического

го выветривания. В дальнейшем разложение происходит в результате биохимического преобразования вещества. При полном и сравнительно быстром разложении органического вещества и органических остатков происходит их полная минерализация. При неполном разложении органического вещества, который вызван недостаточным притоком кислорода, образуется новый, относительно устойчивый комплекс органических соединений, окрашенных в коричневый или черный цвет, который называется *перегноем* или *гумусом* (от лат. «гумус» — земля). Главным элементом, определяющим плодородие почв, является гумус. В его состав входит до 90 % гуминовых веществ, которые являются высокомолекулярными соединениями. Активные биохимические процессы разлагают минеральную часть почвы и одновременно накапливают органическую часть. Именно они в совокупности определяют своеобразие структуры почвы, ее рыхлое строение, высокую пористость, которые способствуют увлажнению и аэрации.

В почвенном профиле сверху вниз выделяют несколько генетических горизонтов:

1. Перегнойно-аккумулятивный (гумусо-аккумулятивный) — А-1. В нем ведущим процессом является накопление гумуса. В некоторых случаях на поверхности этого слоя какое-то время сохраняется растительная подстилка — слой неразложившихся или слабо разложившихся органических остатков. Он обозначается как А0. Мощность горизонта колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м.

2. Элювиальный, или горизонт внутрпочвенного выветривания А-2. В этом горизонте преобладает вынос минеральных веществ. В нем в условиях влажного тропического климата присутствуют глинистые минералы.

3. Иллювиальный (В). В нем протекают процессы вымывания и накопления веществ, вынесенных из других горизонтов. Перемещение вещества происходит как в форме суспензии глинистых минералов, так и в форме коллоидальных и истинных растворов. Под иллювиальным горизонтом залегает горная порода, не затронутая почвообразованием. Эту так называемую *материнскую породу* обозначают буквой С. Почвенные горизонты и их мощность в разных ландшафтно-климатических областях выражены неодинаково.

На территории России выделяют следующие основные типы почв, которые различаются между собой мощностью и строением почвенных горизонтов:

- почвы тундры и лесотундры;
- подзолистые и дерново-подзолистые лесные почвы;
- серые лесные почвы;
- черноземы лесостепи;
- черноземные почвы луговой степи;
- каштановые и бурые почвы сухой степи;
- сероземы пустынной степи и пустыни;
- солонцы и солончаки

В субтропических странах располагаются коричневые почвы сухих субтропиков, красноземы и желтоземы влажных субтропиков, а в тропиках и экваториальном климате — саванные красные и красно-желтые ферралитные почвы, красно-желтые ферралитовые почвы влажных тропических лесов и латеритные почвы.

В ряде мест в разрезе четвертичных и более древних континентальных отложений наблюдаются горизонты погребенных или ископаемых почв. Имевшийся в них гумус распался или минерализовался. Это свидетельствует о том, что в геологическом прошлом процесс почвообразования существовал и он мало чем отличался от современного.

8.6. Экологическое значение процессов выветривания

Процессы выветривания существенным образом преобразуют земную поверхность и подготавливают дезинтегрированный материал для действия других геологических процессов. Изучение древних кор выветривания и почвообразования, установление их состава и распространенности имеют большое практическое значение. Оно помогает реконструировать физико-географические условия на земной поверхности, определять характер ландшафта, климата, степень расчлененности рельефа и движений земной коры. Коры выветривания несут следующие экологические функции: ресурсную функцию, подготавливают материал для дальнейшего переноса и аккумуляции и являются жизненным пространством для некоторых форм растительного и животного мира.

Ресурсная функция кор выветривания заключается в том, что в процессе корообразования возникают новые минералы, устойчивые в гипергенных физико-географических условиях, которые служат важными полезными ископаемыми. Такими являются латериты и бокситы — ценная руда алюминия. Образуются различные глинистые минералы — каолины, гидрослюды, монтмориллонит, нонтрониты, — многие из которых являются ценным керамическим и огнеупорным сырьем, а гидраты оксидов никеля, кобальта, марганца и железа добывают как руды черных металлов. В корях выветривания, кроме того, образуются магнезиты и опалы. Возникающие на низкокачественных железных рудах (железистых кварцитах) коры выветривания приводят к существенному обогащению рудных компонентов и являются ценной рудой. Так, на месторождениях Курской магнитной аномалии над сравнительно бедными железными рудами располагается горизонт коры выветривания, обогащенный гематитом.

В возникших зонах окисления над медными сульфидными месторождениями коры выветривания содержатся обогащенные медные руды, а также такие цветные камни, как малахит и азурит. Вместе с тем области, расположенные вблизи коры выветривания над сульфидными месторождениями, являются своего рода геохимическими аномалиями. Природные и почвенные воды являются агрес-

сивными и содержат повышенные концентрации серы, мышьяка и других канцерогенных элементов. Эти же элементы находятся и в почвенных горизонтах.

Процессы выветривания рыхлят и преобразуют материал коренных скальных пород. В этом случае экологическая роль корообразовательных процессов различна. Ее отрицательная сторона выражается в том, что корообразование подготавливает материал, который легко эродизируется и выносится различными экзогенными факторами. При этом нередко возникают и катастрофические процессы (обвалы, камнепады, сели, оползни). Не закрепленные растительностью рыхлые образования коры выветривания и почвы развеиваются ветрами и размываются поверхностными водами. Положительная роль корообразовательных процессов состоит в том, что они подготавливают материал для последующего почвообразовательного процесса.

Коры выветривания и почва являются областью обитания и жизнедеятельности микроорганизмов, растений и мелких позвоночных животных.

Разрушение и преобразование горных пород в результате выветривания происходит под влиянием различных природных факторов — климата, ландшафтов, рельефа, водной среды и атмосферы. Под действием разного их сочетания возникает физическое, химическое и биохимическое выветривание. Физическое выветривание происходит в результате суточных температурных контрастов, роста кристаллов солей, расклинивающего влияния замерзающей воды в трещинах и порах, корневой системы деревьев. Химическое выветривание происходит под совместным воздействием температуры и агрессивной воды, в которой находятся в растворенном состоянии различные элементы и химические соединения. Биохимическое выветривание осуществляется в результате воздействия органических кислот, выделяемых различными организмами, и преобразования отмерших их остатков. Стадийность корообразовательных процессов — дезинтеграция, окисление, гидратация, растворение и гидролиз — приводит к формированию определенной зональности профилей выветривания. Коры выветривания играют важную экологическую роль, и с ними связаны месторождения алюминия, никеля, кобальта, меди, железа и различные по степени канцерогенности и состава геохимические аномалии.

Контрольные вопросы

1. Что такое выветривание?
2. В каких условиях формируются коры выветривания?
3. Каковы главные агенты физического выветривания?
4. В каких ландшафтно-климатических областях происходит физическое выветривание?
5. Какие процессы происходят во время химического выветривания?
6. Какие ландшафтно-климатические условия благоприятны для химического выветривания?

7. В чем состоит зональность и стадийность кор выветривания?
8. Каким образом происходят окисление и гидратация минералов?
9. Как протекает процесс гидролиза?
10. Как соотносятся между собой элювий и кора выветривания?
11. Назовите пример древних кор выветривания.
12. В чем заключается процесс почвообразования?
13. Какие горизонты почв существуют?
14. Каков полный профиль латеритной коры выветривания?
15. В чем заключается зональность в почво- и корообразовании?

Литература

- Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., 1971.
- Выветривание и литогенез / В. П. Казаринов, В. И. Бгатов, Т. М. Гурова и др. М., 1969.
- Гинзбург И. И.* Типы древних кор выветривания. Формы их проявления и классификация // Кора выветривания. М., 1963.
- Добровольский В. В.* География и палеогеография коры выветривания СССР. М., 1969.
- Добровольский В. В.* Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М., 1977.
- Петров В. П.* Основы учения о древних корях выветривания. М., 1967.
- Разумова В. Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М., 1977.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., 1960.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.
- Теняков В. А., Ясаманов Н. А.* Фанерозойское бокситообразование и эволюция некоторых параметров атмосферы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 5.

Глава 9

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Процессы выветривания приводят к существенной дезинтеграции горных пород. На них с момента образования начинают действовать различные физические силы, которые способствуют удалению их с места образования и перемещению в пониженные участки. В пределах последних начинают формироваться своеобразные гравитационные осадки, впоследствии превращающиеся в процессе диагенеза в осадочные породы.

Гравитационный перенос, или перемещение обломков горных пород, происходит под действием силы тяжести из возвышенных мест в пониженные. Ввиду того что данные процессы очень часто наблюдаются на склонах, они иногда носят название склоновых процессов. Этот процесс действует тогда, когда материал перемещается вниз по склону в твердом или полужидком состоянии.

Скорость перемещения обломков пород по склону зависит от размеров блока, его массы и крутизны склона. На крутом склоне перенос будет происходить до тех пор, пока не сформируется пологий склон, по которому движение обломков затрудняется.

9.1. Особенности гравитационного переноса и осадконакопления

При гравитационном переносе материал может перемещаться разными способами: падение, скатывание и скольжение отдельных обломков по крутым склонам. Может происходить и простое соскальзывание по склону больших масс рыхлых пород, причем деформация внутри этих масс будет невелика. Перемещение может носить характер пластического течения или течения полужидкой массы, в результате этого форма и внутреннее строение первичного материала могут изменяться в самых различных пределах. Довольно часто на одном и том же склоне все выше перечисленные процессы чередуются во времени.

Следовательно, суть гравитационных процессов заключается в разрушении горных пород, которое происходит главным образом в верхней части склона, перемещении разрушенного материала вниз по склону и накоплении массы горных пород в пониженных частях склона или у его подножия. Горные породы, участвующие в гравитационных процессах, образуют отложения, которые называются *коллювием* (от лат. «коллювио» — скопление). Коллювиальные отложения состоят из разнообразных по составу и размеру обломков пород: глыб, щебня, песков, алевритов, глин. Для них характерны плохая сортированность материала, неясно выраженная слоистость и очень изменчивая мощность. В редких случаях коллювиальные образования могут быть сцементированы. Особенно это касается древних по возрасту толщ.

Гравитационные процессы могут совершаться с разной скоростью. Одни происходят очень быстро, мгновенно, например обвалы и камнепады, а другие протекают медленно. Последние именуется крипом (от англ. «крип» — ползти, скользить). Большую роль в гравитационных процессах кроме гравитации играют подземные и поверхностные воды. Насыщая рыхлые образования, они способствуют их скольжению по склону в виде вязких или жидких потоков. Под землей они выщелачивают и вымывают отдельные минералы, создают пустоты и ослабляют связь между толщами нижележащих пород с вышележащими.

Таким образом, в гравитационных процессах и в формировании коллювиальных отложений принимают участие сила тяжести (собственно гравитационный фактор) и вода в разных своих формах (активный фактор).

Существует несколько классификаций склоновых процессов. По одной из них выделяются три главные категории гравитационного

Классификация гравитационных процессов

Категория	Группа	Тип
<i>Гравитационный фактор:</i>		
медленное течение (крип)	Почвенный крип, склоновый и потоковый крип	Оползание, оплывина, курумники, осыпи
быстрое течение	Оползневая, селевая	Оползни, сели, лавины, лахары
обваливание	Обвальная	Обвалы, оползни-обвалы, камнепады
<i>Аквальный фактор:</i>		
собственно гравитационные	Провальная Обвальная	Мгновенные провалы Обвалы, камнепады, вывалы, осыпи
	Криповая	Просадка, склоновые течения
водно-гравитационные	Оползневая	Оползни
гравитационно-водные	Оползне-потоковая	Оползневые потоки, оплывины, сели, лахары
подводно-гравитационные	То же	Подводные обвалы, подводные оползни, мутьевые потоки

переноса, которые зависят от скорости переноса и механизма перемещения:

1. Медленное течение блоков. Ему может подвергнуться блок почвы, коренных пород, осыпи, каменные потоки (курумники), солифлюкция.

2. Быстрое течение — течение грунта, грязевые потоки, обвалы и оползни.

3. Скольжение, обваливание, в том числе камнепады. В этом случае за счет скольжения и обвала перемещаются обломки и глыбы, оползни-обвалы и снежные лавины.

Гравитационные процессы разделяют на четыре категории: 1) собственно гравитационные; 2) водно-гравитационные; 3) гравитационно-водные; 4) подводно-гравитационные (табл. 9.1).

Медленное течение. Этот процесс оплывания почвы имеет место практически на всех склонах. Он проявляется в наклоне изгородей, телеграфных столбов, разрушении и смещении подпорных стенок, искривлении стволов деревьев. Оползание почвы отклоняет деревья вниз по склону («пьяный» лес). Может нарушиться линейность шоссе и железнодорожного полотна. При этом процессе до-

вольно часто скольжение почвы может происходить под дерном, в целом не нарушая его сплошного покрова. Но в том случае если на дерне находятся валуны, то по мере движения они будут скатываться к подножию склона. Скорость такого скольжения довольно мала. Она обнаруживается только по прошествии некоторого времени. Это зависит от температурных градиентов, обилия атмосферных осадков, угла склона и типа почвы. На залесенных склонах переплетенные корни деревьев замедляют перемещение, а иногда и вовсе прекращают медленное оползание.

В теплом и влажном климате, особенно если поверхность склона глинистая, начинающее медленное скольжение усиливается тем обстоятельством, что во время сухих сезонов глинистая поверхность склона высыхает и сильно растрескивается. Проникающая в трещины вода быстро заполняет влагой подпочвенные слои и заставляет склон медленно стекать вниз.

Медленно может перемещаться и блок коренных пород. Это случается тогда, когда данный монолит или блок коренных пород находится на склоне, но его сцепление с нижележащими породами каким-то образом нарушено. По образовавшимся между монолитом и коренными породами трещинам начинает циркулировать вода. По прошествии некоторого времени между монолитом и коренными породами постепенно увеличивается просвет. Монолит перекашивается в соответствии с углом склона. В дальнейшем такой монолит в зависимости от насыщенности поверхности водой может медленно перемещаться вниз по склону.

Медленное течение свойственно и *осыпям*. Они возникают вследствие медленного перемещения скопившихся на склонах и у подошвы возвышенностей продуктов выветривания. Такие рыхлые осадки носят название делювиальных (от лат. «делуо» — смываю). Осыпи, сползающие по склонам различной крутизны, имеют разную скорость. Они состоят из различных по размерам обломков неправильной формы, которые образовались от разрушенных скальных пород под влиянием различных агентов выветривания.

В областях с сильными колебаниями температур скорости движения осыпей больше, чем в районах, где суточные перепады температур малы. Самое быстрое перемещение характерно для холодных районов.

В том случае, когда осыпи состоят из очень крупных обломков, их называют *курумниками* (от тюрк. «курум» — поток), или каменными потоками (рис. 9.1). Огромные массы каменных глыб в выработанной долине медленно движутся вниз исключительно из-за слабого сцепления с подстилающими породами.

Солифлюкция (от лат. «солум» — почвы, «флюксус» — течение) — медленное пластично-вязкое течение на склонах почв и увлажненных рыхлых масс дисперсных отложений. Особенно часто это явление происходит в тех регионах, где грунт промерзает на значитель-



Рис. 9.1. Каменный поток (курумник), состоящий из глыб авантюринового кварца (хр. Таганай, Урал)

ную глубину. В теплое время года оттаявшая часть грунта начинает сползать по нижележащему мерзлому материалу. Солифлюкция наиболее эффективно развивается в горных районах выше уровня развития древесной растительности и в областях развития многолетне-мерзлых грунтов.

Быстрое течение. Оно наблюдается при большой крутизне склона и значительной насыщенности рыхлого материала водой.

Если блок породы оторвался в верхней части склона, то, скатываясь вниз, он своим весом и возникшим ускорением ударяется о поверхность склона. Ударяясь, блок раскалывается и в месте удара отбивает куски скальной коренной породы. После удара обвалившийся блок распадается на множество осколков. Они или осыпаются по склону, создавая осыпь, или при значительной крутизне склона образуют камнепад.

Наиболее простой формой быстрого течения являются грунто-вые потоки. По своей природе грунтовые потоки являются оползнями, но в отличие от настоящих оползней, когда происходит отрыв оползня в его верхней части от грунта, грунтовое течение осуществляется медленно. Такие перемещения грунта могут длиться многие месяцы и даже годы.

Сели, или грязекаменные потоки, по своей природе похожи на солифлюкцию, но перемешаются быстрее. Нередко сели для своего движения используют русла и долины ранее существовавших водотоков.

Лахары хотя и похожи на сели, но отличаются от них своим происхождением. Они возникают на склонах вулканов, которые покрыты слоем пепла, во время сильных грозовых ливней.

Обваливание. Ярким примером гравитационного движения является перемещение обломков горных пород в форме обваливания и осыпания (камнепада). Два условия необходимы для того, чтобы совершился обвал и возник камнепад: 1) потеря обломком породы сцепления с массивом горных пород, слагающим склон; 2) значительный уклон склона. Для того чтобы обломок мог удержать свое положение на склоне, необходимо, чтобы его крутизна не превышала 45° . Этот угол называется углом естественного откоса сыпучих тел.

Собственно гравитационные процессы (см. табл. 9.1) разделяются на три группы: провальные, обвальные, которые характеризуются быстрым перемещением обломочного материала, и медленные, именуемые крипом.

Провальные образования. Предварительным условием провальных процессов является наличие подземных полостей или пустот, которые возникли вследствие выноса подземными водами минеральных частиц в растворенном или во взвешенном состоянии. Пласты и блоки горных пород, нависающие над пустотами под действием силы тяжести, проваливаются. Непосредственной причиной возникновения провала может служить слабое землетрясение, взрыв или увеличение нагрузки над провалом. Часто провалы происходят над заброшенными подземными горными выработками — шахтами и штольнями. Размер перемещаемого в провал грунта и его масштабы зависят от глубины расположения подземных пустот и их объемов. На земной поверхности места провалов хорошо видны. На их месте возникают ямы, колодцы, котловины, т. е. отрицательные формы рельефа. Этот тип гравитационных перемещений в силу своих размеров и быстротечности способен нанести большой ущерб и относится к катастрофическим явлениям.

Обвалы. Подобные гравитационные явления развиваются на крутых склонах и обрывах. Недалеко от кромки обрыва и параллельно ему закладывается серия трещин. Под воздействием физического выветривания (при замерзании воды, действии корневой системы растений) трещины расширяются. Лишенный сцепления с коренными породами массивный блок слегка наклоняется в сторону склона и под действием силы тяжести начинает отрываться от материнской породы. Теряя сцепление и под действием собственного веса, блок теряет равновесие и опрокидывается на поверхность склона. От удара о поверхность склона породы, составляющие блок, начинают дробиться и на склоне из его обломков возникает обвальный коллювий. Обваливание происходит многократно, и этот процесс считается многофазовым.

По своим размерам обвалы бывают разными — объемом от нескольких миллионов до $3-5$ млрд м^3 . Причинами возникновения



Рис. 9.2. Обвал горы Демерджи в Крыму

крупных обвалов могут служить землетрясения. Так, на Памире в 1911 г. обвалилась горная порода массой в 8 млрд т. Она обрушилась в долину р. Мугаб и перегородила ее. Возникла плотина высотой 600 м. За плотиной образовалось крупнейшее горное озеро — Сарезское. Точно такое же происхождение имеет озеро Рица в горах Абхазии. В Крыму в 1894 г. обвалилась часть горы Демерджи длиной около 500 м и шириной около 400 м (рис. 9.2). Обвалившаяся часть образовала плоский конус. Скатившиеся обломки достигли дер. Демерджи, которая находилась у подножия горы, и разрушили несколько домов.

В силу своей большой массы и высокой скорости обвалившаяся масса пород, достигнув подножия склона, не остановилась, а, приобретя инерцию, поднялась по противоположному склону на значительные высоты.

К гравитационным явлениям этой группы также относятся *камнепады*, когда происходит отрыв и перемещение отдельных камней, и *осыпи* — перемещение по склону щебня, гравия и мелких обломков горных пород.

Крип. Как отмечалось выше, это медленное перемещение дезинтегрированных рыхлых отложений как вниз по склонам возвышенностей (*склоновый крип*), так и в глубь земли (*глубинный крип*) в форме просадок.

Крип обусловлен многократным уплотнением и разуплотнением рыхлых пластичных пород на глубине. Это происходит вследствие таяния и замерзания воды (*криогенный крип*), выщелачивания отдельных минералов, оттока подземных вод в связи с откачками или, наоборот, ее притока, откачкой нефти и газа (*антропогенный крип*). В результате медленного перемещения грунта на поверхности возникают плоские блюдцеобразные котловины, склоны лишаются растительного покрова и оголяются, а у подножия скапливаются коллювиальные отложения.

Водно-гравитационные процессы. К этой категории относятся такие широко распространенные перемещения блоков рыхлых пород

на склонах, которые известны под названием *оползней*. В оползневых перемещениях могут участвовать как крупные блоки (блочные оползни), так и отдельные глыбы (глыбовые оползни). Ввиду того что в составе оползней принимают участие как твердые плотные горные породы, так и рыхлые образования, в оползнях могут сохраниться первичные, характерные для данных пород, структурно-текстурные особенности. Оползневый процесс может охватить весь склон или его часть, склоны долины или какую-то ее часть, которые в совокупности образуют оползневой район.

В верхней части оползневого района располагаются стенки отрыва оползневых тел (они представляют собой вогнутые стенки), выровненный склон — ложе оползней, где и находится поверхность скольжения (рис. 9.3).

Ложе оползня представляет собой поверхность, занимающую часть склона, по которому движется оползень. От крутизны ложа зависит интенсивность перемещения оползня. Оползень начинает двигаться на склоне крутизной 5° .

Оползневое тело ограничено сверху ровной или бугристой площадкой, наклоненной внутрь склона, и обрывистым бугристым склоном во фронтальной части, обращенной в направлении движения оползня. Когда оползневое тело спускается вдоль оврага, оно имеет вытянутую языкообразную форму. Чаще всего оползень движется по глинистым насыщенным водой породам. Этот водоупорный горизонт во время дождей сильно смачивается водой. Она нарушает существовавшее сцепление между ложем и вышележащими породами и тем самым способствует развитию оползневых процессов.

Скорость перемещения оползневых тел по сравнению с обвальными невысокая. Широко распространены оползни в Крыму. В те-

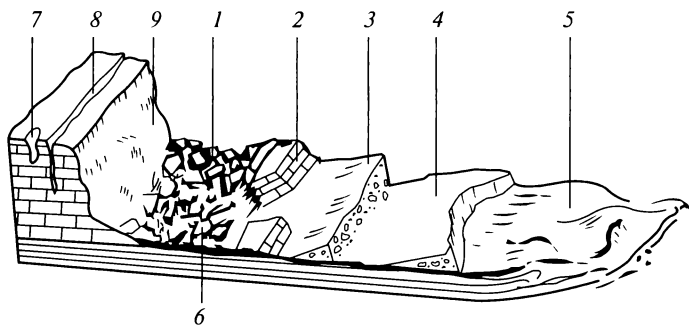


Рис. 9.3. Различные типы гравитационных (коллювиальных) тел:

- 1 — обвальное; 2 — блоково-оползневое; 3 — террасовидное; 4 — циркообразное;
 5 — бугры выпирания; 6 — ложе оползня; 7 — провал; 8 — трещины отрыва;
 9 — стенка отрыва

чение года они способны переместиться на 100 м. Выделяются сезонные фазы, которые различаются между собой скоростями перемещения оползней.

Размер, а следовательно, и объем оползневых тел бывают различны, а иногда просто огромны. Известен случай, когда на склонах Кавказских гор, в Дагестане сполз на 2 км горный массив объемом более 200 млн м³. Крупные оползневые тела и блоки имеются в Крыму и в окрестностях г. Одессы.

В течение последних столетий произошло много разрушительных оползней. В 1855 г. масса обломочного материала длиной 1 км, шириной 300 м и высотой 200 м спустилась по долине р. Тибр (Италия). Оползневое тело перегородило долину реки, и одна из деревень оказалась затопленной 15-метровым слоем воды. Разрушительный оползень произошел в 1903 г. в Канаде в провинции Альберта. Вся фронтальная часть горы объемом 30 млн м³ оторвалась и понеслась вниз. Достигнув подножия, ее выбросило на противоположный склон долины до высоты 120 м. В длину этот оползень достигал 4 км. Весь процесс сползания длился менее 2 мин.

Оползни оказывают отрицательный геоэкологический эффект. Они наносят вред — уничтожают пахотные земли, сады, пашни, разрушают жилые и промышленные здания, мосты, транспортные магистрали. В г. Саратове в 1884 г. в результате оползня на берегу Волги было разрушено 300 домов. Большой ущерб наносят оползни хозяйству приморских городов и населенным пунктам, расположенным в долинах рек и на склонах возвышенностей и гор.

Гравитационно-водные процессы. В эту категорию входят гравитационные явления, главным фактором гравитационного перемещения которых является вода. Причем существенная роль принадлежит не только поверхностным, но и подземным (грунтовым) водам. Во время действия этого процесса ранее дезинтегрированная горная порода перемещается не в результате гравитационного сползания или обрушения, а способом сплывания или в форме потока. К этой категории относятся оползневые потоки, оплывины, селевые грязекаменные потоки, лахары (грязекаменные потоки вулканических пород) (см. табл. 9.1). Наиболее интенсивно данный процесс происходит в весенне-летний и осенний сезоны во время таяния снегов или сильных дождей. Вода пропитывает рыхлые образования, нарушает сцепления между зернами породы. Породы разжижаются и начинают стекать вниз по склону. Так возникают оползневые потоки, которые перемещаются вдоль долины реки или ручья.

В результате обильного насыщения водой основная масса вещества теряет свою первоначальную структуру и превращается в кашеобразную массу. В воде во взвешенном состоянии находятся глинистые частицы и погруженные обломки различного размера. Вследствие этого поверхность оползневого потока становится бугристой,

в нем местами сохраняются мелкие оползневые тела и отдельные комки глинистого вещества с погруженными в него мелкими зернами песка. Оползневое тело имеет сильно вытянутую эллипсоидальную форму. За внешнее сходство с долинным горным ледником такие тела называют *глетчерным оползнем*. При выходе из долины, когда внешнее пространство расширяется, такой оползень также расширяется, располагаясь веерообразно.

Оплывинами называют мелкие грязевые потоки, которые находятся недалеко от места своего возникновения. Они развиваются на поверхности достаточно плотных водоупорных пород. Оплывание склона всегда происходит постепенно и причиной его возникновения служит избыточное увлажнение верхнего слоя грунта. Для оплывин характерна микроступенчатость и этим они отличаются от оползней.

Селевые потоки (от араб. «сайль» — бурный поток) — это грязевые или грязево-каменные потоки, внезапно возникающие в руслах горных и особенно предгорных рек в результате резкого паводка, вызванного интенсивным таянием снегов или во время сильных ливней. В Европе их называют *мурами*. Таким образом, в возникновении селей главную роль играет вода — дождевая, ливневая, талая, речная или подземная. В зависимости от размерности переносимого материала селевые потоки подразделяются на *грязевые*, *грязекаменные*, в которых в насыщенной водой глинистой массе погружены мелкие и крупные обломки твердых пород, и *водно-каменные*. В последних преобладают крупные обломки пород — валуны и глыбы. Селевые потоки перемещаются с большой скоростью и своей силой разрушают преграды.

При потере скорости своего перемещения из селевого потока начинают отлагаться переносимые им обломки. *Селевой коллювий* — это рыхлая порода от валунов, глыб, щебня до неотсортированного песка или глины. Размерность обломочного материала зависит от скорости и мощности потока. Довольно часто селевой коллювий прорезывается речными потоками. Такие ручьи начинают вторичную сортировку материала и при этом в первую очередь вымывают глинистые и песчаные частицы, которые переносятся и переотлагаются в своей устьевой части. В течение некоторого времени грязекаменный и водно-каменный сель в своей нижней части превращается в глинистый сель, сложенный исключительно глинами, суглинками, супесями и тонкозернистыми песками.

Выносы селевых потоков особенно широко распространены в предгорных и межгорных впадинах, где формируются мощные многометровые толщи рыхлых грубообломочных отложений. При наличии водной массы спусковым механизмом для возникновения селей являются землетрясения. Особенно часто селевые потоки возникают в предгорной части. В Средней Азии в 1949 г. возник огромный селевой поток, который уничтожил село Хаит в Таджи-

кистане. Мощность селевых грязекаменных отложений достигала 60 м.

Сели широко распространены на Кавказе, в Крыму и особенно в предгорных и межгорных частях Центральной Азии. Они наносят огромный ущерб хозяйству, вызывают серьезные бедствия и сопровождаются человеческими жертвами. Так, в 1921 г. сель разрушил и затопил часть г. Алма-Ата. В долине небольшой горной р. Малая Алмаатинка возник огромный селевой поток, который прорвал возникшую плотину и с огромной скоростью хлынул в город. Многие дома были разрушены и затоплены разжиженной глинистой массой и при этом погибли несколько сотен людей. В 1940 г. большой сель прошел по долине р. Баксан на Северном Кавказе. Он вынес около 3 млн м³ твердого материала. Поток перемещал крупные валуны. Многие из них были более 1 м в диаметре. Весной 2000 г. селевой поток уничтожил большую часть г. Тырнауз на Северном Кавказе. Это стихийное бедствие также сопровождалось человеческими жертвами.

Несколько лет тому назад на Памире из бокового притока р. Гунт вырвался сель. Масса переносимого грязекаменного материала превышала сотни тысяч кубических метров. Вместе с глыбами и обломками твердых пород поток нес вырванные с корнем деревья. В течение нескольких минут сель перекрыл русло горной реки. Выше плотины, которая состояла из глины, песка и обломков горных пород, стала накапливаться вода и в течение трех суток образовалось озеро длиной более 2,5 км.

Лахары — это грязекаменные потоки, которые возникают на склонах вулканов и очень похожи на селевые. Они образуются в результате сильных ливневых дождей, которые часто сопровождают вулканические извержения, или от талых вод льда и снега, которые быстро расплавляются раскаленными извергающимися лавовыми потоками. Потоки воды, стекающие по склону вулкана, захватывают рыхлые вулканический пепел и песок и сносят его с большой скоростью к подножию вулкана. Лахары уничтожают жилые постройки, находящиеся на пути их движения, и приводят к человеческим жертвам.

Подводно-гравитационные процессы. Эти процессы перемещают материал, находящийся на неровном морском дне, со склонов подводных возвышенностей к их подножиям. На крутых участках в пределах материкового склона или на склонах подводных гор и возвышенностей нередко возникают подводные обвалы, когда из-за большой крутизны начинают срываться блоки осадков, которые под влиянием собственного веса начинают оползать. На морском дне накапливаются осадки и возникают формы рельефа, очень похожие на наземные оползни и обвалы. Подводные оползни могут охватывать весь склон или часть его и перемещаться по существующим углублениям на подводном склоне к его подножию.

9.2. Экологические особенности гравитационных процессов

Гравитационные процессы прямо или косвенно причиняют вред биосфере и наносят большой ущерб хозяйственной деятельности человека и его здоровью. Они бывают причиной трагичных случаев. Неожиданность возникновения и молниеносность проявления, например обвалов и оползней, приводят к катастрофам, заранее предупредить о появлении которых не бывает времени. Только длительный мониторинг за режимом всех факторов, которые вызывают возникновение гравитационных процессов, помогает в борьбе с этими грозными явлениями. Образование трещин на краю склонов, их рост, наличие водоупорного горизонта служат хорошими предвестниками обвальных и оползневых процессов. За такими обвально-оползневыми явлениями наблюдают сотрудники специально созданных противооползневых станций. Они следят за появлением оползней, обвалов, селей и предупреждают жителей окрестных районов о наступлении стихийных бедствий.

Специально разработаны конкретные меры по борьбе с оползнями. Они сводятся к тому, что оползневые склоны укрепляются путем высаживания кустарниковой и древесной растительности, имеющей мощную корневую систему. Для укрепления нижних частей оползневых склонов создаются упорные стенки. Поверхностные воды, которые приводят к насыщению рыхлых отложений на таких склонах, отводятся специальными каналами и желобами, а подземные воды перехватываются в верхней части склона канавами и спускаются по трубам. Чтобы оградить речные бассейны от селевых потоков и обвалов, по склонам долин и берегам морей возводятся дамбы и волноломы, препятствующие разрушению и подмыву берегов.

Во время проведения земляных, геолого-поисковых и разведочных работ избегают проводить каналы, шурфы и выемки во фронтальных частях оползневого тела, избегают создавать дополнительные нагрузки на блоки, которые способны перемещаться по склону, а также осуществлять строительство на поверхности оползневого тела.

Значительно труднее бороться с селевыми потоками. Во время сильных ливневых дождей потоки поверхностных вод, стекающих по склонам, смывают рыхлый материал в единый поток. Таким образом, сель вбирает в себя весь рыхлый материал с огромных пространств. Для того чтобы предотвратить этот процесс, необходимо укрепить склоны, засадить обнаженные части склонов растительностью, построить мелкие препятствия на пути движения рыхлых частиц. Поперек русла, по которому могут перемещаться селевые потоки, строят дамбы и специальные насыпи, которые не только замедляют скорость движения селя, но и задерживают каменно-жидкий и грязевой материал, переносимый селем.

Долгое время р. Малая Алмаатинка угрожала селями окрестностям г. Алма-Ата. Но это продолжалось до тех пор, пока на этой

реке не соорудили гигантскую плотину. Она не только защитила город от селевых потоков, но и дала возможность на истоках этой реки соорудить высокогорный каток Медео. Надо отметить, что сели в долине р. Малая Алмаатинка явление достаточно частое. Сели средней силы происходят там каждые пять лет, а гигантские, похожие на тот, который произошел в 1921 г. и затопил часть города, случаются раз в 1200 лет. Во время строительства плотины в 1966 г. путем сильного взрыва в долину реки было вывалено около 2 млн м³ горных пород. Они образовали плотину высотой 65 м и шириной у основания около 400 м. Оказалось, что даже и эта плотина не смогла выдержать натиска мощнейшего селя, поэтому высоту плотины нарастили еще на 35 м. Ширина плотины в ее верхней части достигает 60 м, а ширина у подножия — 450 м. Во время сильнейшего селя в 1973 г. он заполнил долину реки только на три четверти высоты плотины, и чтобы избежать дальнейших катастрофических явлений, было решено нарастить высоту плотины до 145 м.

Под действием гравитации происходит перемещение по поверхности Земли обломков горных пород. Скорость их перемещения зависит от размеров обломков и уклона склона. Часто гравитационные процессы называют склоновыми. Возникшие в результате действия этих процессов отложения называются коллювием. Гравитационные процессы разделяются на провальные, обвальные и медленные (крип). В результате действия водно-гравитационных процессов возникают оползни, а гравитационно-водных — сели. Гравитационные процессы на континентальных склонах приводят к возникновению огромных по размерам подводных оползней.

Контрольные вопросы

1. Что такое склоновые процессы?
2. Какие отложения называются коллювием?
3. Какова классификация гравитационных процессов?
4. Чем отличаются провальные процессы от обвальных и крипов?
5. Чем отличаются камнепады от осыпей?
6. Какова характеристика оползней?
7. Чем отличается оползень от селя?
8. Чем характеризуются гравитационно-водные процессы?
9. Что означает селевой коллювий?
10. Что такое лахар и когда он возникает?

Литература

- Алексеев Н. А.* Стихийные явления в природе. М., 1983.
Гагошидзе М. С. Селевые явления и борьба с ними. Тбилиси, 1970.
Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика. М., 1983.
Кукал З. Природные катастрофы. М., 1985.
Флейшман С. М. Сели. Л., 1978.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Атмосфера благодаря своей высокой подвижности, наличию различных барических центров, возникновению и столкновению холодных и теплых атмосферных фронтов является областью возникновения сильных воздушных струй — ветра. Ветер — один из важнейших экзогенных факторов, преобразующих рельеф Земли, переносающий во взвешенном состоянии или перекачиванием обломки горных пород и откладывающий их в определенных пониженных областях суши, в пресных континентальных и морских водоемах. Геологическую деятельность ветра называют *эоловой* (по имени бога ветров — Эола). Интенсивность и сила воздействия эоловых процессов всецело зависят от типа и скорости ветра. Ветер переносит тонкий обломочный материал на огромные расстояния. В настоящее время при проведении научно-исследовательских работ на морских судах в Атлантическом океане среди современных осадков обнаружено большое количество эоловых частиц, принесенных из пустыни Сахары на расстояние нескольких тысяч километров.

Чем выше скорость ветра, тем значительнее производимая им работа. Ветер силой 3—4 балла (скорость ветра 4,4—6,7 м/с) несет пыль, 5—7-балльный ветер (скорость 9,3—15,5 м/с) переносит песок, а 8-балльный (скорость 18,9 м/с) — гравий. Во время сильных бурь и ураганов, когда скорость ветра меняется от 22,5 до 58 м/с, не только с корнем вырываются деревья, но могут перемещаться и переноситься галька и мелкие валуны.

Наиболее ярко эоловая деятельность проявляется в пустынях, которые занимают около 20 % поверхности континентов. Особенно большие площади заняты пустынями в Азии, Африке, Австралии. Меньше их в Европе. Пустынные ландшафты характеризуются сочетанием сильных ветров с малым количеством выпадающих атмосферных осадков и резкими колебаниями суточных температур. Все эти факторы очень хорошо способствуют интенсивному физическому выветриванию. Не менее интенсивно ветровая деятельность протекает на выровненных пространствах на побережьях океанов, морей и в широких речных долинах, не покрытых растительностью.

В зависимости от того, каким материалом насыщен ветровой поток, последние подразделяются на черные, бурые, желтые, красные и даже белые пыльные бури.

Наибольшие скорости ветра возникают в грозовых облаках. На краях грозовых облаков струи воздуха, закручиваясь, поднимаются вверх, создавая своеобразный нанос. Они образуют *смерч* (*торнадо*) — вращающуюся воздушную воронку, которая суживается к земной поверхности. Скорость ветра в воронке достигает нескольких сотен

километров в час. Самая большая скорость, зафиксированная в смерче, оказалась равной 1300 км/ч. Многие смерчи разрушают дома, срывают крыши, опрокидывают груженные вагоны и автомобили, с корнем вырывают деревья и др.

Смерч, подобно штопору, ввинчивается в земную поверхность, срывая и втягивая в себя все, что лежит на ней. Сила ветра настолько велика, что смерч разрушает горные породы, втягивает в себя с поверхности весь рыхлый материал.

Геологическая работа ветра состоит из следующих видов:

- разрушение горных пород (дефляция и коррозия);
- перенос или транспортировка разрушенного материала;
- отложение (аккумуляция).

Ветер не только разрушает горные породы, переносит и отлагает обломочный материал, но и создает своеобразной формы рельеф, который называется эоловым.

10.1. Дефляция и коррозия

Дефляцией (от лат. «дефляцио» — выдувание, развеивание) называется разрушение горных пород, раздробление и выдувание рыхлых частиц (главным образом пылеватых и песчаных) вследствие действия ветровых потоков. В скальных трещиноватых породах ветер проникает во все трещины и выдувает из них все рыхлые частицы. Разрушительная сила воздушных потоков особенно увеличивается в тех случаях, когда они насыщены влагой или несут твердые частицы. Разрушение горных пород воздушным потоком, в кото-

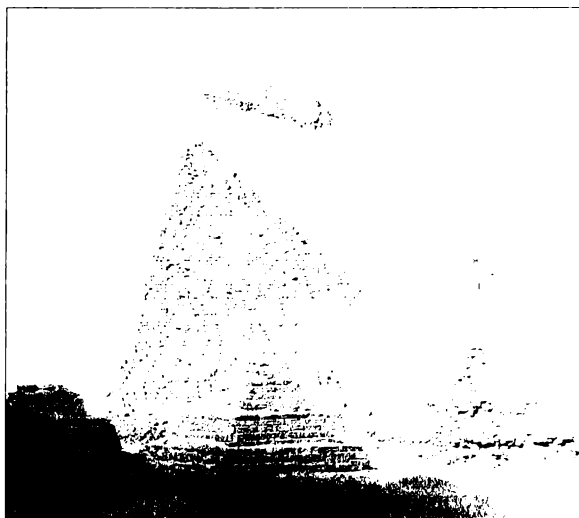


Рис. 10.1. Дефляция и коррозия каменных плит египетских пирамид



Рис. 10.2. Грибообразная форма выветривания:
а — сложенная твердыми песчаниками; *б* — то же, гранитами

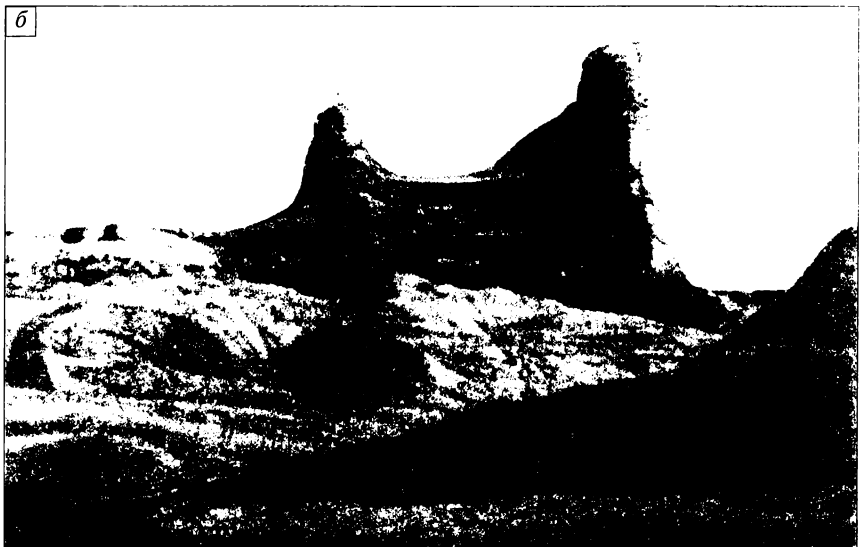


Рис. 10.3. Дефляционно-корразионная форма ячеистого выветривания

a



б



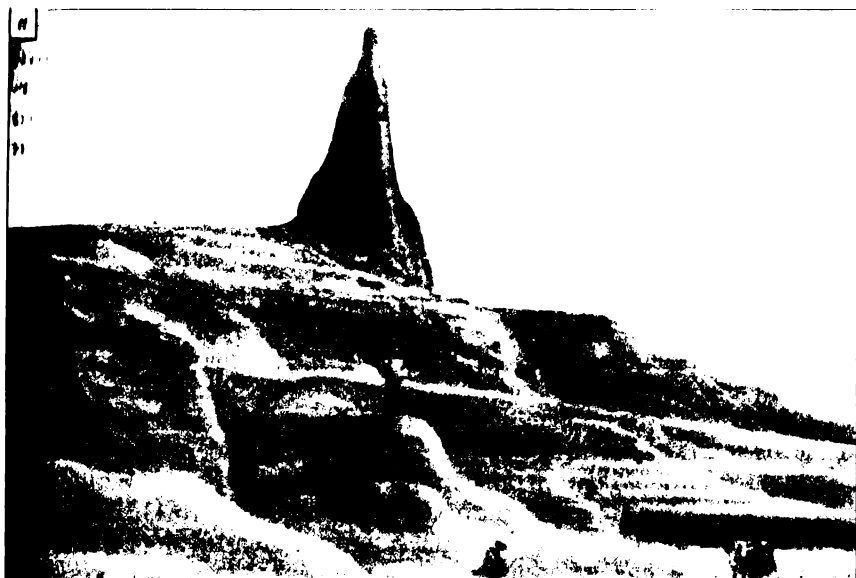


Рис. 10.4. Формы выветривания:

а — эоловые столбы песчаников в долине р. Лена; *б* — замки и крепостные стены в эоловом городе; *в* — игла песчаников среди глин в эоловом городе в Джунгарии

ром содержатся твердые частицы, носит название *корразия* (от лат. «корразио» — обтачивание).

Дефляция наиболее сильно проявляется в узких горных долинах, в щелевидных расселинах, в сильно нагреваемых пустынных котловинах, где часто возникают пыльные вихри. Разрушая и подхватывая с поверхности рыхлый материал, ветры поднимают песчинки и пылинки вверх и разносят на большие расстояния. В результате этого процесса котловина углубляется. Именно дефляцией объясняется происхождение некоторых глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии и Северной Африки, дно которых опущено на многие десятки и сотни метров ниже уровня Мирового океана. В пустынной части Закаспия располагается котловина Карагие, имеющая глубину по сравнению с окружающей местностью 300 м. Дно этой котловины на 132 м ниже уровня Мирового океана. Многие подобного происхождения котловины в Ливийской пустыне в Северной Африке занимают огромные пространства и углубились на 200—300 м. Важен тот факт, что днища эоловых котловин покрыты тонким слоем солей. Это связано с капиллярным подъемом к поверхности дниц соленых подземных вод, а возможно привнесением временными водотоками в периодически пересыхающие мелкие водоемы засоленной воды. Подземные и поверхностные воды во время сильнейших засух испаряются, а соли кристаллизуются.

В этом случае кристаллы разрывают и разрыхляют породу, превращая ее в тонкую солончаковую пыль. В жаркие безветренные дни над солончаковыми котловинами вследствие разницы в нагреве различных элементов поверхности и разной экспозиции склонов часто возникают мощные турбулентные потоки восходящего воздуха. Они выносят легкий рыхлый материал, освобождая пространство для следующей дефляции. В целом такие процессы способствуют углублению дефляционных впадин, которые нередко называют котловинами выдувания.

Корразия производит разрушение обнаженных горных пород песчаными частицами и иногда мелким щебнем, которые переносятся ветрами. Корразия выражается в обтачивании, шлифовании, высверливании поверхности горных пород, при этом мельчайшие трещины расширяются. Этот процесс очень похож на применяемый в практике метод чистки каменных облицовок зданий и набережных пескоструйными аппаратами. Корразионная деятельность особенно хорошо заметна на стенах египетских пирамид (рис. 10.1). Во время сильных ветров песчаные частицы поднимаются на значительную высоту, а затем падают вниз, причем в приземных слоях скорость воздушного потока увеличивается. Во время длительных ветров сильные удары песка о поверхность горных пород полируют ее, а в нижней части скальных выступов подтачивают и как бы подрезают их. Они утоняются по сравнению с вышележащими. Вначале обособляется блок горных пород, который округляется при изменяющемся направлении ветра. Блок обтачивается со всех сторон и принимает грибообразную (рис. 10.2, а, б) и дефляционно-корразионную формы (рис. 10.3). Некоторые блоки во время обработки песчаными струями принимают самые разнообразные формы, похожие на обточенные столбы, обелиски, каменные изваяния. При преобладающем направлении ветра в основании скальных монолитов возникают своеобразные ниши выдувания, котлообразные впадины, небольшие пещеры, которые носят название корразионно-дефляционные ниши.

В 1906 г. во время исследований Центральной Азии акад. В. А. Обручев открыл в Джунгарии на границе с Восточным Казахстаном большой «эоловый город». Он состоит из причудливой формы замков и домов, самых различных сооружений и фигур, которые создали в песчаниках и пестрых глинах процессы пустынного выветривания, дефляции и корразии (рис. 10.4).

Если на пути преобладающего направления ветра, несущего песчинки, встречаются обломки твердых пород, то они с течением времени истираются, шлифуются по одной или нескольким граням. При длительном воздействии возникают *эоловые многогранники* с отполированными поверхностями (рис. 10.5).

В связи с тем что в пустынях выпадает мало осадков (обычно менее 200 мм в год), в их пределах господствует сухой воздух, вызывающий в огромных масштабах испаряемость, которая в десятки раз

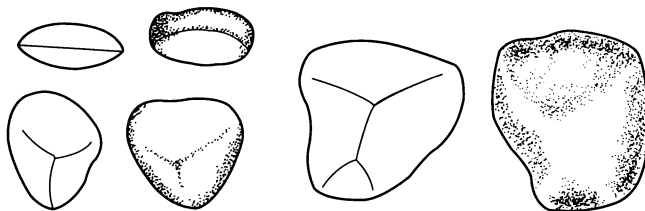


Рис. 10.5. Формы эоловых многогранников

превышает годовую норму атмосферных осадков. В связи с высокой испаряемостью возникает постоянный подъем грунтовых вод к поверхности по порам, капиллярам и тонким трещинам. Эти воды растворяют и выщелачивают встречающиеся на пути их движения горные породы и выносят к поверхности соли железисто-марганцевого состава. Откладываясь на поверхности скальных пород и глыб, они создают тонкую пленку коричневого или черного цвета, именуемую *пустынным загаром*. Эта окраска резко выделяется на фоне перемещаемых под влиянием ветра песков, имеющих светлый цвет. Ветер обладает способностью выделять и обособлять наиболее твердые и крепкие участки пород. Такая ветровая работа носит название *юловой препарировки*. Именно она создает самые причудливые и фантастические фигуры, силуэты которых напоминают ископаемых и современных животных (динозавров, гидр, некоторых млекопитающих), а также человека.

В массивных породах ветер удаляет из трещин продукты разрушения и выветривания, расширяет трещины, создает выемки. От



Рис. 10.6. Каменистая пустыня на Аравийском полуострове

деятельности ветра возникают столбообразные формы с крутыми отвесными стенками, арки, различные архитектурные ансамбли. В пластах пород, которые обладают скрытокристаллической текстурой (эффузивные породы, шаровые лавы, песчаники и т.д.), ветер создает шарообразные формы, которые с течением времени хорошо препарируются и сохраняются. При этом возникают очертания фантастических замков и дворцов.

Сильные приземные ветры удаляют песчаный материал с поверхности, и тогда возникают каменистые пустыни (рис. 10.6).

10.2. Эоловая транспортировка

Пылеватые и мелкие песчаные частицы подхватываются с поверхностей ветрами и переносятся на различные расстояния. Состав переносимых частиц весьма разнообразен. Воздушными потоками разносятся зерна кварца, полевого шпата, гипса, галита, глинистые и известковистые частицы, комочки почвы. Перенос зерен зависит от их размера и скорости ветра. Перенос осуществляется скачкообразно или перекачиванием обломков по поверхности, или во взвешенном состоянии. При скорости ветра до 7 м/с около 90 % песчаных частиц переносится в слое 5—10 см от поверхности Земли. При сильных ветрах до 20 м/с песок поднимается на несколько метров. Сильные ветры и ураганы поднимают песок на десятки метров и перекачивают гальки и плоский щебень диаметром более 5 см. Процесс перемещения крупных песчаных зерен и щебня осуществляется в виде последовательных прыжков или скачков под крутым углом на расстояния до нескольких метров (в зависимости от силы ветра). В пустынях пески переносятся на расстояния в десятки, а иногда и в сотни километров. На территории Южного Казахстана в определенные сезоны года дует горячий ветер с пустынь Афганистана (афганец), который приносит в Среднюю Азию в огромных количествах песчаный материал.

В процессе переноса песчаный материал не только сортируется, но и истирается и шлифуется. Это происходит вследствие взаимного соударения частиц в процессе транспортировки.

Пылеватый материал способен подниматься на высоту от 3 до 5 км, а иногда насыщать всю тропосферу и даже выходить за ее пределы и переноситься во взвешенном состоянии на тысячи километров. Пыль в тропосфере может находиться годами и медленно оседать. Известно, что пепел, выброшенный из вулкана Кракатау во время извержения в 1883 г., продержался в воздухе около трех лет и несколько раз обогнул земной шар. Известно, что пыль из пустынь Африки сильными ветрами переносится на запад на расстояние 2000—2500 км и участвует в строении осадков Атлантического океана. Известны случаи, когда эоловая пыль из пустыни Сахары переносилась через Средиземное море и была обнаружена в некоторых странах Западной Европы. Пыль, поднятая ветром в пустынях Даш-

ти-Марго и Дашти-Арбу в Афганистане, достигает пустыни Каракум. Пыль из районов Западного Китая оседает в Северном Афганистане и в республиках Средней Азии. Замечено, что частицы чернозема, подхваченные ветром на Украине, обнаруживаются затем в странах Балтии, в Балтийском море и даже в Германии.

Объем переносимой ветром пыли и песка огромен. Согласно подсчетам А. П. Лисицына, ежегодно общее количество переносимого эолового материала с суши в океаны превышает 1,6 млрд т.

10.3. Эоловая аккумуляция

Аккумуляция эолового материала осуществляется не только за пределами пустынь. На значительных пространствах самих пустынь кроме процессов дефляции, корразии и транспортировки происходит аккумуляция эолового материала. При этом формируются эоловые отложения. Среди них выделяют глинистые, пылеватые и песчаные разновидности. Осадки с большими размерностями эоловых частиц возникают вблизи от областей дефляции и корразии, т.е. у подножий возвышенностей в долинах и дельтах рек и на берегу пустынных побережий. Здесь ветры перевевают, переносят и отлагают песчаные осадки среди отложений речных и морских пляжей.

Среди эоловых отложений выделяют два главных генетических типа: эоловые пески и эоловые лёссы.

Эоловые пески. Они отличаются достаточно хорошей отсортированностью, хорошей окатанностью зерен и преобладанием матовой поверхности граней. Это преимущественно мелко- и тонкозернистые пески с размером зерен 0,25 — 0,1 мм. Самым распространенным минералом является кварц, который оказался весьма устойчивым при воздействии эоловых процессов. От соударения песчинок кварцевого состава поверхность кварцевых зерен становится матовой. Менее стойкие минералы полевые шпаты и слюды не выдерживают длительной транспортировки эоловым путем, истираются и исчезают.

Цвет эоловых отложений различен. Преобладают желтая, серая, белая, реже красноватая окраски, и весьма многочисленны сочетания перечисленных цветов. Эоловые отложения характеризуются наклонной, косой и перекрещивающейся слоистостью, по которым можно определить преобладающее направление их транспортировки.

Эоловый лёсс (от нем. «лёсс» — желтозем) — это своеобразный генетический тип континентальных отложений. Он представляет собой мягкую, пористую породу желтовато-бурого, желтовато-серого цветов, которая на 90 % состоит из пылеватых зерен кварца, глинозема и некоторых устойчивых к выветриванию минералов. Характерной особенностью лёссов является:

- сложение их пылеватыми частицами при подчиненном значении глинистой и тонкопесчаной фракций и полным отсутствием более крупных частиц;

- отсутствие слоистости и однородности по всей толще;
- наличие тонко рассеянного карбоната кальция и известковых стяжений;
- разнообразие минерального состава пылеватых частиц (кварц, полевой шпат, роговая обманка, слюда);

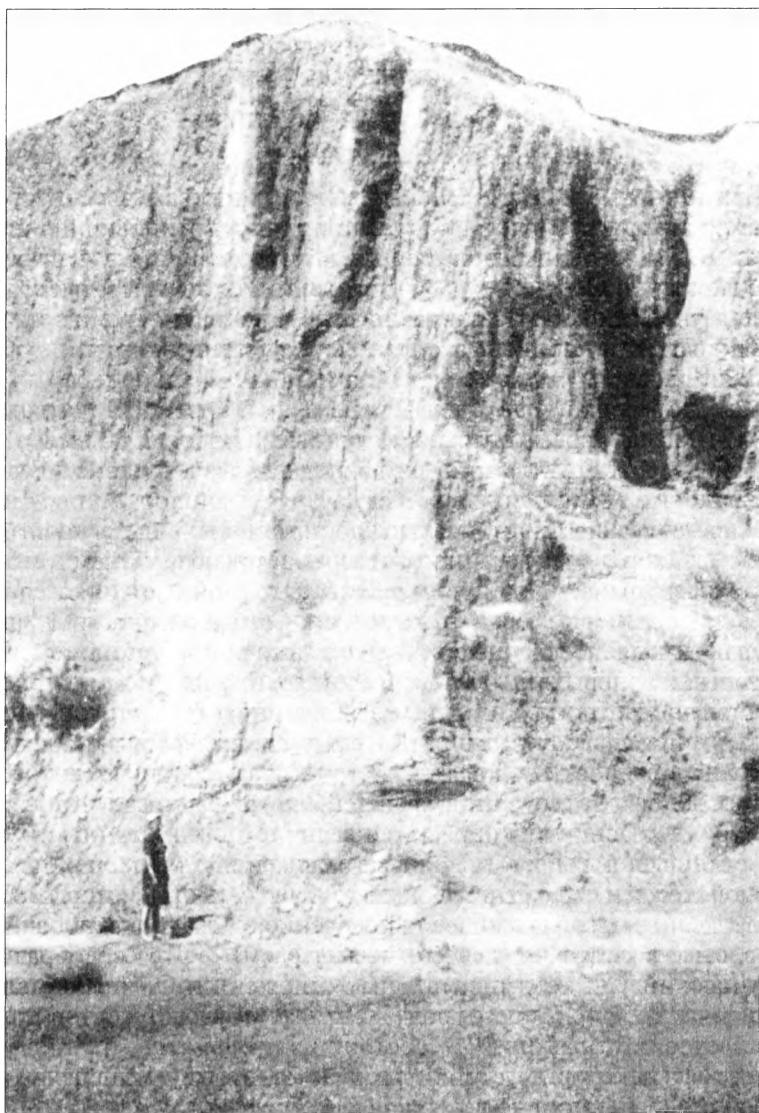


Рис. 10.7. Столбчатая вертикальная отделимость в обрыве лёсса в Средней Азии

- пронизанность лёссов многочисленными короткими вертикальными трубчатыми микропорами;
- повышенная пористость породы, которая в ряде случаев достигает 70 %;
- высокая просадочность под нагрузкой и при увлажнении;
- столбчатая вертикальная отдельность в естественных обнажениях (рис. 10.7).

Мощность эолового лёсса составляет от нескольких метров до 1000 м и более. Самая большая мощность лёссовых пород зафиксирована в Китае. Здесь лёсс сформировался за счет выноса пылевого материала из пустынь Центральной Азии. Одна из самых крупных рек мира Хуанхэ (Желтая) получила свое название от того, что протекает через мощное лёссовое плато и в большом объеме переносит во взвешенном состоянии размывы частицы желтого лёсса.

Эоловые формы рельефа. Формирование рельефа пустынь и полупустынных регионов напрямую связаны с режимом господствующих ветров, скорость и направление которых, в свою очередь, зависят от динамики атмосферы и ее циркуляции. Немаловажную роль в формировании эолового рельефа играют мощные песчаные осадки и степень оголенности территории. Наиболее распространенными формами эолового рельефа являются барханы, гряды и эоловая рябь.

Барханами называют асимметричные серповидные в плане песчаные формы, расположенные перпендикулярно господствующему направлению ветра (рис. 10.8, *а, б*). Наветренный склон их длинный и пологий. Он покрыт множеством поперечных к направлению ветра знаков, напоминающих мелкую рябь на водной поверхности. Подветренный склон у барханов короткий и крутой. Вершинная часть бархана характеризуется развитием острого гребня, имеющего форму дуги. Высота барханов различна и колеблется от 2 до 30 м. Одиночные барханы встречаются редко. Чаще всего барханы, соприкасаясь друг с другом, образуют крупные барханные цепи, внешне напоминающие морские волны. Их высота достигает 70 м.

Продольные песчаные гряды распространены во всех пустынях мира, где господствующими являются ветры одного направления, не встречающие на пути никаких препятствий. Горизонтальное перемещение сочетается с действиями восходящих и нисходящих потоков воздуха, которые приподнимают и переносят песчаные частицы. Их возникновение вызвано неравномерным нагреванием поверхности песков. В результате совместного действия ветров, длительное время дующих в одном направлении, и их сочетания с воздушными потоками образуются симметричные гряды, разделенные межгрядовыми понижениями.

Эоловая рябь — наиболее распространенная форма в эоловом рельефе. Она представляет собой мелкие валики, образующие серпо-

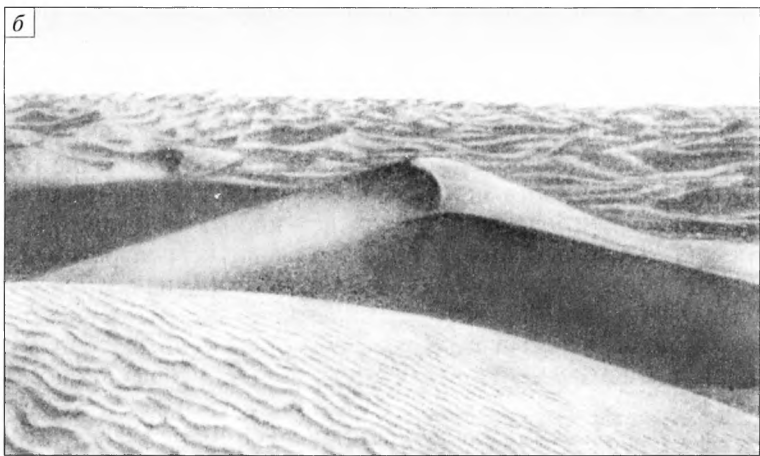
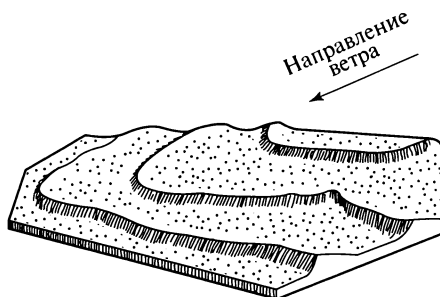


Рис. 10.8. Барханы Аравийской пустыни:
а — эоловая рябь; б — барханы

видно изогнутые цепочки, напоминающие рябь на поверхности воды от ветра. Эоловая рябь покрывает наветренные стороны барханов и выровненные участки песчаных отложений (рис. 10.9).

На выровненных побережьях океанов, морей и крупных озер, где происходит принос песка на пляжи волнами, а также на пойменных и древних террасах рек возникают своеобразные формы песчаного рельефа, которые именуются *дюнами*. Дующие в сторону берега вет-

Рис. 10.9. Схема возникновения эоловой ряби



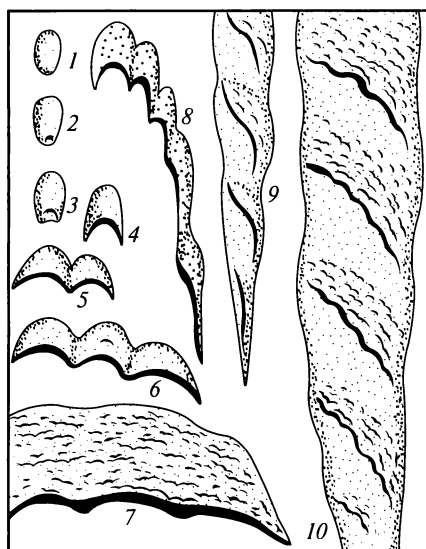
ры подхватывают сухой песок и переносят его в глубь побережья. Отдельные неровности рельефа или кустарниковая растительность удерживают песок и вокруг них образуются отдельные холмики. Постепенно разрастаясь, они объединяются, образуя дюны — асимметричные песчаные валы или гряды, поперечные господствующему ветру.

Возникшие в результате дуящего ветра дюны постепенно перемещаются в глубь материка, а на их месте появляются новые. В результате этих процессов возникают цепи параллельных дюн. Но кроме параллельных существуют и дугообразные и параболические дюны (рис. 10.10). Они образуются в результате постепенного продвижения вперед наиболее активно перевеваемой части и замедления боковых частей, движению которых препятствуют преграды.

Дюны широко развиты на плоских побережьях Балтийского моря (Финский залив) и на атлантическом побережье Франции. Последние настолько высоки и мощны, что представляют собой

Рис. 10.10. Принципиальная схема развития основных форм оголенных песков (по Б. А. Федоровичу):

1 — барханная лепешка (шитовидная дюна); 2 — эмбриональный бархан; 3 — молодой бархан; 4 — полулунный бархан; 5 — парный бархан; 6 — барханная цепь; 7 — комплексная крупная барханная цепь; 8 — групповой бархан, переходящий в барханную грядку, продольную ветру; 9 — барханная продольная гряда с диагональными ребрами; 10 — крупная продольная гряда с комплексными диагональными ребрами



огромные естественные дамбы. Широко развиты дюны в пределах позднечетвертичных задровых равнин, на которые намыты волно-ледниковые тонкие пески. Дюны известны в Белоруссии (Полесье), Мещере и на плоских участках Западно-Сибирской низменности.

10.4. Экологическая роль эоловой деятельности

Эоловая деятельность обычно наносит вред хозяйству и причиняет ущерб здоровью человека. В результате эоловой деятельности уничтожаются плодородные земли, выносятся и засыпаются почва, разрушаются и засыпаются хозяйственные и жилые постройки, транспортные коммуникации, массивы зеленых насаждений и т. д. (рис. 10.11).

Как свидетельствуют археологические и геологические данные, значительная часть современной Сахары — Ливийская пустыня — немногим более 5 тыс. лет назад была плодородным краем. Здесь располагались озера, текли полноводные реки. Однако нарушение экологического равновесия привело к тому, что наступающие с юга пески превратили ее в пустыню. Ряд районов Средней Азии, Закаспия и Калмыкии в настоящее время подвергается нашествию песков. Пески засыпают сады и огороды, дома, водоемы. Понижается уровень грунтовых вод, и люди вынуждены уходить с обжитых мест. Интенсивно развивающаяся дефляция на Украине уничтожает огромные площади посевов. В поселениях, расположенных на окраинах современных пустынь, вследствие корразии быстро мутнеют стекла, стены домов покрываются царапинами и трещинами, на каменных фундаментах и памятниках появляются бороздки.



Рис. 10.11. Надвигание сыпучих барханов на оазис

Разработаны специальные меры по защите от эоловой деятельности. Пассивные методы борьбы направлены на закрепление эоловых отложений. На движущихся барханах, дюнах и на всем пространстве перемещающихся песков высаживают деревья и кустарники. Корни их скрепляют рыхлые образования, а сам растительный покров защищает коренные породы от прямого действия ветра.

К числу активных мер защиты от эоловой деятельности относятся те, благодаря которым ослабляется ветровое воздействие. На пути преобладающего направления ветра строятся преграды, которые ослабляют силу ветра и изменяют его направление. Для борьбы с пестрами-суховеями создаются специальные посадки — лесозащитные полосы. Они в значительной степени уменьшают силу ветра, ограждают поля и сады от песчаных потоков и снижают разрушающую (дефляционную) способность ветровых потоков.

Геологическая деятельность ветра складывается из корразии, дефляции, переноса рыхлого материала и аккумуляции. Особенно ярко эоловая деятельность проявляется в пустынных областях и оголенных, лишенных растительного покрова, широких и плоских речных долинах и на побережьях крупных озер, морей и океанов. Если на пути переносимого песка встречаются скальные горные породы, то под действием находившихся в воздухе песчинок происходит корразия. Ветер не только разрушает, переносит и отлагает тонкий песчаный материал, но и создает эоловый песчаный рельеф — барханы, продольные гряды, дюны и эоловую рябь. С деятельностью ветра связано образование лёсса. В основном эоловая деятельность наносит ущерб хозяйственной деятельности человека.

Контрольные вопросы

1. В каких условиях возникает эоловая деятельность?
2. Где наиболее интенсивно проявляется действие ветра?
3. Что такое площадная и линейная дефляция?
4. Что такое корразия и как она проявляется?
5. Какие эоловые формы рельефа существуют?
6. Чем отличается формирование дюн от барханов?
7. Что такое лёсс?
8. Каковы основные признаки и распространенность лёсса?
9. Какова экологическая роль эоловых процессов?

Литература

- Додонов А. Е.* Антропоген Южного Таджикистана. М., 1986.
Лёссовые породы СССР. Т. 1 и 2. М., 1986.
Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1979.
Обручев В. А. Пески и лёсс. Избранные работы по географии Азии. М., 1981.
Орлова А. В. Пустыни как функция планетарного развития. М., 1978.
Федорович Б. А. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М., 1983.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Воды, попадающие на земную поверхность и текущие по ней называются *поверхностными текучими водами*. Это струи, возникающие при выпадении дождя и таяния снега, ручьи, речки и реки вплоть до величайших рек мира. Движение поверхностных вод производит огромную геологическую работу. Чем больше масса воды, тем больший объем рыхлого материала она может перенести, тем большую геологическую работу она производит. Поверхностные воды являются сильнейшим геологическим фактором, существенно преобразующим лик Земли. Геологическая работа складывается из смыва, размыва, переноса продуктов разрушения горных пород и отложения (аккумуляции) этих продуктов. Возникающие при этом отложения носят название *флювиальных* (от лат. «флювиос» — река, поток). По характеру и результатам деятельности поверхностных вод можно выделить три их вида: плоскостной безрусловый склоновый сток; сток временных потоков; сток постоянных водотоков.

11.1. Плоскостной склоновый сток

Во время выпадения дождей и таяния снега вода стекает по наклонным поверхностям и по склонам возвышенностей, холмов и гор или в виде сплошной пелены или густой сети отдельных струек. Живая сила таких струек весьма невелика, и вода захватывает только мелкоземистый материал, подготовленный выветриванием, и перемещает его вниз по склону. Происходит склоновый плоскостной смыв. Часть смываемого рыхлого материала отлагается в нижней части склона или у его подножия, т. е. там, где снижается сила водных струек. Подобный процесс называют делювиальным (от лат. «делю» — смываю), а возникшие в результате действия этого процесса отложения — делювием (рис. 11.1).

Делювиальные отложения располагаются в виде шлейфов, которые имеют наибольшую мощность у подножия склона. Наиболее характерны протяженные делювиальные шлейфы в пределах равнинных рек степных районов умеренного пояса, также субтропического и тропического поясов в зоне сухих саванн. По мере выполаживания склона скорость водных струек и их сила уменьшаются. Поэтому в нижней части склона смывается и переоткладывается все более тонкий материал. В равнинных областях в составе делювия принимают участие главным образом суглинки и супеси. Наибольшая мощность делювия достигает около 20 м. Большие мощности делювия наблюдаются у основания склона, а вверх по склону мощ-

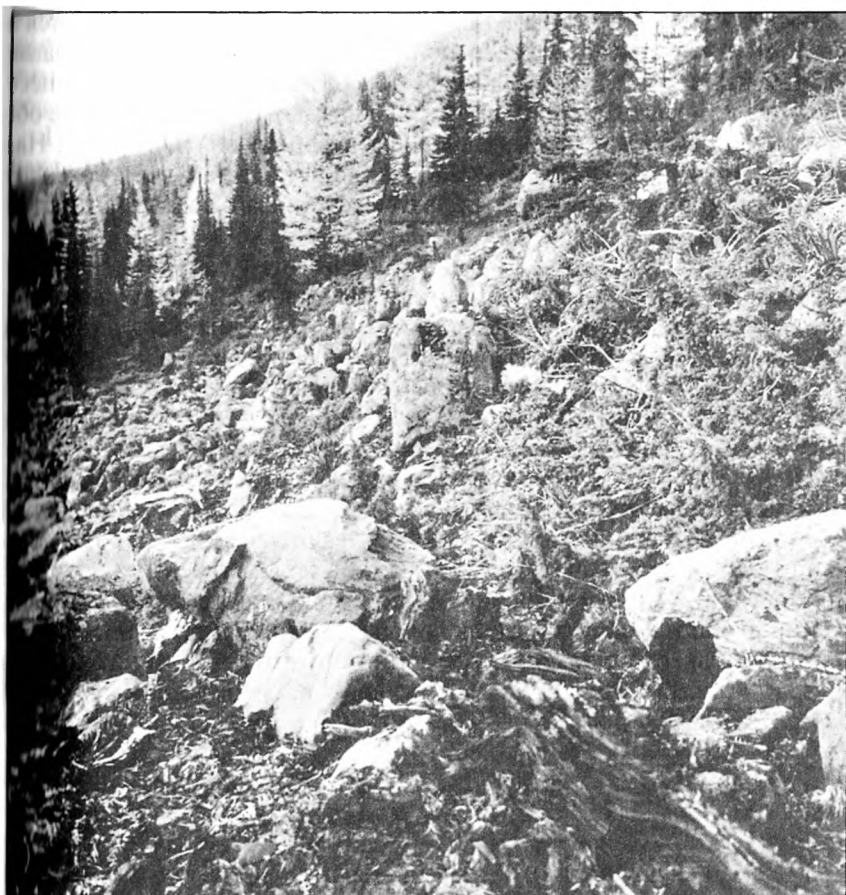


Рис. 11.1. Делювиальные свалы на склоне горы

ность делювиальных осадков уменьшается. В горных областях типичных делювиальных осадков практически нет. Вместо них в связи с развитием гравитационных процессов на склонах формируются обвальные или осыпные гравитационные отложения.

11.2. Деятельность временных русловых потоков

Среди временных русловых потоков в зависимости от рельефа местности выделяются два типа: на равнинах возникают временные потоки оврагов, а в горах — временные горные потоки.

Образование и развитие оврагов. Равномерный плоскостной смыв происходит только на участках относительно ровных склонов. На склоне наблюдаются различные неровности, понижения, ложбинки, как естественные, так и созданные руками человека. Встречая

такие углубления и понижения, отдельные струи воды сливаются в более мощные струи, которые начинают размывать склон, создавая на нем различные рытвины. Так, на склонах начинается процесс размыва или *эрозии* (от лат. «эродо» — размываю). По сути дела образование рытвин — это зародышевая стадия развития оврага. Начало оврагообразования связано в большинстве случаев со склонами долин рек, в которые впадают несущиеся с возвышенностей потоки воды.

В возникших рытвинах по мере накопления большого количества воды начинается боковой и донный размыв. Усиливающаяся эрозионная деятельность приводит к росту рытвины вверх и вниз по склону. На дне оврага возникают многочисленные и разного размера неровности. По мере углубления профиль оврага постепенно выполаживается, его устье достигает того места, где поток впадает в реку. Уровень реки или какого-то другого водоема, куда впадает временный поток, называется *базисом эрозии*. По мере углубления оврага он растет в сторону вершины. Здесь образуется перепад. В результате возникающие водотоки обрушиваются в вершине оврага водопадом или возникают стремнины с быстрым течением. Это дополнительно усиливает эрозию и происходит постепенное продвижение вершины оврага в глубь водораздельного плато. Такой процесс роста вверх по течению временного потока оврага называется *регрессивной* (от лат. «регрессус» — движение назад), или *попятной эрозией*. По мере роста оврага в сторону водораздельного плато на его склонах появляются промоины и рытвины, которые со временем превращаются в овраги. Постепенно возникает ветвящаяся овражная система, расчленяющая местами не только склоны, но и обширные водораздельные пространства (рис. 11.2).

Вода, движущаяся в овраге, захватывает осыпные и другие гравитационные, элювиальные и делювиальные образования, переносит их, частично откладывая по пути своего движения. Так образуются маломощные овражные отложения. Особенно сильно аккумуля-

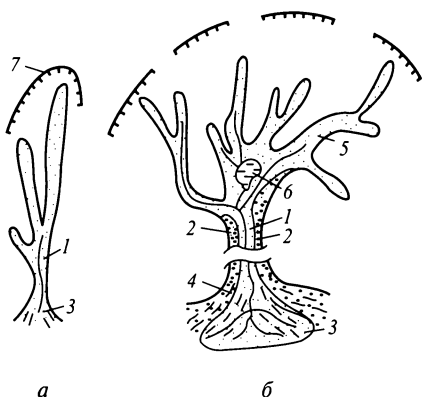


Рис. 11.2. Развитие овражной сети и типы оврагов:

а — простой молодой овраг; *б* — сложный разветвленный овраг; 1, 2 — линейная часть оврага, выработанная по направлению наибольшего уклона склона молодого (1) и древнего (2) оврагов; 3 — конус выноса молодой генерации оврага; 4 — то же, древней генерации; 5 — разветвленное верховье оврага; 6 — заболоченность в районе слияния отдельных отвержков в верхней части оврага; 7 — области дренирования поверхностных и местами подземных вод

литивная деятельность временных водостоков проявляется в низовьях оврага и особенно при его выходе в долину реки или другие водотоки. В этих местах образуется *конус выноса*, сложенный неотсортированным обломочным материалом местных пород (рис. 11.3, а, б).

Наиболее разветвленная сеть глубоких оврагов образуется в районах развития легко размываемых горных пород, таких как лёссовид-

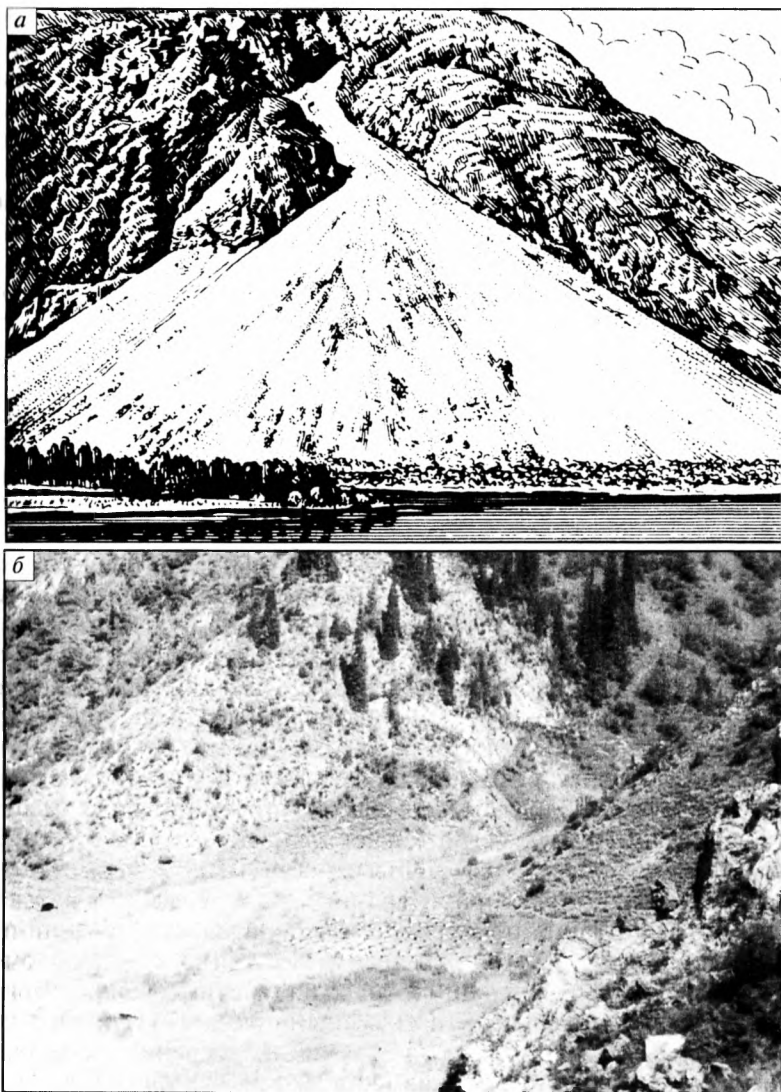


Рис. 11.3. Канал стока и конус выноса горного склона (а); конус выноса временного потока (б)

ные суглинки, тонкозернистые пески, алевролиты, глины. Прекрасным примером развития оврагов служит Среднерусская равнина, представляющая собой эрозионно-денудационную плоскую равнину, расчлененную густой сетью оврагов. Множество оврагов располагается на Приволжской и Волыно-Подольской возвышенностях.

В ряде мест в пределах лесостепных районов существуют овражные системы с расширенным дном и мягкими пологими склонами, обычно перекрытыми плащом делювия. Довольно часто овраги покрыты растительностью и тогда они называются *балками*.

Впечатляет скорость роста оврагов. В бассейне нижнего течения Дона овраги растут со скоростью 1—1,5 м/год, на равнинах Северного Кавказа 2—3 м/год. Оврагообразованию способствуют не только сугубо природные факторы, но и хозяйственная деятельность человека. В частности, это вырубка лесов, уничтожение растительности на склонах речных долин, распахивание, заложение грунтовых дорог и канав в направлении вниз по склону.

Густая сеть овражно-балочных систем, расчленяющих склоны возвышенностей Восточно-Европейской равнины, наносит огромный ущерб сельскому хозяйству, а иногда угрожает населенным пунктам.

Работа временных горных потоков. На склонах гор периодически после ливневых дождей и обильного снеготаяния возникают горные потоки. Их верховья располагаются в верхней части горных склонов и представлены системой сходящихся рытвин и промоин, которые вместе образуют водосборный бассейн. В рельефе он представляет собой крупную воронку, расположенную наподобие амфитеатра. Ниже по склону вода движется по единому руслу. Этот участок горного потока называют *каналом стока*. Во время сильных дождей и интенсивного снеготаяния временные горные потоки движутся с большими скоростями и захватывают огромные массы обломочного материала, подготовленного другими геологическими процессами.

При выходе на предгорную равнину скорость движения потока уменьшается, горные потоки начинают ветвиться на множество рукавов в виде веера, в пределах которых начинает откладываться весь выносимый ими материал. Возникает *конус выноса* временного горного потока (см. рис. 11.3, а, б). Поверхность его наклонена от горного склона в сторону предгорной равнины. В конусе выноса наблюдается дифференциация принесенного материала. В привершинной части конуса выноса находится преимущественно крупнообломочный материал — слабоокатанные обломки галечниковой размерности, гравий, щебень, которые погружены в песчаный или суглинистый материал. По мере удаления от вершины щебенисто-гравийно-галечниковые отложения сменяются песками, супесями и даже суглинками.

Отложения конусов выноса временных горных потоков называются *пролювием* (от лат. «пролюо» — промываю). В результате периодич-

ности процессов образования временных потоков и конусов выноса последние постепенно смещаются от склона к базису эрозии. Конусы выноса горных потоков, сливаясь друг с другом, образуют широкие пролювиальные шлейфы — *наклонные равнины*.

В ряде горных стран в долинах временных водотоков периодически возникают мощные грязекаменные потоки, которые несутся с большой скоростью. Они обладают огромной разрушительной силой. В водах временных потоков содержится до 80 % обломочного материала разного размера. Временные потоки, имеющие большую массу и высокую скорость, способны перемещать массивные глыбы. Грязекаменные потоки возникают при быстром и обильном снеготаянии или после сильных ливневых продолжительных дождей. Они разрушают жилые здания, хозяйственные и производственные постройки, транспортные магистрали, вызывают гибель скота и приводят к человеческим жертвам.

11.3. Деятельность рек

Реки производят в огромных масштабах денудационную, транспортирующую и аккумулятивную работу. Они существенным образом преобразуют рельеф земной поверхности. Реки имеют большое экономическое значение, являясь главными источниками для питьевого и промышленного водоснабжения, мелиорации земель, получения электроэнергии и развития рыбного хозяйства.

Режим геологической работы рек и масштабы переносимых объемов воды связаны с различным режимом питания рек. Это определяется климатическими особенностями бассейнов. Питание рек осуществляется поверхностными и подземными водами. Интенсивность работы рек определяется их кинетической энергией, которая зависит от массы воды и скорости течения. Последняя, так же как и в случае временных потоков, зависит от уклона. Под уклоном понимается величина перепада высот, деленная на расстояние по горизонтали, на котором наблюдается перепад.

Для каждой реки в течение года характерно чередование периодов низкого и высокого уровня воды. Состояние высокого уровня в зависимости от сезона называется *наводком* или *половодьем*, а низкого — *меженью*. Ввиду того что реки Европейской части России имеют преимущественно снеговое питание (до 70 % от годового стока), половодье наблюдается чаще всего в апреле, а постепенный спад растягивается на 40 — 50 дней. В конце лета уровень воды достигает самого низкого уровня, и наступает межень. В противоположность этому на реках Дальнего Востока, имеющих всего 20 % снегового питания (главная роль принадлежит дождевому питанию), половодье наступает в период сильных весенних дождей.

Реки, берущие начало в высоких горах (Кавказ, Средняя Азия), имеют ледниковое питание. Половодье на них наступает в июле —

августе. Ряд рек имеет смешанный ледниково-дождевой источник питания.

Количество воды в реках во время половодий увеличивается в 5–20 раз, а в годы обильных дождей или снега — в 80—100 раз. Тогда наступают катастрофические наводнения.

Речная эрозия. Реки, обладая высокой энергией, расширяют свою долину. Различают эрозию *донную*, или глубинную, направленную на врезание потока в глубину, и *боковую*, ведущую к подмыву берегов, а следовательно, к расширению долины. Соотношения донной и боковой эрозии изменяются на различных стадиях развития долины реки. На начальных стадиях преобладает донная эрозия, которая стремится выработать профиль равновесия применительно к *базису эрозии* — уровню конечного бассейна, куда впадает река. Базис эрозии определяет развитие всей речной системы. Первоначальный профиль, на котором закладывается река, обычно характеризуется различными неровностями, созданными до образования долины. Возникновение таких неровностей обусловлено различными факторами — выходами в русле неодинаковых по плотности пород, каких-то структурных форм водоемов, возникших на месте впадин в долине реки. При регрессивной эрозии река, углубляя свое русло, стремится преодолеть различные неровности, постепенно сглаживая их. С течением времени река вырабатывает более или менее плавную кривую, которая носит название *профиля равновесия реки* (рис. 11.4).

При выработке профиля равновесия как горных, так и равнинных рек большую роль играет не только главный базис эрозии, но и множество местных. К последним относятся уступы или пороги. На месте уступа возникают водопады (рис. 11.5). Воды реки энергично

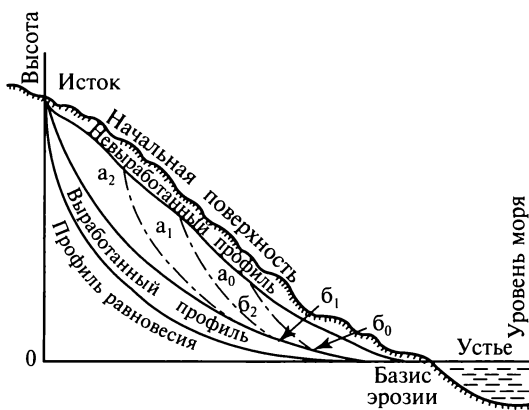


Рис. 11.4. Выработка продольного профиля равновесия реки на различных стадиях регрессивной эрозии:

а — истоки реки; б — базис эрозии



Рис. 11.5. Крупнейшие водопады :

a — Виктория (Африка); *б* — Маврикий; *в* — Есимит (США); *г* — Ниагара (Канадская часть)

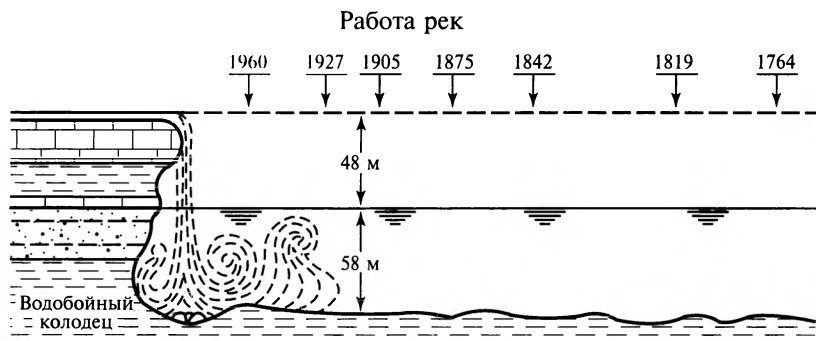


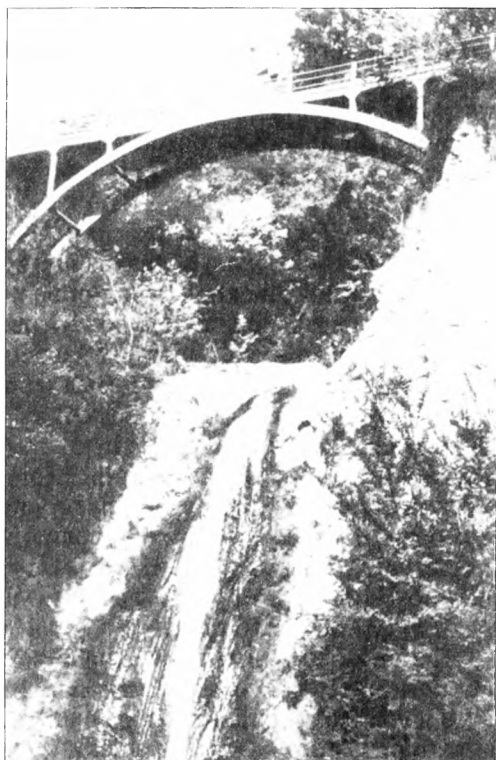
Рис. 11.6. Канадская часть Ниагарского водопада и его отступление

размывают дно уступа, одновременно подмывая его. В результате этого процесса уступ, постепенно разрушаясь, отступает. Особенно впечатляет скорость отступления уступа Ниагарского водопада (рис. 11.6), который ежегодно перемещается на 1 — 1,2 м. Такой уступ является местным (локальным) базисом эрозии. Часть реки, располагающаяся вверх от такого уступа, развивается регрессивно по отношению к нему, а ниже расположенный отрезок долины развивается применительно к главному базису эрозии (рис. 11.7). Только после того как уступ полностью размоется, развитие всей долины реки будет контролироваться главным базисом эрозии. Кроме уступа местными базисами эрозии могут быть озера, располагающиеся во впадинах в пределах долин рек. До тех пор, пока озеро не исчезает, оно контролирует развитие части долины, расположенной вверх по течению от озера.



Рис. 11.7. Начало формирования профиля равновесия

Рис. 11.8. Каньон реки в горной части Кавказа



По мере выработки продольного профиля эрозии закономерно меняется форма поперечного профиля самой речной долины. На ранних стадиях развития при значительном преобладании глубинной эрозии реки вырабатывается крутостенная (обрывистая) узкая долина, дно которой почти полностью занято рекой (рис. 11.8). В этом случае поперечный профиль представляет собой *каньон* с почти вертикальными, иногда ступенчатыми боковыми склонами. При дальнейшей выработке долина превращается в V-образную форму. Такие формы особенно хорошо выражены в молодых горноскладчатых системах Альп, на Кавказе, в Гималаях, где глубина долин рек достигает 1—2 км. Такие горные ущелья с крутыми, почти отвесными стенками называют ущельями-каньонами. По мере выработки профиля долина принимает U-образную форму, т. е. склоны долины постепенно выполаживаются.

Боковая эрозия. В результате выработки профиля равновесия помимо развития донной эрозии проявляется и боковая. По мере того как ослабевает донная эрозия, усиливается боковая, направленная на подмыв берегов и расширение долины. Особенно сильно боковая эрозия проявляется во время половодий и паводков, когда скорость течения реки и турбулентность движения потока существенно

увеличиваются. Вода подступает к обрывистому склону и от сильного вихревого движения в придонном слое подмывает берега. Начинается усиленный подмыв одного берега и накопление наносов на противоположном. Это приводит к образованию *изгиба* реки. Первичные изгибы, постепенно развиваясь, превращаются в *излучины*, которые играют большую роль в формировании речных долин.

Перенос. Реки захватывают и переносят в огромных количествах обломочный материал, образовавшийся в результате выветривания, гравитационных и склоновых процессов. Речные воды в зависимости от скорости потока переносят обломочный материал разного размера — от тонких иловатых частиц и тонкозернистого песка до крупных обломков. Переносимый рекой материал еще больше усиливает глубинную и боковую эрозию. Обломки не только сами разрушаются, но и дробят, шлифуют горные породы, слагающие дно русла и боковые стенки долины. При этом они сами дробятся, измельчаются и истираются. Перенос обломочного материала в зависимости от скорости потока и величины обломка может осуществляться различными способами: 1) волочением по дну; 2) во взвешенном состоянии. Влекомые по дну и взвешенные обломки называют *твердым стоком рек*.

Кроме обломочного материала реки переносят в растворенном состоянии минеральные соединения. Часть этих соединений речные воды растворяют по мере своего перемещения по земной поверхности, часть попадает в реки с подземными водами. В речных водах гумидных областей преобладают карбонаты кальция и магния, на долю которых приходится около 60 % ионного стока. В небольших количествах встречаются растворимые соединения железа и марганца, которые чаще переносятся не в виде истинных, а в форме коллоидных растворов. В речных водах аридных областей кроме карбонатов заметную роль играют хлориды и сульфаты. В равнинных реках преобладают растворимые вещества, далее следуют взвеси и почти отсутствуют влекомые по дну обломки. Горные реки в основном переносят обломочный материал во взвешенном состоянии, но перемещают гальку и крупные валуны по дну.

Аккумуляция. Процесс осаждения вещества не завершает перенос и эрозию, а происходит почти одновременно с ними. На первых стадиях развития реки преобладают процессы эрозии, но местами отлагаются и речные осадки, которые, однако, являются не устойчивыми и подвергаются новому размыву и переносу при увеличении полноводности потока и его скорости. По мере выработки профиля равновесия и расширения долины образуются постоянные речные отложения, называемые *аллювиальными* или *аллювием* (от лат. «аллювио» — нанос, намыв). В формировании аллювия и речных долин большую роль играют изгибы и излучины реки, в пределах которых меняются турбулентность потока, его скорость,

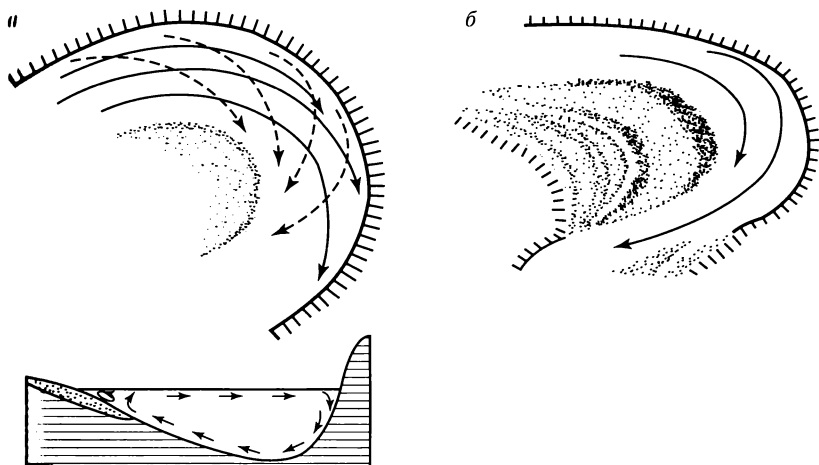


Рис. 11.9. Схема различных стадий формирования прирусловых отмелей:
 а — начальная стадия (в плане и разрезе); б — расширенная часть прирусловой отмели различного времени накопления в соответствии с прогрессирующим развитием меандры

и также характер дна. Двигаясь по дуге изгиба, вода испытывает воздействие центробежных сил, и стрежень потока прижимается к выпуклому берегу, где она опускается вниз, вызывая усиленный размыв дна, борта русла, и захватывает обломочный материал. Направляясь от подмываемого крутого берега к противоположному выпуклому, придонные потоки воды, снижая скорость, вынуждены сбрасывать влекомые ими обломки. Здесь начинается интенсивная аккумуляция осадка и образуется так называемая *прирусовая отмель*. Эта часть русла обнажается при понижении уровня воды во время межени. Этот процесс знаменует начало формирования *млювия* (рис. 11.9, а).

С течением времени подмываемый берег становится обрывистым и постоянно под натиском русловых потоков отступает, увеличивая крутизну изгиба. В это время на противоположном берегу прирусовая отмель постепенно наращивается (рис. 11.9, б). Примером необычайно крупной излучины является Самарская Лука на р. Волга, которая огибает приподнятый массив Жигулей. Длительное развитие излучин, наращивание прирусловых отмелей у выступающих берегов и отступление вогнутых берегов через определенное время приводят к возникновению серии излучин, которые носят название *меандр* (по названию р. Меандр в Малой Азии) (рис. 11.10).

По мере последовательного развития речной долины площади млювиальных накоплений расширяются. Намытый низкий берег начинает выступать над уровнем воды и заливается только в поло-

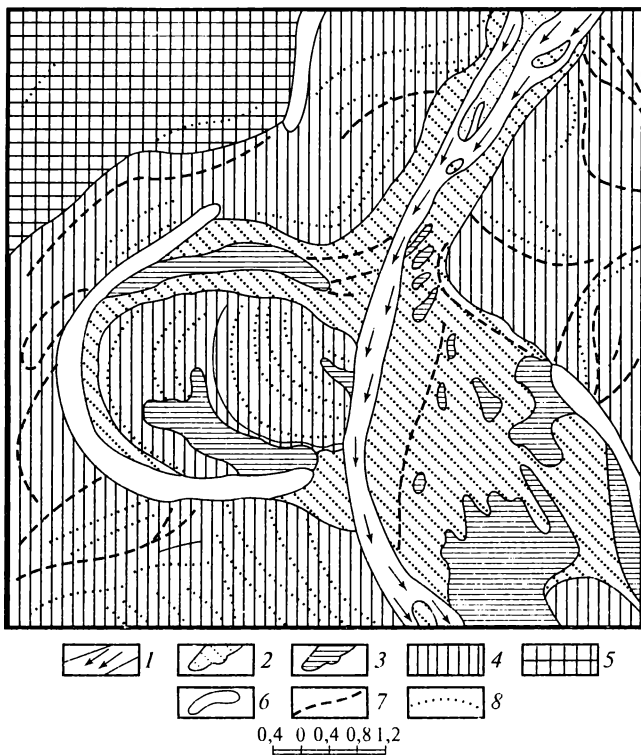


Рис. 11.10. Меандры поймы р. Индр (по А. А. Чистякову):

1 — меженное русло; 2 — песчаные косы, острова и прирусловые части низкой поймы, не закрепленные растительностью; 3 — заиленные участки кос, островов и вторичные мелкие водоемы на прирусловых участках поймы; 4 — низкая пойма; 5 — высокая пойма; 6 — старицы; 7 — отмершие протоки; 8 — прирусловые вали

воде. Такой низкий участок долины, сложенный аллювием, представляет *пойму* реки. Кремль г. Ростова Великого располагается в пойменной части (рис. 11.11).

С течением времени профиль долины приобретает плоскодонную или яшикообразную форму. Меандры, развиваясь, приобретают значительную крутизну, образуют серию сближенных между собой петель, разделяемых узкими перешейками (см. рис. 11.10). Местами происходит прорыв перешейка и на таких участках река спрямляет свое русло. В покинутой рекой излучине остается замкнутое озеро, которое медленно зарастает. Отделенные от русла реки излучины с озерами называются *старичьями*. С течением времени такие старицы заполняются осадками и заболачиваются.

Процессы образования стариц, меандрирования и спрямления русел весьма характерны для медленно текущих равнинных рек. Наблюдения показали, что излучины развиваются не только в сторону

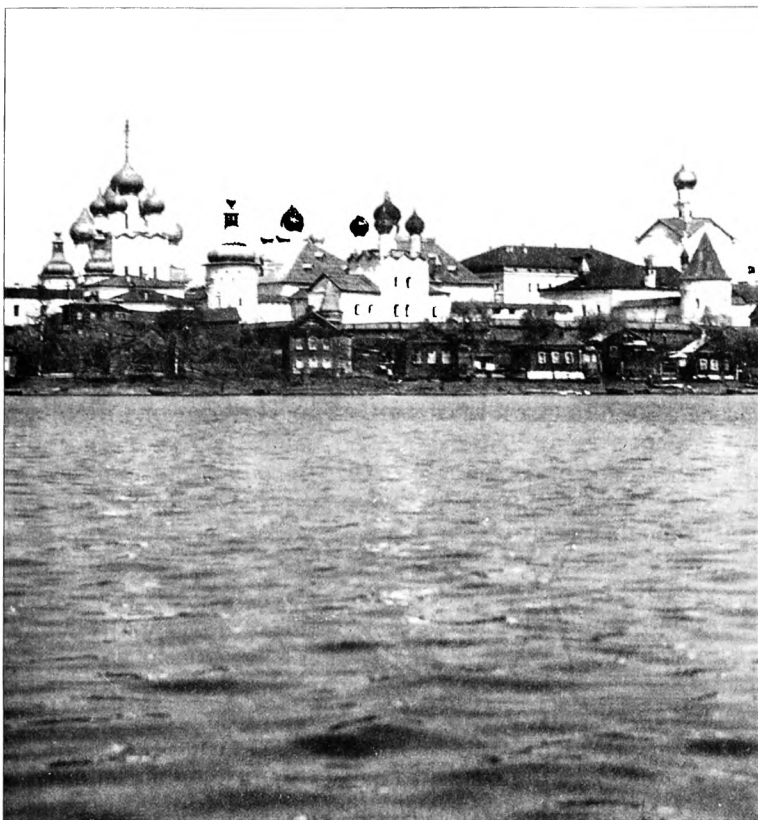


Рис. 11.11. Пойменная часть г. Ростова Великого

берегов, но и вниз по течению. В результате выступы, сложенные твердыми коренными породами, постепенно срезаются и образуется широкая пойма со сложным рельефом.

11.4. Строение пойм и речные террасы

Отложения, которые формируются в пределах русел рек, носят название *руслового аллювия*. Ими выстилается дно реки на всем протяжении долины. Они представлены грубозернистыми и крупнозернистыми (реже мелкозернистыми) песками с включениями гравия и галек. Местами, особенно в долинах рек с сильными течениями, русловой аллювий представлен исключительно галечным материалом.

Пойменный аллювий формируется в период паводков и половодий и тогда на пойме осаждается главным образом тонкий материал. Пойменные отложения представлены преимущественно супесчано-суглинистым материалом.

Схема строения поймы показана на рис. 11.12.

Старичный аллювий накапливается в отделенных излучинах, протравившихся в застойные озера. Поэтому он сложен тонким обломочным материалом (алевриты, глины), обогащенным органическим веществом.

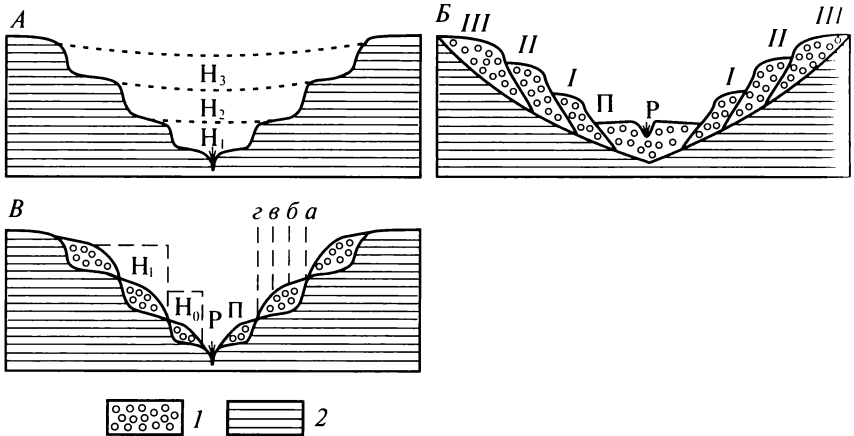


Рис. 11.12. Схемы строения террас и поймы:

террасы: А — эрозионные речные, Б — аккумулятивные, В — шокольные; элементы террас: а — тыловой шов, б — террасовидная площадка, в — бровка, г — уступ. П — пойма; Р — русло; H_0 — H_3 — эрозионные циклы; I—III — надпойменные террасы; 1 — аллювий; 2 — коренные породы

В пойме реки различают:

- прирусловой вал, примыкающий к главному руслу;
- центральную часть поймы; в ее пределах могут находиться низкая пойма, которая заливается водами ежегодно, и высокая пойма, заливаемая только в самые обильные паводки;
- притеррасовую пойму — самую пониженную тыловую часть поймы, примыкающую к берегу.

По своему строению и составу аллювиальные отложения горных рек существенным образом отличаются от аллювия равнинных рек. Из-за больших скоростей горных рек песчаные и глинистые частицы не оседают на дно, а переносятся к приустьевым частям, где скорость реки снижается, а уклон долины выполаживается. В долине горной реки откладывается грубый материал — гравий, галечники и валуны. Ими сложены русловые отложения горной реки. Сама по себе пойма в долинах горных рек слабо выражена, а если и существует, то слагается исключительно грубым обломочным материалом, в лучшем случае грубозернистыми песками. Причем аллювиальные отложения часто перемешиваются с пролювиальными конусами выноса.

Долины рек непрерывно развиваются, и происходит переход от одной стадии к другой, которые последовательно повторяются. На первой стадии развития, которая соответствует геоморфологической молодости равнины, происходит резкое преобладание глубинной эрозии, на второй стадии — геоморфологической зрелости — дно долины становится плоским и возникает пойма. Изменение положения базиса эрозии вызывает омоложение долины и происходит новое врезание и расширение самой долины.

Геологическими и геоморфологическими исследованиями было установлено, что в каждой долине горных и равнинных рек на склонах наблюдаются располагающиеся друг над другом выровненные площадки, которые получили название *террас*. Возвышающиеся над поймой и отделенные друг от друга террасы получили название *надпойменных террас* (см. рис. 11.12). Такие надпойменные террасы, которые последовательно сформировались на склонах долины, придают самой речной долине сложный ступенчатый характер. В пределах равнинных рек насчитывается несколько надпойменных террас, а в горных районах число их возрастает до 8 — 10.

Каждая терраса имеет следующие геоморфологические элементы (см. рис. 11.12): террасовидную площадку, уступ или склон, бровку террасы и тыловой шов, где терраса сочленяется или с коренным склоном, или со следующей более высокой террасой.

По происхождению и истории развития среди террас различают следующие типы:

- эрозионные или скульптурные (террасы размыва);
- аккумулятивные;
- эрозионно-аккумулятивные, или цокольные.

Эрозионные террасы встречаются главным образом в долинах горных рек, которые рассекают горно-складчатые сооружения. В пределах тектонические движения не затихли и временами возобновляют свои действия. Вследствие этого меняются базис эрозии и уклоны долины, возникают новые местные базисы эрозии. В связи с изменением уклона продольного профиля реки периодически возобновляются глубинная и боковая эрозии. В образовавшихся террасах почти все террасовидная площадка и уступ до расположенной ниже площадки слагаются коренными породами и лишь в отдельных случаях встречаются галечники малой мощности.

Аккумулятивные террасы характерны тем, что все площадки и уступы сложены аллювиальными отложениями. Среди них наблюдается разновозрастный аллювий и видно, как более молодые аллювиальные образования врезаются в более древние.

Эрозионно-аккумулятивные, или цокольные, террасы характерны тем, что нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя часть — аллювиальными отложениями.

Наличие террас в долинах рек свидетельствует о том, что река протекала когда-то на более высоких гипсометрических уровнях, которые с течением времени были прорезаны в результате усиления глубинной эрозии. Образование террас было вызвано периодическим понижением базиса эрозии, тектоническими движениями или колебаниями климата, которые вызывали изменение уклона долины и степень полноводности реки. Большое значение имеет тектонический фактор. При поднятии области, в которой находилось верховье реки, или при опускании базиса эрозии меняются уклоны реки и, следовательно, сила ее потока, тогда резко возрастает глубинная эрозия. В результате на месте плоскодонных долин вырабатываются вначале врезы V-образного типа, на новом уровне формируется профиль равновесия, а затем и новая пойма. Прежняя пойма остается в виде террасы, возвышающейся над новой поймой. При многократных понижениях базиса эрозии или поднятиях верховья на склонах долин рек образуется целая система надпойменных террас. Изучение террас, их формы, высоты и состава слагающих их отложений помогают восстановить историю формирования речной долины. Счет надпойменных террас производится снизу вверх. Самая нижняя надпойменная терраса оказывается и самой молодой, а самая высокая — самой древней.

11.5. Устья рек

На формирование устьев рек оказывают влияние многочисленные факторы:

- расход воды в реке и его изменения во времени;
- количество и состав переносимого рекой обломочного материала;

- соленость и вдольбереговые морские течения;
- колебания уровня Мирового океана;
- приливы и отливы;
- тектонические движения.

Главную роль при образовании устьев рек играют тектонические движения и объем поставляемого рекой обломочного материала. В зависимости от их соотношений возникают два основных типа устьев рек: дельтовый и эстуарный.

Дельта. Когда река впадает в море или крупный озерный водоем, происходит резкое снижение скорости воды, и весь обломочный материал, приносимый рекой, выпадает на дно прибрежной части водоема. Формируется своеобразный конус выноса обломочного материала, переносимого рекой, который направлен в сторону водоема. Постепенно нарастая в сторону моря по мере поступления обломочного материала, конус выноса начинает расти в ширину и высоту и выступать над поверхностью воды в форме дельты с вершиной, обращенной к реке, и с расширяющимся и наклонным в сторону моря основанием. Свое название дельта получила от сходства ее формы с греческой буквой дельта. Это название было впервые дано дельте р. Нил. Часть принесенного материала выпадает в море, образуя *подводную дельту*, или *авандельту*. При небольшой глубине моря русло реки быстро загромождается наносами и долина реки бывает не в состоянии пропустить через себя все количество поступающей воды. В результате этого берега начинают разрушаться и образуются дополнительные русла, которые называются *рукавами*, или *протоками*. Они разбивают дельту на отдельные острова. По мере поступления материала протоки мелеют, отделяются и превращаются в зарастающие растительностью озера, а затем и в болота. При каждом новом половодье размеры и форма дельты меняются, основное русло реки начинает менять свое положение, и в результате такого смещения возникают довольно обширные равнины, называемые аллювиально-дельтовыми, обладающие сложным рельефом и строением. Ярким примером многорукавной дельты является дельта р. Волги (рис. 11.13).

Размеры дельт различны. Наибольшей дельтой обладают слившиеся реки Янцзы и Хуанхэ. Это огромная аллювиально-дельтовая равнина, имеющая длину более 1000 км при ширине 300—400 км. Близкие размеры имеет общая аллювиально-дельтовая равнина Брахмапутры, Ганга и примыкающей к ним с юго-запада р. Маханади. Площадь дельты рек Тигра и Евфрата составляет 48 000 км², Лены — 28 000 км², Волги — около 19 000 км².

Для дельтовых областей характерна миграция русла. Так, начиная с 1852 г. главная протока р. Хуанхэ проходит севернее г. Шаньдуня, а до этого она находилась в южной части и обходила этот город с юга и впадала в море на расстоянии 480 км от своего современного русла.

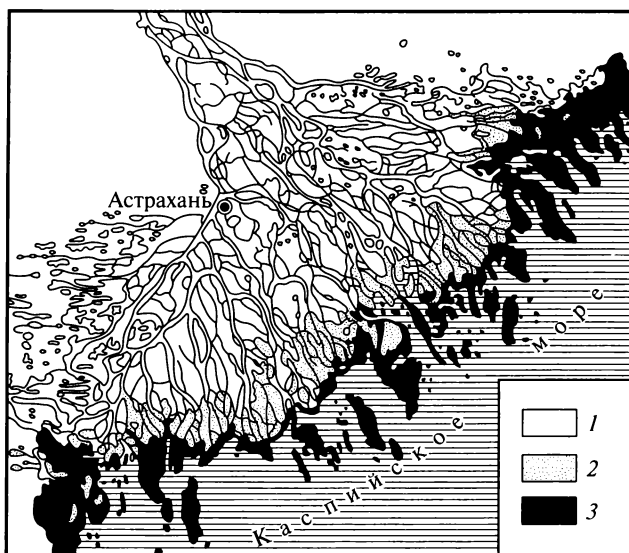


Рис. 11.13. Миграции протоков и край дельты р. Волги:
в 1873 г. (1), 1927 г. (2) и 1945 г. (3)

Встречаются самые различные по составу и происхождению отложения дельт. Это преимущественно аллювиальные русловые осадки, представленные в равнинных реках песками и глинами, в горных — более грубым материалом, озерные и озерно-болотные отложения, состоящие из суглинистых осадков, обогащенных органическим веществом, болотные отложения — торфяники и морские осадки, представленные тонким обломочным материалом. Последние образуются на суше или в авандельте. Но помимо обломочного материала они содержат материал, который осадился в результате коагуляции (от лат. «коагуляцио» — свертывание).

Эстуарии. Свое название они получили от латинского слова «эстуариум» — берег, заливаемый приливом. Они представляют собой воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки. Эстуарии хорошо выражены у рек Сены, Эльбы, Темзы. Благоприятные условия для образования эстуариев в тех местах, где в море наблюдаются приливы и отливы, сильные вдольбереговые течения, а также происходит прогибание прибрежной полосы, превышающее скорость накопления осадков. Во время приливов море глубоко вдавливается в устьевые части рек, а во время отливов морская и речная воды образуют мощный поток, обладающий значительной энергией. При этом обломочный материал, приносимый рекой, не задерживается в устьевой части, а выносится в море, где подхватывается вдольбереговыми течениями.

Эстуарии могут образоваться и в результате затопления устья реки, что бывает вызвано опусканиями приустьевой части берега или подъемом уровня моря. Примерами могут служить устья северных рек. Глубоководящиеся эстуарии здесь именуются *заливами* или *губами*. Это приустьевые части рек Оби (Обская губа) и Енисея (Енисейский залив).

Подобного рода заливы возникают при затоплении устьев речных долин водами бесприливных морей — Черного и Азовского. Они называются *лиманами* (от греч. «лимнэ» — бухта, залив). Лиманы характерны для Днепра и Дона.

11.6. Экологическая роль поверхностных водотоков

Поверхностные воды в настоящее время стали фактором глобальных экологических проблем. В первую очередь — это обеспеченность чистой питьевой водой населения Земли. Кроме всего прочего поверхностные воды являются важнейшим фактором глобального переноса биогенных элементов — углерода, азота, серы, фосфора и др.

Поверхностные воды ежегодно выносят в Мировой океан около 22 млрд т обломочного материала и около 3 млрд т растворенных веществ.

Многие острые геоэкологические проблемы связаны с водными ресурсами. Ухудшение качества воды и гидрологического режима пагубно отражается на функционировании естественных и сельскохозяйственных систем. Изменение инфильтрационной способности почв, перехват осадков растительностью, избыток или дефицит воды приводят к заболачиванию, развитию катастрофических наводнений или опустыниванию территорий.

Сама по себе вода является незаменимым сырьевым ресурсом. Из всех источников мира забор воды составляет около 4000 км³, что на три порядка больше таких широко используемых человечеством ресурсов, как нефть или газ.

Создание плотин и водохранилищ — это не только важнейший способ увеличения объема возобновляемых водных ресурсов и получения электроэнергии, но и источник возникновения ряда экологических проблем. Последнее заключается не только в эвтрофикации поверхностей водоемов, но и в изменении микроклимата территории, увеличении нагрузки на дно и провоцировании наведенных землетрясений.

С эрозионной аккумулятивной деятельностью поверхностных вод связаны не только смыв, перенос и накопление рыхлых образований (вместе с обломочным материалом поверхностные воды размывают и уничтожают почвы), но и формирование ценных полезных ископаемых. Они называются *аллювиальными россыпными месторождениями*. Одновременно водные потоки являются причинами ряда ката-

трофических стихийных явлений, которые наносят ущерб природе и приводят к человеческим жертвам. К их числу относятся наводнения.

Ввиду того что ряд так называемых неустойчивых минералов обладают низкой плотностью, они в процессе длительной транспортировки легко поддаются истиранию и разрушаются. В противоположность им такие устойчивые минералы, как самородное золото и платина, кассетерит, вольфрамит, магнетит, рутил, циркон, гранат, алмаз, образуют промышленные скопления полезных ископаемых — россыпи.

Россыпи бывают как в пойме, так и на террасах и образуют характерные полосовидные вытянутые залежи в нижней части аллювия. Наличие среди аллювиальных отложений ценных устойчивых минералов дает возможность последовательно вверх по реке проследить за постепенным увеличением их концентрации и по этому признаку выйти на коренные залежи, из которых размываются и выносятся данные минералы.

Кроме современных и относительно молодых россыпей имеются и древние россыпи. Они залегают на большой глубине среди древних аллювиальных толщ, и некоторые из них характеризуются значительной цементацией. Классическим примером древних россыпей могут служить золотоносные конгломераты Витватерсранда в Южной Африке, где при огромных запасах среднее содержание золота достигает 8 г/т (обычно разрабатывают россыпи при содержании золота около 1 г/т).

С древними поймами и дельтами связано формирование угленосных отложений. Такими, в частности, являются угли Кузнецкого и Канско-Ачинского угленосных бассейнов. Глубокие преобразования органического материала, накопленного в дельтовой зоне, при повышенных давлении и температурах могут привести к образованию нефти и газа. Таковыми являются нефтяные и газовые месторождения Апшеронского полуострова, Ближнего и Среднего Востока.

Деятельность поверхностных вод начинается с эрозии, плоскостного смыва, накопления делювия, формирования оврагов и временных горных потоков, в устье которых формируются конусы выноса, сложенные пролювиальным и делювиальным материалом. Реки производят большую эрозионную, переносную и аккумулятивную работу и в этом смысле имеют важнейшую экологическую роль. В речных долинах имеются поймы и надпойменные террасы. Последние могут быть эрозионными, эрозионно-аккумулятивными (цокальными) и аккумулятивными. В устьевых частях рек в зависимости от ряда причин формируются дельты или эстуарии.

Контрольные вопросы

1. Какие отложения образуются при плоскостном стоке?
2. Чем отличаются элювиальные, пролювиальные и делювиальные отложения?

3. Как развиваются овраги?
4. Чем отличаются овраги от балок?
5. Как развиваются временные горные потоки и какие отложения связаны с временными потоками?
6. Каковы закономерности формирования речных долин и их экологическое свойство?
7. Каково строение пойм в равнинных и горных реках?
8. Каково строение аллювия равнинных и горных рек?
9. Каким образом формируются надпойменные террасы?
10. Какие условия складываются в устьевой части рек?
11. Чем отличаются дельты, авандельты, эстуарии и лиманы?
12. Каково строение дельтовых отложений?
13. Какова экологическая роль поверхностных вод?
14. Какие полезные ископаемые формируются вместе с речными отложениями?

Литература

- Елисеев В. И.* Закономерности образования пролювия. М., 1978.
- Заславский М. Н.* Эрозиоведение. М., 1983.
- Карташов И. П.* Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., 1977.
- Костенко Р. П.* Геоморфология. М., 1985.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., 1963.
- Чистяков А. А.* Аллювий горных рек. М., 1978.
- Чистяков А. А.* Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов // Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 10. М., 1980.
- Шанцер С. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных образований. М., 1963.

Глава 12

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Все виды вод, находящиеся ниже земной поверхности и приуроченные к почвам, горным породам земной коры и веществу мантии, принято называть подземными. Они составляют подземную часть гидросферы Земли. Подземные воды тесно взаимодействуют с атмосферными и поверхностными водами и вследствие этого участвуют в общем круговороте воды в природе (рис. 12.1).

Состав и распространенность подземных вод, их происхождение и динамика, качественные и количественные изменения, а также их геологическая деятельность являются предметом изучения спе-

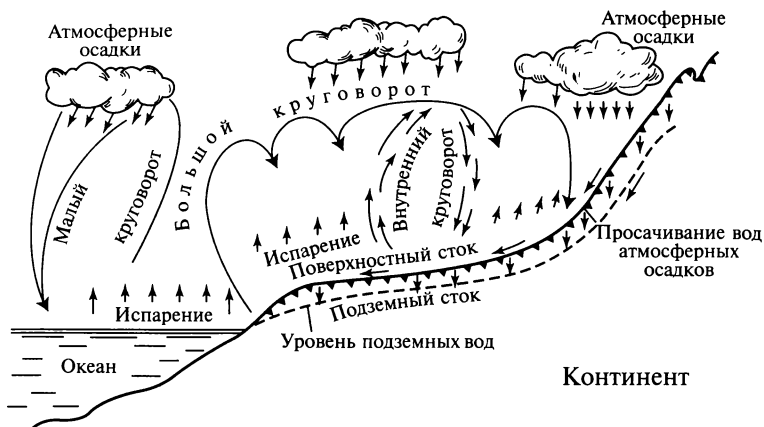


Рис. 12.1. Круговорот воды в природе

циальной науки геологического цикла — гидрогеологии (от греч. «гидро» — вода).

12.1. Виды воды в горных породах

Еще в глубокой древности возникло представление о том, что вода находится не только на земной поверхности, но и в ее недрах. Но только в конце XIX — начале XX столетия появляются работы, в которых приводились классификации подземных вод и высказывались мнения об их динамике и происхождении. Исследователи стали обращать внимание на то, что распространение подземных вод зависит от свойств и качественного состава вмещающих воду горных пород, особенно на их трещиноватость и пористость. По характеру пустот стали выделяться *породы-коллектора* (от лат. «коллектор» — собирающий), которые подразделены на несколько категорий:

- гранулярные (от лат. «гранулам» — зернышко) или рыхлые зернистые пористые горные породы, к которым относятся пески, гравий, щебень, галечники;
- трещиноватые скальные породы — песчаники, известняки, доломиты, магматические и метаморфические породы;
- трещиноватые с внутренними пустотами породы — известняки, доломиты, гипсы, соли.

Важное значение для формирования и движения подземных вод играет пористость. От нее зависит водопроницаемость пород, и по этому признаку они делятся на *водонепроницаемые* и *водопроницаемые*. Наиболее ярким представителем водонепроницаемых пород являются глины. Наибольшая водопроницаемость наблюдается в галечниках, гравийниках, крупнозернистых песках и сильно трещиноватых пористых породах с многочисленными пустотами. Порис-

тость горных пород зависит: от формы и расположения составляющих зерен; степени их отсортированности; силы цементации и уплотнения; степени выщелоченности и наличия пустот; характера и степени трещиноватости и наличия разрывов.

Горные породы земной коры всегда в той или иной мере насыщены водами и содержат различные ее виды и количества.

В настоящее время выделяют несколько типов вод, находящихся в горных породах: вода в виде пара; физически связанная вода, в которую входят прочносвязанная (гигроскопическая) и слабосвязанная (пленочная); капиллярная; гравитационная; вода в твердом состоянии; кристаллизационная и химически связанная вода.

Вода в виде пара содержится в воздухе, который заполняет пустоты, поры и трещины горных пород. Она находится в динамическом равновесии с другими видами воды, а также с парами воды в атмосфере и обладает большой подвижностью. Это связано с неодинаковой упругостью паров воды в атмосфере и в горных породах.

Прочносвязанная, или гигроскопическая, вода образуется путем адсорбции (от лат. «адсорбцио» — поглощение) молекул парообразной воды на поверхности минеральных зерен и на стенках пор и трещин. Вода в таком виде находится в тонкодисперсных породах типа суглинков и глин. Она обволакивает мельчайшие частицы породы тонкой молекулярной пленкой и прочно удерживается силами молекулярного и электростатического притяжения.

Слабосвязанная, или пленочная, вода обладает более слабыми силами сцепления. Она образуется на поверхности частиц, уже имеющих адсорбированную воду вторым слоем пленки. Вследствие разной толщины она способна перетекать от участков с большей толщиной пленки к участкам, где ее толщина меньше. Чем толще пленка, тем слабее молекулярные связи. Особенно это касается краевой части пленки. Поэтому внешние слои используются растительностью для питания.

Капиллярная вода частично или полностью заполняет тонкие капиллярные (от лат. «капиллярис» — волосная) поры и трещинки в горных породах и удерживается в них силами поверхностного натяжения. Влажность отложений, у которых все капилляры заполнены водой, называют *капиллярной влагоемкостью*.

Гравитационная (капельно-жидкая) вода способна свободно перемещаться по порам, трещинам и пустотам под влиянием силы тяжести или гидродинамического напора. Под действием силы тяжести и напора она перемещается в направлении областей разгрузки, которыми являются озера, реки и моря. К гравитационной воде относят также инфильтрационную воду, которая появляется в зоне аэрации во время снеготаяния и после выпадения дождей. Такая вода пополняет подземные воды.

Вода в твердом состоянии находится в трещинах горных пород и порых в виде отдельных кристаллов или в виде линз и прослоев чи-

стого льда. Такая форма воды возникает при сезонном промерзании водонасыщенных горных пород и особенно широко развита в регионах с многолетнемерзлыми грунтами — в Сибири, Канаде и на Аляске.

Кристаллизационная вода — это химически связанная форма воды входит в кристаллизационную решетку отдельных минералов. В мирабилите $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ содержится до 60 % такой воды, в бишофите $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ до 53,2 %, а в гипсе $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — до 21 %. Кристаллизационная вода удаляется путем нагревания при переходе в парообразное состояние.

12.2. Происхождение подземных вод

По своему происхождению подземные воды бывают: инфильтрационные; конденсационные; седиментогенные; магматогенные, или ювенильные; метаморфогенные, или возрожденные.

Инфильтрационные подземные воды возникают из вод атмосферного происхождения, которые тем или иным путем просачиваются на глубину. Ими являются дождевые или талые атмосферные осадки. Доказательством атмосферного происхождения инфильтрационных вод является повышение уровня воды в колодцах при обильном выпадении атмосферных осадков или при быстром таянии мощного снежного покрова и понижение этого уровня в засушливые годы. В отдельных случаях инфильтрационные воды питаются фильтрующими водами из рек, озер, водохранилищ и каналов.

Конденсационные подземные воды возникают в результате конденсации водяных паров воздуха в порах и трещинах. Очень часто процесс конденсации происходит в тех климатических зонах, где мало выпадает атмосферных осадков, а испаряемость велика, например в пустынях. В результате конденсации в пустынях под песчаными толщами на водоупорных горизонтах возникают линзы пресных вод, которые нередко располагаются над солеными грунтовыми водами.

Седиментогенные подземные воды (от лат. «седиментум» — осадок) имеют морское происхождение и вследствие этого они представляют собой высокоминерализованные (соленые) подземные воды, залегающие в глубоких слоях толщ осадочных пород. Такие воды возникли в результате захоронения насыщенных водой морских осадков и их преобразования в ходе диагенеза, т. е. преобразования осадка в горную породу. Это *сингенетические* воды, т. е. возникшие одновременно с осадочными слоями. Однако седиментогенные воды могут быть *эпигенетическими* (от греч. «эпи» — на, после), т. е. они могли возникнуть после образования осадочных пород, когда в слои диагенетически преобразованных осадков проникли воды морских бассейнов. Седиментогенные воды называют *погребенными* или *реликтовыми* (от лат. «реликтус» — остаточный).

В некоторых случаях в толщах осадочных пород смешиваются воды различного происхождения. Особенно сильные изменения претерпевают воды морского генезиса при тектонических погружениях и при погребении их среди мощных слоев осадочных толщ. Они погружаются на значительные глубины в условиях повышенных температур и давлений.

Магматогенные, или ювенильные, подземные воды (от лат. «ювенилиси» — юный). Давно было обращено внимание, что в областях современной или недавней вулканической деятельности присутствуют источники минерализованных вод с довольно высокими температурами (*термальные воды*). В 1902 г. Э. Зюсс для объяснения происхождения таких вод выдвинул ювенильную гипотезу. По его представлениям такие воды образовались из паров воды, выделяющихся при остывании магмы. Эти воды возникают в результате вулканической деятельности или проникают в приповерхностные части из глубинных сильно нагретых магматических тел, в которых первоначально находится 7 — 10 % воды. В процессе кристаллизации магмы и образования магматических пород вода отжимается и по трещинам и разломам поступает в земную кору и местами изливается на поверхность.

Выделившиеся из магматического расплава пары воды конденсируются, насыщаются различными газовыми компонентами и, перемещаясь вверх по трещинам и разломам, пересекают толщи, насыщенные водами другого происхождения. Поэтому вблизи земной поверхности мало вод исключительно ювенильного происхождения. Чаще распространены воды смешанного характера.

Метаморфогенные подземные воды. Такие воды еще называют возрожденными или дегидратационными. Они образуются при метаморфизме осадочных пород или минеральных масс, содержащих в значительных количествах кристаллизационную воду или газожидкие включения. К таким породам относятся карбонаты, сульфаты или хлориты. Под воздействием высоких температур и давления происходят процессы дегидратации. Например, при дегидратации гипса выделяется вода, а он сам переходит в ангидрит. В том случае если процессы дегидратации протекают медленно и длительно, то они приводят к образованию капельно-жидкой воды.

12.3. Типы подземных вод

Исходя из условий залегания и по гидравлическим признакам подземные воды в верхней части земной коры разделяются на два типа: 1) безнапорные, к которым относятся почвенные воды, верховодка, межпластовые воды и грунтовые воды; 2) напорные или артезианские.

Почвенные воды распространены в почвенном слое. Они возникли в результате инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и

конденсации атмосферной влаги. Качество почвенных вод и их состояние определяются тремя основными факторами: увлажненностью почвы, толщиной зоны аэрации и текстурно-структурными особенностями и составом почвенного горизонта. На территориях, где толщина зоны аэрации большая, а грунтовые воды располагаются глубоко, в почвенном горизонте возникают капиллярные воды, которые заполняют пространства между зернами. Толщина таких капиллярных вод составляет первые десятки сантиметров, и они в свою очередь зависят от мощности самого почвенного горизонта. При неглубоком залегании грунтовых вод возможна подпитка почвенного горизонта за счет таких вод. В этом случае почвенные воды поднимаются вверх по капиллярам.

Верховодка возникает в пределах зоны аэрации на сравнительно небольшой глубине от поверхности земли в результате инфильтрации атмосферных осадков. Вода временно накапливается в виде отдельных линз на толще водонепроницаемых пород, залегающих среди водопроницаемых. Водой оказываются насыщенными линзы суглинков или глин, которые линзообразно распространены среди песчаных толщ. Подземные воды верховодки образуются на сравнительно небольших глубинах, а мощность водонасыщенных слоев колеблется от 0,5 м до 3 м. Это зависит от размера водоупорных линз и выпадаю-

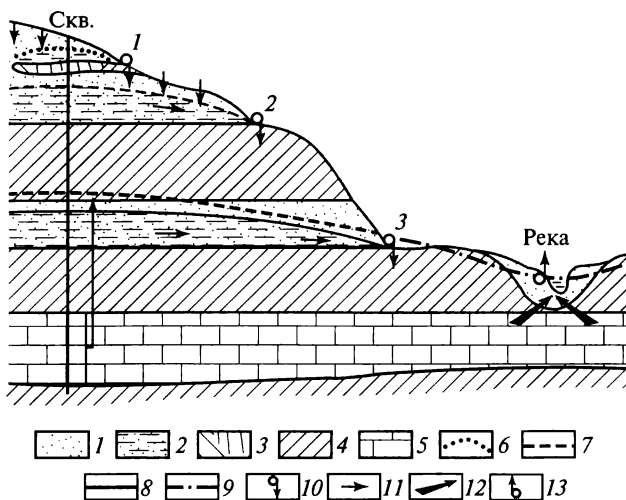


Рис. 12.2. Схематический гидрогеологический разрез части речной долины (по П. П. Климентову):

1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — супеси; 4 — глины; 5 — известняки трещиноватые; 6 — уровень верховодки; 7 — то же, грунтовых вод; 8 — то же, межпластовых ненапорных вод; 9 — то же, артезианских вод; 10 — нисходящие источники; 11 — направления движения безнапорных вод; 12 — разгрузка артезианских вод; 13 — восходящий источник

шего количества атмосферных осадков. Наибольшее насыщение характерно для верховодки в весенний период, во время интенсивного снеготаяния и осенью, когда происходит обильное выпадение атмосферных осадков. В засушливые годы и в летний сезон толщина верховодки и насыщенность ее водой уменьшаются. Временами верховодка полностью истощается. В южных степных и полупустынных районах, где постоянные водоносные горизонты располагаются на значительных глубинах, воды верховодки в сельских местностях используются для питьевого водоснабжения и полива садов и огородов. Однако с экологической точки зрения это в корне ошибочно, так как в водах верховодки оказываются в растворенном состоянии химикаты, используемые для удобрения почв, и ядовитые пестициды.

Межпластовые безнапорные воды обычно располагаются в водопроницаемых породах, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми слоями. Наиболее часто они приурочены к поднятым пластам междуречных массивов в условиях расчлененного рельефа. Обычно они выходят в береговых склонах оврагов, рек и других водоемов в виде нисходящих источников (рис. 12.2).

12.4. Грунтовые воды

Под грунтовыми водами понимают свободные (гравитационные) воды, располагающиеся на первом от земной поверхности стабильном водоносном горизонте. Они находятся в рыхлых отложениях или в верхней части трещиноватых коренных пород. Грунтовые воды имеют широкое распространение. Эти воды настолько важны для жизнедеятельности человека, что требуют специального рассмотрения.

Верхняя часть насыщения называется *уровнем* или *зеркалом* грунтовых вод. Породы, насыщенные грунтовыми водами, носят название *водоносного горизонта*. Его мощность определяется расстоянием от зеркала грунтовых вод до поверхности водоупорного слоя. Ее величина изменяется в пространстве и во времени. Грунтовые воды питаются от инфильтрации атмосферных осадков, а местами за счет инфильтрации речных вод или других поверхностных водоемов. По своим гидравлическим особенностям грунтовые воды являются безнапорными водами со свободной поверхностью. Зеркало грунтовых вод определяется верхним уровнем воды в колодцах и скважинах.

Грунтовые воды способны перемещаться в виде потоков по сообщающимся между собой порам или трещинам в результате силы тяжести. Зеркало грунтовых вод в определенной мере повторяет рельеф земной поверхности, и грунтовые воды перемещаются от повышенных участков, начиная от водоразделов, к пониженным участкам — оврагам, долинам рек, в озера или моря. В них происходит разгрузка грунтовых вод в виде нисходящих источников — *родников* или вода профильтровывается под дном в реки, озера или моря. Та-

кие области называются *областями разгрузки или дренирования* (от франц. «дренаж» — сток). Скорость движущихся по порам или нешироким трещинам зависит от водопроницаемости горных пород и уклона их уровня. Под уклоном понимается превышение уровня воды в одной точке над уровнем в другой.

Зеркало грунтовых вод, их количество и качество изменяются во времени. Это тесно связано с меняющимся количеством инфильтрирующихся атмосферных осадков. В многоводные годы при большом количестве атмосферных осадков уровень грунтовых вод повышается, а в маловодные годы, наоборот, понижается. При таких колебаниях верхние слои, содержащие грунтовые воды, то насыщаются ими, то осушаются. Вместе с колебанием уровня грунтовых вод изменяется дебит (от франц. «дебит» — расход) источников, а иногда и химический состав грунтовых вод. При насыщении они опресняются, а при дефиците — засоляются. В районах с влажным и умеренным климатом реки дренируют подземные воды, уровень которых имеет наклон к реке, но во время половодья или паводков происходит отток воды из реки и повышение уровня грунтовых вод. В этом случае реки выступают в качестве временного дополнительного источника питания подземных вод. При этом ослабляется, а иногда и полностью прекращается разгрузка грунтовых вод со склонов речной долины. После паводка уровень грунтовых вод, стремясь к равновесию, постепенно снижается и приобретает свой обычный уклон к реке. В аридном климате, где количество атмосферных осадков крайне мало, уровень грунтовых вод часто понижается ниже речного. В таких условиях происходит инфильтрация воды из реки, которая пополняет запасы грунтовых вод. Именно так происходит в реках Сырдарья и Амударья при пересечении ими крайне аридных степных районов. Надо отметить, что в таких районах могут образоваться линзы пресных вод под такырами и днищами каналов.

При изучении режима грунтовых вод необходимо знать:

- высотное положение уровня грунтовых вод и его изменения во времени и пространстве;
- дебит источников;
- количество выпадающих атмосферных осадков;
- изменение уровня воды в поверхностных водоемах и реках, с которыми связаны грунтовые воды.

Большое значение имеют не только перечисленные данные, но и систематические замеры уровня грунтовых вод в колодцах и специальных буровых скважинах. По результатам замеров строятся специальные карты, на которых отражается положение зеркала уровня грунтовых вод.

Изучение режима грунтовых вод имеет огромное экологическое значение. Ведь они составляют основу питьевого и промышленного водоснабжения. Грунтовые воды используются для мелиорации. Их состояние и режим обязательно учитываются при строительстве

и эксплуатации гидростанций и крупных промышленных сооружений. Важнейшее значение имеет прогноз возможных изменений режима грунтовых вод во времени и площади.

12.5. Напорные подземные воды

К напорным подземным водам относятся подземные воды водоносных горизонтов, располагающиеся между водоупорными пластами горных пород. Они занимают большие пространства и находятся вне сферы воздействия существующих местных рек, овражно-балочной сети и других понижений. Такие напорные воды получили название артезианских от провинции Артуа (в древности Артезия) во Франции, где впервые в Европе их стали добывать с помощью трубчатых колодцев, из которых воды самоизливались.

Водоносные горизонты, содержащие напорные межпластовые воды, связаны с определенными отрицательными структурами. По условиям залегания выделяются артезианские бассейны.

Артезианские бассейны представляют собой группу артезианских водоносных горизонтов, занимающих значительные территории. В каждом артезианском бассейне выделяются: *область питания* — территории выхода на дневную поверхность водоносных пластов, которые занимают высокие гипсометрические уровни; *область разгрузки*, или *дренирования* — места выхода на поверхность водоносного горизонта на более низких гипсометрических уровнях. Разгрузка может осуществляться в виде источников с восходящим потоком вод или выход воды в рыхлые отложения под дном рек или на дно морей; *область напора* — основная площадь распространения артезианских вод, расположенная между областями питания и разгрузки. В области напора уровень напорных вод всегда располагается выше кровли водоносного горизонта.

Размеры артезианских бассейнов, приуроченных к прогибам и впадинам платформенных областей, колеблются от сотен км² до первых тысяч км². Такие бассейны содержат огромные объемы вод питьевого качества. Воды настолько высокого качества, что они широко используются для питьевого и промышленного водоснабжения крупных городов и мегаполисов. К крупным артезианским бассейнам платформенного типа относятся Московский, Днепровско-Донецкий, Западно-Сибирский, Парижский, Рейнский и др. В каждом из перечисленных бассейнов выделяются несколько водоупорных горизонтов, последовательно залегающих друг над другом. Артезианские бассейны на платформах в основном питаются атмосферными осадками, которые инфильтруются в водопроницаемые слои и, достигая водоупора, начинают двигаться к центральным частям бассейна и тем самым приобретают гидростатический напор.

В предгорных и межгорных впадинах питание артезианских бассейнов осуществляется не только путем инфильтрации атмосфер-

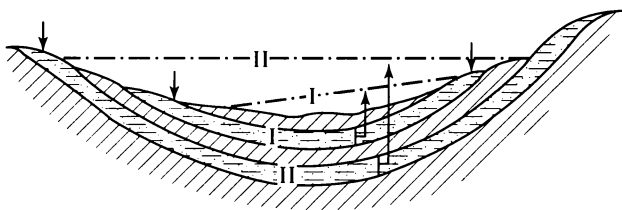


Рис. 12.3. Типы артезианского бассейна с верхним (I) и нижним (II) водоносными горизонтами:

1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — пьезометрический уровень.

ных осадков, но и за счет поглощения поверхностных вод, стекающих с горных склонов, и перетока подземных вод из водоносных слоев в горных областях.

Разгрузка различных типов подземных вод показана на рис. 12.3. *Нисходящие источники* связаны с подземными ненапорными водами — верховодками, грунтовыми и безнапорными межпластовыми водами. Источники, связанные с верховодками, функционируют ограниченное время. Они периодически иссякают, но появляются вновь после выпадения и инфильтрации атмосферных осадков и талых вод.

Абсолютное большинство нисходящих источников грунтовых вод связано с эрозионными врезами долин. Они располагаются в основании склонов оврагов, речных долин, в нижней части обрывистых берегов озер и морей. Вода таких источников стекает по контакту водоупорного и водоносного горизонтов. Такие источники называют *контактными*. В большинстве случаев источники представляют собой разобщенные выходы вод.

Своим происхождением *восходящие источники* обязаны гидростатическому напору, характерному для артезианских бассейнов. В основном по своему положению они представляют эрозионные источники. Нередко подземные воды по тектоническим разломам и восходящим трещинам поднимаются из глубин и изливаются на морском дне. Такие мощные восходящие струи известны на дне Средиземного моря и некоторых внутренних морей. Подобные источники также располагаются на шельфе и на континентальном склоне. Точно такие же источники известны во многих районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

12.6. Химический состав подземных вод

В процессе движения подземные воды выщелачивают и частично растворяют химические соединения, находящиеся в горных породах. По количеству растворенных в подземных водах химических соеди-

нений они весьма разнообразны — от существенно пресных до рассолов (рапы). Суммарное содержание растворенных солей в подземных водах принято называть *общей минерализацией* (в г/л или мг/л).

Классификация подземных вод по количеству растворенных в ней солей и химических соединений приведена в табл. 12.1.

Другой наиболее известной классификацией является классификация, предложенная В. И. Вернадским и А. М. Овчинниковым (табл. 12.2).

Принадлежность к пресным водам регламентируется соответствующим ГОСТом. Соленоватые воды могут использоваться для технического водоснабжения, орошения, а соленые воды и рассолы — в лечебных и бальнеологических целях.

Гидрохимический тип подземных вод определяется по содержанию преобладающих анионов и катионов и их сочетанию. Из анионов наиболее распространенными являются HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , а из катионов — Ca_2^+ , Mg_2^+ , Na^+ . Сочетания вышеперечисленных анионов и катионов определяют основные свойства подземных вод — щелочность, соленость и жесткость (табл. 12.3).

В природе установлена закономерная широтная зональность подземных вод, обусловленная климатическими условиями. Для областей избыточного увлажнения характерна изменяющаяся минерализация (в зависимости от местных условий) от ультрапресных до слабоминерализованных. В сухих степях, полупустынях и пустынях, т.е. в областях сухого (аридного) климата, распространены воды с повышенной минерализацией.

Таблица 12.1

Классификация подземных вод по степени минерализации

Подземные воды	Общая минерализация, г/л
Пресные:	0,01 – 1,0
наиболее пресные	0,01 – 0,03
очень пресные	0,03 – 0,1
нормально пресные	0,1 – 0,5
пресноватые	0,5 – 1,0
Соленоватые:	1,0 – 10,0
слабосоленоватые	1,0 – 3,5
сильносоленоватые	3,5 – 10,0
Соленые:	10,0 – 50,0
слабосоленые	10,0 – 35,0
соленые	35,0 – 50,0
Рассолы:	более 50,0
слабоконцентрированные	50 – 100
крепкие	100 – 270
очень крепкие	270 – 350
сверхкрепкие	более 350

**Классификация подземных вод по общей минерализации
и гидрохимическому типу**

Характеристика вод	Общая минерализация, г/л	Гидрохимический тип	По В. И. Вернадскому
Ультрапресные	0,2	Гидрокарбонатные	Пресные
Пресные	0,2–0,5	»	
С относительно повышенной минерализацией	0,5–1	Гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные	
Солоноватые (слабо минерализованные)	1–3	Сульфатно-хлоридные	Солоноватые
Соленые (средней минерализации)	3–10	»	
Воды повышенной солености	10–35	Хлоридно-сульфатные и хлоридные	Соленые
Воды, переходные к рассолам	35–50	Хлоридные	
Рассолы	50–400 (500)	»	

Таблица 12.3

Основные свойства и состав подземных вод

Щелочность	Жесткость	Соленость
Ca(HCO ₃) ₂	Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄
Mg(HCO ₃) ₂	Mg(HCO ₃) ₂	MgSO ₄
NaHCO ₃	CaSO ₄	CaCl ₂
	MgSO ₄	MgCl ₂
	CaCl ₂	Na ₂ SO ₄
	MgCl ₂	NaCl

Вертикальная зональность наблюдается в артезианских бассейнах, которая связана с различными условиями водообмена. В зоне активного водообмена, где воды движутся от областей питания к областям разгрузки и выходят в виде источников, происходит быстрое обновление подземных вод за счет большого количества поступающих атмосферных осадков. Такие воды характеризуются невысокой минерализацией и обладают гидрокарбонатно-кальциевым и реже гидрокарбонатно-сульфатным составами. В зоне слабого или замедленного водообмена, которая располагается глубже, обновление воды растягивается на тысячи и сотни тысяч лет. Постепенно степень их минерализации увеличивается и состав становится гид-

рокарбонатно-сульфатным, сульфатным и хлоридно-сульфатным. На самых больших глубинах артезианских бассейнов покоятся воды песьма слабого водообмена. Здесь обмен вод осуществляется миллионы лет. Ввиду этого в этих областях имеются воды повышенной солености и рассолы, сохранившиеся с далеких геологических эпох.

Во всех крупных артезианских бассейнах наблюдается определенная зональность, вызванная изменением только мощности зон. Так, в Московском артезианском бассейне пресные воды встречаются до глубин 200 — 300 м, а в Днепровско-Донецком — до 500 м. Ниже располагается зона солоноватых и слабосоленых вод. На глубине 400 — 600 м в Московском артезианском бассейне буровыми скважинами вскрыты девонские отложения, которые насыщены сульфатными и кальциево-натриевыми водами с минерализацией до 4,5 г/л. Эти воды используют в качестве лечебных.

По мере увеличения глубины минерализация возрастает и в хлоридно-натриевых рассолах наблюдается увеличение количества ионов кальция. В самых погруженных частях артезианских бассейнов встречаются хлоридно-кальциевые или хлоридно-кальциево-магниевые натриевые рассолы. Такие воды имеют большое значение для нефтяной гидрогеологии. В глубоких водоносных горизонтах кроме основных анионов и катионов нередко содержатся йод, бром, бор, стронций, литий и радиоактивные элементы. Некоторые воды, содержащие повышенные количества этих элементов, являются ценным сырьем и служат объектом промышленной добычи.

12.7. Источники и минеральные воды

Источники. Естественные выходы подземных вод на поверхность в виде ключей или родников называются источниками. Чаще всего они приурочены к долинам рек, оврагов, балок, прорезывающих водоносные горизонты, и к берегам озер и морей. Среди источников различают нисходящие и восходящие.

Нисходящие источники создаются подземными водами со свободной поверхностью — верховодкой, грунтовыми и безнапорными межпластовыми водами. В своем большинстве источники, в которых происходит медленная и свободная разгрузка, располагаются в основании склонов речных долин и оврагов.

Дебит нисходящих источников не постоянен и меняется во времени. Особенно большие колебания свойственны нисходящим источникам верховодки. Большинство из них высыхает в сухое время года. Размеры дебита нисходящих источников связаны с условиями питания и степенью насыщенности пластов водой. Наибольшей водообильностью обладают источники водоносных горизонтов, приуроченные к крупнозернистым и галечно-гравийным пескам, галечникам, а также к сильно трещиноватым известнякам. Источники, находящиеся в трещиноватых известняках, нередко дают начало ру-

чьям и рекам, особенно в областях широкого развития карбонатных массивов, как, например, в Крыму и на Кавказе.

Восходящие источники представляют собой естественные выходы артезианских вод в местах их естественной разгрузки. На месте выхода вода выбивается вверх в виде небольшого фонтанчика. Вода поднимается по трещинам и разломам, рассекающим толщи горных пород, или насыщает водоносные горизонты, которые обнажаются на поверхности. Нередко восходящие источники изливаются вблизи морского побережья, на акватории заливов, лиманов и в других местах шельфа. Такие источники называют подводными.

С выходами вод в виде источников связаны своеобразные отложения. Среди них наиболее часто встречаются грубопористые известковые туфы — травертино. Они образуются в местах излияния на поверхность жестких гидрокарбонатно-кальциевых подземных вод вследствие нарушения карбонатного равновесия. На поверхности часть растворенной в воде углекислоты уходит в атмосферу, а гидрокарбонат $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ переходит в труднорастворимый карбонат CaCO_3 . Особенно интенсивно этот процесс протекает в местах выхода на поверхность углекислых вод, дренирующих карбонатные породы.

Минеральные воды. Минеральными называются подземные воды, обладающие своеобразным минеральным составом, которые оказывают активное медицинское или биологическое воздействие на организм человека и используются в лечебных целях. Минеральные воды различаются не только химическим составом, но и температурой. Их принято разделять на холодные, обладающие температурой до 20°C , теплые — при температуре $20 - 27^\circ\text{C}$, термальные — при температуре $37 - 42^\circ\text{C}$, горячие, или гипертермальные, обладающие температурой свыше 42°C . Среди минеральных вод по химическому составу наиболее известными являются углекислые, сероводородные и радиоактивные.

Углекислые минеральные воды настолько сильно насыщены углекислотой, что непрерывно выделяют ее в виде пузырьков. Среди постоянно газифицирующих выделяют следующие: 1) пресные или солоноватые холодные углекислые воды, которые известны на курортах Кисловодска (нарзаны), Дарасун, Шматовка, Боржоми (Грузия) и др.; 2) горячие углекислые воды, имеющие температуру $37 - 40^\circ\text{C}$, а местами и выше 70°C . Это воды типа Славяновской (Железноводск), Карловы Вары (Чехия), Истису (Азербайджан), Джермук (Армения) и др. Замечено, что наиболее крупные источники углекислых вод располагаются в районах развития молодых интрузивных магматических тел, а также приурочены к зонам разломов. Так, к разлому, вдоль которого возник надвиг Главного Кавказского хребта, и опережающим его мелким разломам приурочена целая цепочка выходов углекислых минеральных вод типа нарзана. Источники почти непрерывной по-

лосой выходят, начиная от высокогорья в районе оз. Рица, в горной части Абхазии, в Сванетии и вплоть до азербайджанской части Главного Кавказского хребта.

Сероводородные, или сульфидные, минеральные воды. Их лечебные свойства определяются содержанием в них сероводорода. По концентрации сероводорода они подразделяются на воды слабой концентрации (10 — 50 мг/л), средней (50 — 100 мг/л) и крепкой (100 — 250 мг/л). В зависимости от происхождения различают азотные, сероводородные и метановые воды.

Азотные источники сформировались в условиях сочетания торфяных отложений и неглубоко залегающих гипсоносных пород, из которых поступают сульфатно-кальциевые воды. В торфяниках происходит процесс восстановления сульфатов и образования сероводорода. К этому типу относятся сероводородные воды курортов Кемери (Латвия), Краинка (Тульская область), Хилово (Псковская область).

Метановые сероводородные воды образовались в восстановительной обстановке в глубоких частях артезианских бассейнов и тесно связаны с битуминозными и нефтеносными пластами. Они характеризуются высоким содержанием сероводорода. К таким водам относятся воды Мацесты, Талги (Дагестан), Усть-Качки (Приуралье).

В районах современной вулканической деятельности (Курилы, Камчатка) и в областях молодой вулканической деятельности (Пятигорск, Ессентуки) на поверхность изливаются углекислые и сероводородные минеральные воды.

Радиоактивные минеральные воды характеризуются повышенным содержанием ряда радиоактивных элементов. Для лечебных целей широко используются радоновые воды известных курортов Цхалтубо (Грузия), Белокуриха (Алтай).

К особой категории минеральных вод относятся гипертермальные воды, обладающие температурой 100 °С и выше, выходящие на поверхность в районах современной вулканической деятельности, в частности, на Камчатке, Курильских и Японских островах, Индонезии, Новой Зеландии. Горячие воды используются в промышленных целях для обогрева домов и теплиц. На базе месторождений термальных вод работают геотермальные электростанции. Одна такая электростанция построена в 1965 г. на Камчатке (Паужетская геотермальная станция). Энергетические установки на базе термальных источников работают в США, Мексике, Японии, Италии и других странах.

12.8. Карстовые процессы

Карстовый процесс представляет собой длительно развивающийся процесс растворения или выщелачивания, трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами. В результате деятельности карстовых процессов возникают как отрицательные формы рельефа на земной поверхности, так и различные

полости, каналы, гроты или пещеры на глубине. Впервые такие процессы были детально изучены на побережье Адриатического моря на плато Карст недалеко от г. Триест, откуда и получили свое название.

Основными условиями развития карста являются:

- трещиноватость растворимых горных пород, обеспечивающих их водопроницаемость;
- наличие агрессивных вод и движение их по трещинам.

Воды, насыщенные углекислотой, растворяют карбонаты намного быстрее, чем чистые воды. Присутствие в подземных водах NaCl увеличивает растворимость гипса в 3,5 раза.

К растворимым горным породам относятся карбонатные породы — известняки, соли (галит, сильвин и др.) и в меньшей степени доломиты, гипсы и ангидриты. В зависимости от состава растворимых пород различают карст карбонатный, гипсовый и соляной. Наибольшее разнообразие карстовых форм наблюдается в горных массивах, сложенных мощными толщами карбонатных пород в горных странах Средиземноморья, на Кавказе, в горной части Крыма, на Карпатах, Урале и т. д.

Различают открытый, или голый, карст, когда растворимые породы выходят на дневную поверхность, и закрытый, когда они залегают глубоко под землей и с поверхности перекрыты толщами нерастворимых пород.

К поверхностным карстовым формам относятся карры, поноры, карстовые ниши, воронки, котловины и поля, а также колодцы и пропасти.

Карры, или *шрамы*, — небольшие углубления в виде рытвин и борозд глубиной от нескольких сантиметров до 1—2 м на поверхности закарстованных пород.

Поноры — вертикальные или наклонные отверстия, через которые поверхностные воды поглощаются и уходят в глубину.

Карстовые воронки — формы поверхностного рельефа, имеющие наибольшее распространение. Они встречаются в областях с различными климатическими условиями и имеют форму чаш или блюдец, то с крутыми, то с пологими склонами. Среди них выделяются: воронки поверхностного выщелачивания и воронки провальные, образующиеся в результате обрушения сводов подземных карстовых полостей (рис. 12.4).



Рис. 12.4. Карстовая воронка

Карстовые котловины — крупные формы поверхностного карстового рельефа, на дне которых развиваются карстовые воронки.

Поля — крупные замкнутые понижения, представляющие собой объединения нескольких небольших карстовых котловин.

Карстовые колодцы и пропасти — крупные провалы, уходящие на глубину до 1000 м.

Подземные карстовые формы представлены *пещерами* и *каналами*. Самыми крупными подземными формами карстового рельефа являются карстовые пещеры. Они представляют собой систему горизонтальных или несколько наклонных каналов, туннелей, сложно ветвящихся и образующих огромные залы или гроты, имеющие высоту в несколько десятков метров. Пещеры между собой могут соединяться туннелями, провалами или узкими щелями. По каналам нередко протекают подземные реки, а на дне пещер располагаются подземные озера. Подземные реки не только выщелачивают соприкасающиеся с ними горные породы, но и производят большое эрозионное воздействие. На поверхности карстовых массивов нередко имеются периодически исчезающие озера и реки. Последние нередко уходят в колодцы или провалы.

Карстовые процессы создают не только определенные формы рельефа, но и участвуют в образовании весьма своеобразных отложений. На поверхности и на дне карстовых форм рельефа (карры, воронки, поля, впадины и т. д.) располагаются остаточные от растворения образования — это бескарбонатный в основном алюмосиликатный материал, оставшийся после растворения. Он носит название *терра-росса* (красная земля). На поверхности и в пещерах имеются обвальные накопления — продукты обрушения сводов карстовых полостей или от скатывающихся по склонам карстовых долин и воронок глыб. В пещерах находятся своеобразные аллювиальные осадки, образуемые подземными реками. Имеются также *травертины* — натечные формы известкового туфа, а также своеобразные натечные формы — *сталактиты*, растущие от кровли пещеры вниз. Их тонкие переплетения часто называют *сталактитовыми занавесками*. Со дна пещер растут вверх *сталагмиты*.

Кроме карстовых в природе известны и весьма своеобразные ледяные пещеры, дно, стены и свод которых украшены своеобразными ледяными сталактитами и сталагмитами.

12.9. Оползневые процессы

С деятельностью поверхностных и подземных вод тесно связаны разнообразные смещения блоков твердых горных пород, которыми слагаются долины рек, склоны озер и береговые морские и озерные обрывы. Многочисленные оползни происходили и происходят во многих районах Среднего Поволжья (Нижний Новгород, Ульяновск, Вольск, Саратов). Другим классическим оползневым районом яв-

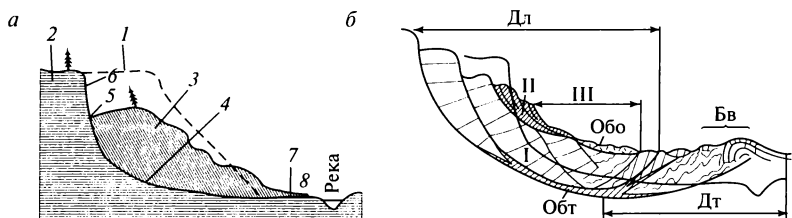


Рис. 12.5. Схема оползневых тел:

a — схема оползневого склона: 1 — первоначальное положение склона; 2 — нарушенный склон; 3 — оползневое тело; 4 — поверхность скольжения; 5 — тыловый шов; 6 — надоползневой уступ; 7 — подошва оползня; 8 — источник; *б* — схема сложного оползня: Дл — деляпсивная часть оползня; Дт — детрузивная часть оползня; Бв — бугор выпирания; Обт — оползневые брекчии трения; Обо — отложенные оползневые брекчии поточного типа; I — крупноблоковые оползневые тела первой стадии; II — малые блоковые оползни второй стадии; III — поточный оползень третьей стадии

ляется Черноморское побережье Кавказа и Крыма. Отдельные оползневые участки известны по склонам долин Днепра, Волги, в низовьях Камы, Печоры, на Москве-реке, а также по берегам крупнейших рек Сибири. Подробно оползневые процессы освещены в гл. 8 и показаны на рис. 12.5.

12.10. Подземные воды и геоэкология

Подземные воды занимают исключительное место в природе и жизни человека. Они обеспечивают водой и минеральными веществами животный и растительный мир. Важнейшей проблемой современности в жизни планеты и человечества является необходимость обеспечения населения, промышленности и сельского хозяйства не только водой для технических целей и бытовых нужд, но и главное — чистой пресной подземной водой. Однако решение данной проблемы упирается не только в необходимость проведения разведки запасов чистой пресной воды, но и в охрану ее чистоты, химического состава и рационального использования. ЮНЕСКО уже многие годы считает, что обеспечение населения, промышленности и сельского хозяйства пресной водой является важнейшей проблемой мирового значения. Но надо исходить из действительности. В одних странах запасов пресных вод достаточно, а в других, в частности в странах жаркого засушливого климата, ее вовсе нет.

В настоящее время при определении запасов подземных пресных вод предъявляются повышенные требования к их качеству. При проектировании любого вида работ, особенно масштабного строительства, необходим учет гидрогеологического состояния территории. Гидрогеологические исследования особенно тщательно проводятся при создании водохранилищ, так как необходимо учитывать возмож-

ность просачивания вод через дно и подтопление прилегающих территорий.

При разработке полезных ископаемых проводятся гидрогеологические исследования, благодаря которым определяется возможность притока подземных вод в шахты и горные выработки, разрабатываются мероприятия по их предотвращению. При разработке нефтяных и газовых месторождений большое значение играет определение соотношения нефть — газ — вода, особенно выявление динамики и химического состава подземных вод.

Для предотвращения обрушения гражданских и промышленных зданий определяется степень насыщенности подфундаментных слоев грунтовыми и иными напорными и безнапорными водами. Особенно тщательно исследуются карстовые области, так как кроме наземных форм карста могут быть и подземные, обрушение которых может привести к значительному ущербу.

С минеральными и подземными термальными водами связано развитие курортного строительства и добыча лечебных минеральных вод. Термальные источники и подземные воды с высокой температурой (свыше 50 °С) могут быть использованы для теплофикации населенных пунктов, обогрева промышленных зданий и теплиц, а с температурами свыше 100 °С — для энергетических целей, в частности, для эксплуатации геотермических станций.

Подземные воды по своему происхождению подразделяются на следующие типы: инфильтрационные, конденсационные, седиментогенные, магматогенные, или ювенильные, и метаморфогенные. Выделяются почвенные воды и верховодка; в зоне полного насыщения распространены грунтовые воды, межпластовые ненапорные воды и межпластовые напорные или артезианские воды. Перемещение подземных вод зависит от водопроницаемости пород, их трещиноватости. С подземными водами связаны карстовые процессы. Их деятельность выражается в создании поверхностного и подземного рельефа, а также своеобразных аккумулятивных отложений и форм. К числу поверхностных форм карстового рельефа относятся карры, поноры, карстовые воронки, котловины, поля, а к подземному — пещеры и каналы (шахты). В пещерах формируются сталактиты и сталагмиты. Аккумулятивными формами кроме глыбовых накоплений являются пористые травертино.

Контрольные вопросы

1. С чем связана водопроницаемость горных пород?
2. Какие породы водопроницаемы, а какие нет?
3. Как формируются подземные воды?
4. Какие существуют типы подземных вод?
5. Чем отличается верховодка от грунтовых вод?
6. Чем отличаются грунтовые воды от артезианских?
7. Чем характеризуется режим подземных вод?

8. В чем выражается широтная зональность подземных вод?
9. Каким образом меняется химизм подземных вод с глубиной?
10. Какие существуют классификации подземных вод?
11. Чем вызваны карстовые процессы?
12. Какие существуют карстовые формы?
13. В чем заключается проблема чистых подземных вод?
14. Какие геоэкологические проблемы связаны с подземными водами?

Литература

- Гвоздецкий Н. А.* Карстовые ландшафты. М., 1979.
Гидрогеология / Под ред. В. М. Шестакова и М. С. Орлова. М., 1984.
Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. 1 и 2. Пермь, 1963, 1969.
Общая гидрогеология / Под ред. Е. В. Пиннекер. Новосибирск, 1980.

Глава 13

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ

13.1. Происхождение озерных впадин

Озерами называются водоемы с застойной или слабопроточной водой, занимающие понижения в рельефе и не имеющие прямой связи с морями и океанами. Озера в основном развиты в областях с влажным климатом и располагаются на обширных низменностях и в бессточных котловинах. В целом они занимают около 2 % площади суши. Крупнейшими озерами, не считая Каспийского реликтового озера-моря, являются оз. Верхнее в США (площадь около 82,4 тыс. км²), оз. Виктория в Африке (68 тыс. км²).

Больше всего озер располагается на месте четвертичного оледенения. Например, только в Финляндии насчитывается около 60 тыс. озер. Много озер в Карелии, которую называют страной тысячи озер. Общая площадь Великих озер в Северной Америке достигает 245 тыс. км².

Озера располагаются на разных гипсометрических отметках, как на низменностях и впадинах, так и высоко в горах. Самое высокогорное озеро Титикака располагается в Андах. Это озеро находится на высоте 3812 м над уровнем моря, а его площадь составляет 8 тыс. км². Самое низкое место занимает Мертвое море на Аравийском полуострове. Его поверхность находится на отметке 395 м ниже уровня Мирового океана.

Глубина озер измеряется многими десятками и сотнями метров. Самое глубокое озеро в мире — озеро Байкал. Его наибольшая глубина составляет 1741 м. В нем сосредоточено огромное количество пресной воды — 23 тыс. км³, что составляет пятую часть мировых запасов пресной воды.

Озера имеют различную форму. Они бывают округлыми, овальными, удлинёнными, серповидными, но часто обладают сложной извилистой береговой линией.

Котловины или впадины, в которых находятся озерные водоёмы, создаются различными геологическими процессами. Они возникают не только в результате деятельности эндогенных и экзогенных процессов, но создаются деятельностью человека. Генетическая классификация озерных впадин приведена в табл. 13.1. Приводимая классификация основана на разделении озерных впадин и котловин по условиям их происхождения с выделением геологических факторов, которые обусловили их развитие. Главное состоит в том, что озерные котловины возникли в результате действия не одного, а нескольких геологических факторов. Например, озерные котловины, возникшие в долинах рек, образовались не только в результате действия текучих вод, но и гравитационных процессов — обвальных и провальных.

Наряду с сугубо природными озерными впадинами выделяются впадины антропогенного происхождения, которые заполнены водой. Хотя водохранилища и пруды совершенно иного происхождения, чем природные озера, они как по составу воды, так и по геологическим процессам имеют много общего с природными озерами.

Таблица 13.1

Генетическая классификация озерных котловин

Категория	Группа	Тип
Эндогенная	Вулканогенная	Кратерный, кальдерный, fumarольный, гейзерный, лавово-плотинный, лахаро-плотинный
	Сейсмогенная	Провальный, обвально-плотинный
	Тектоногенная	Грабённый (рифтовый)
Экзогенная	Гравитационная	Провально-гравитационный, провально-карстовый, провально-суффозионный, обвально-плотинный
	Эрозионная (речная)	Русловый, пойменный старичный, дельтовый
	Эоловогенная	Дефляционный
	Гляциогенная	Экзарационный, карровый, термокарстовый, гляциально-плотинный
	Морская Биогенная Метеоритная (астроблемная)	Приморский, реликтивно-морской Атолловый, биогенно-плотинный Ударный, взрывной
Антропогенная	Запрудная, плотинная	Пруды, водохранилища

13.2. Геологическая деятельность озер и водохранилищ

Особенности озерной воды и водохранилищ. Вода в озерах имеет различное происхождение. Озерные впадины могли быть заполнены речной водой, талой водой отступающих ледников, талыми водами снегов и льдов, атмосферными водами или водами подземных источников. Некоторые реликтовые озера, как, например, Каспийское, сохранили морские воды.

Соленость озерной воды зависит от типа воды, заполняющей озеро, и климатических условий. Озера с атмосферным, речным, ледниковым питанием в условиях влажного климата обычно пресные с содержанием солей не более 5 г/л. Озера в жарком сухом (аридном) климате засоляются вследствие сильного испарения, и вода в них может быть солоноватой (5 — 25 г/л) или соленой (25 — 45 г/л) и даже превращаться в рассолы. Так, в озерах в Прикаспийской низменности Эльтон и Баскунчак соленость достигает 280 г/л и в них добывается поваренная соль. Соленость Мертвого моря колеблется от 260 до 310 г/л, а в озере Гузгундав в Турции достигает 380 г/л.

В зависимости от состава растворенных солей минерализованные озера разделяются на хлоридные, сульфатные и карбонатные. Из таких озер при изменении условий выпаривания выпадают не только химические осадки. В озерной воде всегда имеются механические примеси — тонкие глинистые и пылеватые частицы, а также оксиды железа и некоторых других металлов, которые приносятся ветром, речными притоками, подземными водами и ветром. Многие пресные озера характеризуются большим наличием органических соединений (гуминовых веществ). Их присутствие вызвано широким развитием водорослей и мелких планктонных организмов. Для озерных взвесей характерна климатическая сезонность. Весной, летом и ранней осенью в связи с существованием благоприятных условий для жизнедеятельности живых организмов в озерных водах увеличивается количество органических веществ, а количество минеральных взвесей в озерах с речным питанием возрастает весной и осенью, в озерах с ледниковым питанием — летом. Зимой количество органических веществ и минеральных взвесей резко сокращается. Хемогенное осаждение в озерах осуществляется в теплое время года.

В отличие от озер в водохранилищах вода всегда пресная, поскольку они располагаются в долинах крупных рек и имеют большой приток пресной воды.

По характеру движения вод озера делятся на проточные и застойные. *Проточные озера* чаще всего располагаются в долинах рек и приток чистых вод в них происходит постоянно. Кроме постоянных течений в озерах возникают временные перемещения масс воды, вызываемые ветрами. Высота волн на озерах невелика и зависит от площади самих озер. В самых крупных озерах она может достигать 5 м. При изменении атмосферного давления или при сильном ветре оп-

ределенного направления образуются *сейши* — волны, возникающие при сгоне воды от одного берега к другому. Во время действия сейш один берег постоянно осушается, а другой заливается. Из-за неравномерного нагревания воды в озерах возникают течения.

В *застойных озерах* перемещения воды происходят только в верхних слоях. Придонные воды остаются неподвижными. Из-за отсутствия вертикальной циркуляции и за счет интенсивного разложения органического вещества в придонных частях возникают сероводород, углекислый газ, метан и др.

Геологическая деятельность озер выражается в размыве водой берегов и дна, перераспределении материала внутри озера и накоплении осадков на дне и склонах озерных котловин. Интенсивность геологических процессов в пределах озер зависит от размеров озер, их типа, динамики и состава вод, развития органического мира, притока вод и т. д.

Лимноабразия, или *озерная абразия*, связана с перемещениями воды главным образом ветровыми движениями. Чем крупнее озеро, тем выше волны и тем интенсивнее их воздействие на берега. На рис. 13.1 показан абразионный берег озера Байкал. У небольших озер с постоянным уровнем и определенным направлением ветра лимноабразия минимальна, так как выработан абразионный профиль, а сам крутой берег, который ранее подвергался воздействию волн, оказывается отодвинутым на расстояние, уже недоступное самым сильным волнам. В этом случае работа волн ограничивается перетиранием и размельчением осадков пляжа. Самая сильная абразия характерна для пло-



Рис. 13.1. Абразионный берег Байкала

тинных озер в первые моменты их образования и в которых имеется постоянный приток вод. Размываются и отодвигаются берега, подмывается плотина. Эти процессы могут продолжаться до разрушения плотин и полного уничтожения озера. У проточных озер с достаточно большим течением может быть эродировано дно.

Обломочный материал, поступающий в озера с постоянными и временными водотоками, а также благодаря другим геологическим процессам, постепенно подвергается сортировке по крупности обломков. Более крупный осажается на дно вблизи берегов, а мелкий разносится волнами и течениями по водоему, и только затем постепенно оседает на дно, при этом смешиваясь с органомогенным и хемогенным материалом.

Осадконакопление в озерах происходит по всей акватории озера, скорость его зависит от размерности и количества поступившего материала. В озерах накапливаются обломочные (терригенные), органомогенные и хемогенные осадки. Они обладают хорошо выраженной тонкой слоистостью, обусловленной спокойными условиями осадконакопления. В озерах в зависимости от климатических условий формируются слои, отражающие сезонные изменения в составе осадков. Весной и летом в период таяния снегов, а в тропическом климате во время ливневых сезонных дождей, когда в озера приносится в большом количестве терригенный материал, осажается более грубый песчаный материал, в межсезонье — алевритовый и глинисто-алевритовый материал. В то же время зимой в умеренном климате или во время сухого сезона в тропическом накапливаются только весьма тонкие слои глин. Слои, обогащенные органическим веществом, накапливаются только летом и осенью. В связи с существованием спокойных гидродинамических условий в озерных осадках захороняются и хорошо сохраняются остатки растений — отпечатки листьев, побегов, стеблей, веток, остатки плодов и семян, а также следы животных, бродивших по берегам, отпечатки скелетов рыб и тонкие нежные раковины пресноводных организмов.

В тех озерах, где происходит сильная абразионная деятельность, большую роль играют обломочные отложения. Обломки хорошо отсортированы по размеру и плотности (составу). Грубый материал в виде гальки и крупнозернистого песка отлагается у крутых размываемых берегов, в дельтах рек, а алевритовая и глинистая муль разносится по территории озера. Горные реки, стекающие в озера, несут огромное количество взвешенных веществ, за счет чего в озерах накапливается очень много терригенного материала, что приводит к их обмелению.

В относительно спокойных гидродинамических условиях отменные берега озер зарастают водной растительностью. Отмирая, она формирует на дне войлокообразную массу. В озерах развивается разнообразный растительный планктон, часто состоящий из синезеленых, диатомовых и других водорослей. В конце лета начинается бур-

ное размножение водорослей. Спокойные участки озер покрываются тонкой зеленой пленкой (начинают цвести). Этот процесс носит название *эвтрофикации*. Отмирая, масса фитопланктона опускается на дно и, смешиваясь с тонкими алевритовыми и глинистыми частицами, образует слой органического ила. Благодаря действию анаэробных бактерий ил битуминизируется и превращается в *сапропель* (от греч. «сапрос» — гнилой, «пелес» — ил). Сапропелевый ил обладает буро-оливковым цветом. Это студенистая, жирная на ощупь масса. Сапропель — ценное полезное ископаемое. Он применяется в качестве целебной грязи, добавляется в корм скоту. При сухой перегонке из него получают светильный газ, вазелин, парафин. В процессе диагенеза он превращается в породу темно-коричневого цвета, которая относится к классу бурых углей.

Среди озерных отложений, особенно в прибрежной части, иногда встречаются слои, переполненные раковинами гастропод и двустворчатых моллюсков. Они сцементированы глинистым и карбонатным цементом и превращены в ракушечники. Нередко захороняются кремнистые скорлупки диатомовых водорослей. Диатомовый ил с течением времени преобразуется в *диатомит* — рыхлую, пористую легкую горную породу белого и серого цвета.

Для озерных отложений характерны и хемогенные образования. В пресных озерах в условиях влажного теплого климата происходит накопление карбонатных илов, которые в дальнейшем преобразуются в озерные маломощные пласты известняков и мергелей. Среди тонких глинистых осадков часто встречаются известковые конкреции. Иногда в соответствующих условиях образуются железистые или марганцевые илы и конкреции.

В озерах, расположенных в жарком аридном климате, где испарение велико, осаждаются поваренная соль (NaCl), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), калийная соль (KCl , MgCl_2). В зависимости от состава хемогенных осадков озера подразделяются на карбонатные, сульфатные, хлоридные, хлоридно-магниевого и т. д.

Водохранилища. По составу вод и геологической деятельности водохранилища аналогичны крупным озерам. Они образуются в тех местах, где вода находится в избытке и при этом обводняют территории уже в достаточной степени увлажненные. Наибольшее распространение имеют водохранилища, расположенные в речных долинах. Самым крупным по площади является водохранилище Вольта в Западной Африке (8480 км²), Волжское водохранилище занимает второе место (5900 км²). Самым вместительным является водохранилище Кариба (175 км³) на р. Замбези. В Братском водохранилище сосредоточено 169 км³ воды.

Геологическая деятельность водохранилищ выражается в глубинной эрозии, лимноабразии и аккумуляции осадочного материала. Глубинная эрозия вызвана периодическим изменением уровня водохранилищ, которое меняется в течение года. Из-за большой пло-

шади на акватории водохранища велико волновое воздействие. В результате лимноабразии в Цимлянском водохранилище на Дону берега были срезаны за пять лет в среднем на 50 м, а в отдельных участках — на 100—120 м.

Особые процессы происходят в пределах чаши водохранилища, которые располагаются в зоне многолетнемерзлых грунтов. Так, в долине р. Вилюй после образования водохранища под воздействием оттепляющего влияния воды лед протаивает, а на берегах возникают провалы, ямы, воронки, пещеры, трещины.

Водоохранилища существенным образом влияют на течение естественного руслового процесса в долинах зарегулированных рек. В пределах самого водохранилища возрастает осаднение твердого стока. Накопление аллювия на границе максимального распространения подпора приводит к повышению уровня воды в реке, а это, в свою очередь, вызывает распространение аккумуляции вверх по течению реки. Например, в Новосибирском водохранилище накапливается более четверти годового стока р. Оби, а зона аккумуляции в самой реке за 40 лет наблюдений переместилась вверх по течению на 400 км.

В состав донных отложений водохранилищ входят: органическое вещество и органические илы; речные наносы (твердый сток); продукты разрушения берегов и мелководий и конусов выноса; эоловый материал.

13.3. Происхождение и типизация болот

Болотами называют избыточно увлажненные участки суши, заросшие специфической влаголюбивой растительностью, в пределах которых происходит процесс торфообразования. Болота на Земле занимают около 2 млн км² территории суши. Чаще всего болота распространены в областях влажного климата, там, где близко от поверхности располагается уровень грунтовых вод. Однако нередко заболоченные участки возникают и в областях аридного климата. Образуются болота на месте зарастающих озер, в поймах рек и ручьев, на приморских низменностях, в покрытых лугами и лесами сильно обводненных оврагах и впадинах.

Озерные болота возникают на месте зарастающих влаголюбивой растительностью озер с одновременным накоплением на дне отмерших растительных остатков с преобразованием их в торф. Зарастание озера происходит от берега в сторону его центральных частей. Торф вместе с накапливающимися иловыми слоями способствует обмелению озера. Как только растительностью (осокой, рогозой, тростником и др.) покроеется вся акватория озера, оно превращается в болото.

Лесные и луговые болота возникают на пониженных переувлажненных местах среди леса или луга. Избыточная вода вымывает (выщелачивает) питательные вещества из почвы. В результате этого древес-

ной растительности в лесах и травам на лугах не хватает кислорода и других питательных веществ и они постепенно отмирают. Их сменяют менее требовательные к питательным веществам растения, в частности мхи. Моховая дернина, постоянно пропитанная водой, не дает возможности проникать кислороду к гниющим растениям, и они постепенно в застойных условиях переходят в торф, а заболоченный участок леса или луга с течением времени превращается в болото.

Болота подразделяют по месту своего нахождения и условиям образования. Среди них выделяют верховые, промежуточного типа, низинные и приморские.

Верховые болота располагаются в пониженных частях водоразделов, на поверхностях речных и морских террас, на пологих склонах возвышенностей. В основном они питаются атмосферными водами с малым содержанием минеральных солей и характеризуются обедненным комплексом растительности. Среди растительности в основном преобладают сфагновые мхи, которые находятся в центре болот. По окраинам болота быстро зарастают древесной растительностью — сосной, лиственницей и кустарниками.

Болота промежуточного типа подпитываются как подземными водами, так и атмосферными осадками.

Низинные болота располагаются на месте зарастающих озер, на самых низких гипсометрических отметках речных долин (поймы) и стариц (рис. 13.2). Питание низинных болот осуществляется за счет



Рис. 13.2. Низинное болото

подземных и поверхностных текучих вод, а также атмосферных осадков. Комплекс растительности, произрастающей на низинных болотах, значительно богаче, чем в верховых. Низинные болота зарастают сфагновыми и зелеными мхами, осоками, тростниками, различными кустарниками и деревьями (ольха, береза).

Приморские болота распространены на низменных выровненных приморских низменностях с влажным климатом. Питание таких болот в основном атмосферное. В областях с влажным тропическим климатом приморские болота зарастают манграми — древесной и кустарниковой растительностью с корнями, выступающими на поверхность.

13.4. Геологическая деятельность болот

Геологическая деятельность болот в основном состоит из ее аккумулятивной части, так как ни разрушительную, ни транспортирующую работу болота не производят. В них накапливается торф. *Торф* — органогенная горная порода, состоящая из скопления растительных остатков, подвергшихся не полному разложению в болотах при затрудненном доступе кислорода. Цвет торфа бурый, серый, черный. В нормальном состоянии торф содержит до 90 % воды. Содержание минеральных частиц может колебаться от 2 до 20 % к сухой массе торфа. Минеральные частицы определяют зольность торфа. Наименьшей зольностью обладает торф из верховых болот (2—4 %). В торфе из низинных болот зольность возрастает до 20 %. В зависимости от содержания растительных остатков различают древесный, травяной и моховой виды торфа. Основная масса торфяников сосредоточена



Рис. 13.3. Озерно-болотная Западно-Сибирская низменность

на севере Европейской России, в Белоруссии и Западно-Сибирской низменности (рис. 13.3).

Кроме торфа в болотах формируются хемогенные осадки. В низинных болотах, в которые поступают подземные воды, обогащенные карбонатами, накапливаются слои известняка. Довольно часто встречаются своеобразные накопления железа, именуемые болотными железными рудами, которые по своему составу отвечают сидериту (FeCO_3). Болотные руды имеют своеобразную оолитовую текстуру. При выветривании залежи болотных железных руд превращаются в лимонит. Если закисная среда сохраняется долгое время вместе с сидеритом, в торфяниках и вмещающих глинах образуется минерал вивианит $(\text{Fe}_3\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

13.5. Экологическое значение озер, водохранилищ и болот

Озера, водохранилища и болота несут важные экологические функции. С одной стороны, в них сосредоточены определенные запасы пресной технической воды, необходимой для промышленности и коммунального хозяйства, а с другой — в них формируется и находится целый ряд ценных полезных ископаемых. Кроме перечисленных факторов водохранилища являются источником и аккумулятором энергии, вырабатываемой ГЭС. Они являются регулятором стока, влияют на состояние земельных ресурсов, на микроклимат и вносят некоторые положительные и отрицательные изменения в природу прилегающих территорий. Среди озерных отложений самый большой практический интерес представляют поваренная соль, калийные соли, сода, а также железистые и марганцевые руды. Из органических отложений разрабатываются сапропель, битуминозные сланцы, диатомит, известняки, а для строительных целей — пески, алевриты и глины.

Среди болотных отложений ценными полезными ископаемыми являются торф и бурый уголь. Торф в некоторых районах используют как энергетический ресурс, но чаще из него получают ряд химических соединений — аммиак, уксусную кислоту, деготь, воск, парафин. Торф используется в качестве удобрения, для изготовления теплоизоляционных материалов, а также в медицине.

С течением времени торф преобразуется в бурые угли, которые в процессе диагенеза превращаются в каменный уголь и антрацит. Месторождения каменного угля располагаются в тех местах, где в глубокой древности находились озерно-болотные системы. Сформированные в них каменные угли носят название *лимнических* в отличие от приморских — *параллических*. Угли залегают среди осадочных горных пород в виде линз и пластов и имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров.

Озера и болота располагаются в понижениях рельефа и заполняются проточной или застойной водой. Озерные котловины создаются различными эндогенными и экзогенными геологическими процессами. В то время как в озерах экзогенные процессы складываются из абразионной, транспортирующей и аккумулятивной деятельности, в болотах протекают только аккумулятивные процессы. В озерах и болотах формируются в основном тонкие обломочные и органические осадки. Среди болот различают озерные, лесные, луговые, верховые, низинные и приморские. Созданные человеком водохранилища по характеру геологических процессов относятся к озерам.

Контрольные вопросы

1. Чем отличаются озера от болот?
2. Что общего между озерами и водохранилищами?
3. Каким образом протекают денудационные процессы в озерах?
4. По какому принципу классифицируются озера?
5. В чем состоит транспортирующая деятельность озер?
6. Какие осадки накапливаются в озерах?
7. На чем основана классификация болот?
8. Какие осадки накапливаются в болотах?
9. Какова экологическая роль озер и болот?

Литература

Богословский Б. Б. Основы гидрологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск, 1974.

Ниценко А. А. Краткий курс болотоведения. М., 1967.

Глава 14

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

В областях холодного и умеренно холодного резко континентального климата поверхностные слои почвы и грунта подвергаются промерзанию зимой и оттаиванию в летние месяцы. Возникают сезонно-мерзлые грунты. Выявлены определенные закономерности промерзания и оттаивания, установлены температурные условия этих процессов, охарактеризованы поведение грунтов и почвы в периоды оттаивания и промерзания, влияние на эти процессы состава грунтов и их влажности. Верхний слой, подвергающийся периодическому промерзанию и оттаиванию, характеризуется значительной динамичностью и называется *деятельным слоем*. Под этим слоем на значительных территориях Сибири, Аляски и Канады располагаются многолетнемерзлые горные породы. В России они занимают территорию около 60 % площади. Зону распространения многолетнемер-

злых пород называют *мерзлой зоной литосферы*, или *криолитозоной*. Поэтому и наука, изучающая криолитозону и процессы, протекающие в ней, называется *геокриологией*, или *мерзлотоведением*. Основы этой науки были заложены на рубеже XIX и XX столетий М. И. Сумгиным, но особенно широкое развитие эта наука и ее практические выводы и результаты получили в конце XX в. На основе практических рекомендаций геокриологии решают важнейшие хозяйственные задачи — в областях развития многолетнемерзлых пород и грунтов развивается горнодобывающая промышленность, осуществляется строительство транспортных магистралей, ведется жилое и промышленное строительство и регулярное водоснабжение.

14.1. География многолетнемерзлых горных пород

Огромная и важная в экономическом отношении работа по строению и распространению многолетнемерзлых грунтов на территории России была проведена коллективом кафедры геокриологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Обобщенный макет данной карты представлен на рис. 14.1. На данной карте выделяются субэаральная (субконтинентальная) и субмаринная или шельфовая криолитозоны. Последняя охватывает шельф полярных морей России. Наибольшим распространением и важнейшим в экологическом отношении является субэаральный тип криолитозоны. Он охватывает север Европейской части России, Западную и Среднюю Сибирь, Северо-Восток России и Дальний Восток. Южная граница криолитозоны проводится там, где горные породы обладают нулевой среднегодовой температурной отметкой. Наибольшей динамичностью и подвижностью обладает южная зона, в пределах которой отсутствует сплошная мерзлота. По мере движения с юга на север массивность и толщина многолетнемерзлых горных пород постепенно увеличиваются. Наибольшие площади занимает зона сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород. Средняя ее мощность составляет 700 — 900 м, а местами увеличивается до 1200 — 1500 м. По мере приближения к Северному Ледовитому океану постепенно снижается температура среднегодовых колебаний, составляя минус 10 — 15 °С.

Многолетнемерзлые горные породы распространены и в горных районах Южной Сибири и Забайкалья. Их развитие и мощность подчиняются вертикальной климатической зональности.

14.2. Подземные льды и подмерзлотные воды криолитозоны

Подземными льдами называют все виды льда в мерзлых породах вне зависимости от их образования, размеров и условий залегания. Мерзлотоведы подразделяют льды, формирующиеся в горных породах, на четыре основные группы:

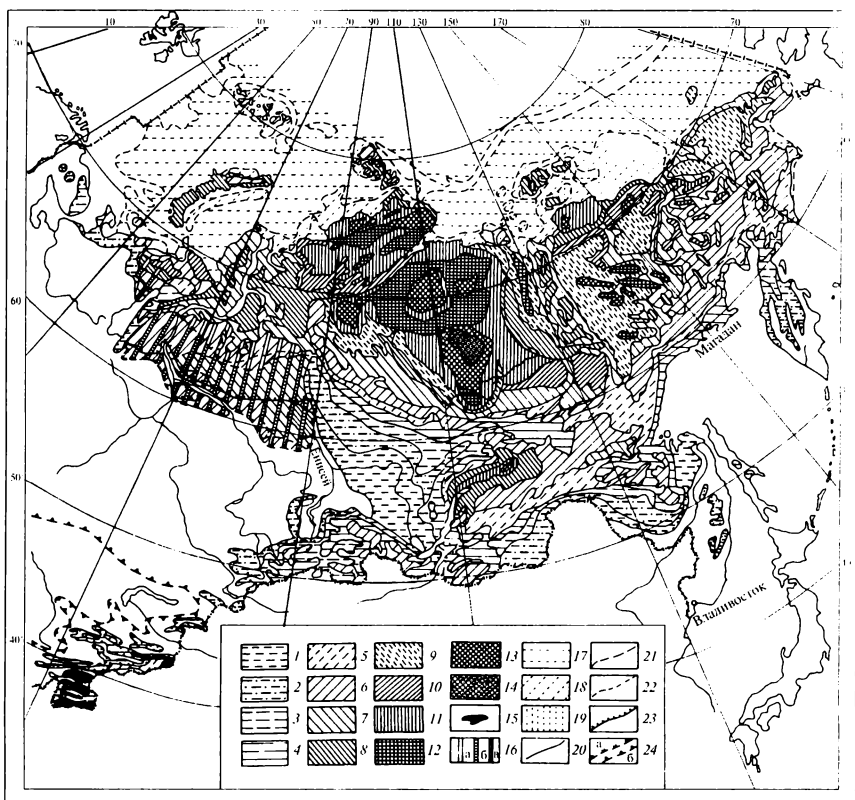


Рис. 14.1. Карта распространения многолетнемерзлых грунтов на территории России (по Э. Д. Ершову):

субарктическая криолитозона: 1–4 — несплошного распространения: 1 — редкоостровного (0–15 м), 2 — островного (0–25 м), 3 — массивно-островного (0–50 м), 4 — прерывистого (0–100 м); 5–15 — сплошного распространения мерзлоты мощностью: 5 — 100–200 м, 6 — 100–300 м, 7 — 200–400 м, 8 — 300–500 м, 9 — 300–700 м, 10 — 400–600 м, 11 — 400–700 м, 12 — 500–900 м, 13 — 7000–1100 м, 14 — 900–1500 м, 15 — более 1500 м; 16 — реликтовая криолитозона, залегающая на глубине от поверхности: а — до 100 м, б — от 100 до 300 м, в — более 300 м; субмаринная криолитозона: 17 — островного и прерывистого распространения — 0–100 м; 18, 19 — сплошного распространения: 18 — от 100 до 300 м, 19 — от 200 до 400 м; границы: 20 — различной мощности криолитозоны, развитой с поверхности, 21 — субмаринной криолитозоны, 22 — реликтовой криолитозоны, 23 — южная граница современного распространения криолитозоны, 24а — южная граница реликтовой криолитозоны, 24б — возможная граница промерзания пород в плейстоцене

- погребенный лед, который образуется при захоронении снежников и подземных льдов;
- повторно-жильный лед, образующийся при неоднократном заполнении водой или снегом трещин, проникающих на значительные глубины;

- инъекционный лед, возникающий в результате замерзания подземной воды, внедряющейся под напором в толщу мерзлых пород;

- конституционный лед, который образуется при промерзании влажных дисперсных горных пород.

Распространение подземных вод тесно связано с пространственным положением многолетнемерзлых горных пород, которые являются водоупором. Схема положения подземных вод в мерзлотной зоне очень сложна. В ней выделяются надмерзлотные воды сезонно-талого слоя, надмерзлотные воды несквозных таликов, воды сквозных таликов и подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды сезонно-талого слоя образуются при оттаивании верхней части пород в летне-осеннее время. Они питаются в основном за счет атмосферных осадков. Их перемещение связано с уклоном мерзлотного слоя. По составу эти воды пресные гидрокарбонатные.

К *надмерзлотным водам несквозных таликов*¹ относятся подозерные, подрусловые и прирусловые пойменные несквозные талики, которые существуют из-за тепляющего воздействия водоемов и водотоков. Размеры таликов зависят от величины руслового потока. Питаются данные воды в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично речных вод. Поэтому все они слабо минерализованы. Подрусловые подземные воды перемещаются вдоль долины реки и обладают стоком в течение года. С ними связаны основные запасы грунтовых вод на территориях, охваченных мерзлотными процессами, и вследствие этого они имеют огромное значение для водоснабжения.

Прирусловые пойменные талики приурочены к прирусовым отмелям, косам, нижним частям пойм и участкам, испытывающим временное тепляющее воздействие воды во время половодий. Воды подозерных несквозных таликов характеризуются застойным режимом и некоторые из них обогащены сероводородом.

Воды сквозных таликов. Среди них выделяются: инфильтрационные талики, обладающие нисходящим движением и образующиеся в результате инфильтрации атмосферных осадков или втекания поверхностных вод по трещинам и карстовым полостям; напорно-фильтрационные талики, обладающие напором и восходящим направлением движения.

Подмерзлотные воды располагаются ниже подошвы многолетнемерзлых пород. Приурочены к различным по составу и проницаемости породам и всегда обладают напором. Вскрываемые буровыми скважинами, они всегда фонтанируют наподобие артезианских вод. Глубина залегания таких вод различна и обусловлена мощностью много-

¹ Талики — слой или массив горной породы, имеющий температуру выше 0 °С в течение всего года, окруженный мерзлой толщей.

летнемерзлых пород. Имеются воды как с положительными, так и с отрицательными температурами. По степени минерализации они могут быть как пресными, так и солоноватоводными. Воды с отрицательной температурой обладают высокой соленостью.

Межмерзлотные и внутримерзлотные воды, обладающие как слоистым, так и линзовидным залеганием, ограничены сверху и снизу водоупорами в виде мерзлых пород. Вследствие этого они не связаны с другими типами подземных вод.

14.3. Геологические процессы в криолитозоне

В северной части криолитозоны, там, где существуют низкие температуры, а сам сезонно-талый слой обладает небольшой мощностью, формируются повторно-жильные льды. Они имеют большую ширину и местами достигают значительных глубин. Их развитие связано с образованием морозобойных трещин. Для образования повторно-жильных льдов требуются следующие условия:

- многократное возникновение морозобойных трещин, проникающих в многолетнемерзлые породы намного ниже границ сезонного протаивания;
- многократное заполнение трещин льдом;
- наличие достаточно пластичных или способных к уплотнению пород.

Ледяные жилы могут быть двух типов: *эпигенетическими*, т. е. образующимися в уже сформированных мерзлых породах, и *сингенетическими*, т. е. сформированными одновременно с накоплением осадков (рис. 14.2). Это может быть пойменный аллювий, делювиальные, болотные, озерные осадки. В первом случае ледяные жилки образуются при последовательных годовых циклах растрескивания и заполнения трещин льдом. Во время этого процесса жилы растут в ширину. Во время сингенетического роста каждая последующая вклинивающаяся жила льда не доходит до конца предыдущей на величину, соответствующую мощности накопившегося за год осадка. Сингенетические жилы растут по вертикали.

При вытаивании ледяных жил возникают клиновидные полости, которые заполняются обрушивающимися отложениями, слагающими борта и кровлю трещин. Под влиянием многократно повторяющегося процесса вытаивания и замерзания слои сминаются и изгибаются. Возникают своеобразные текстуры, которые называются *криотурбациями*.

Для различных районов криолитозоны характерно развитие *морозного пучения*. Оно возникает из-за неравномерного строения толщи. Небольшие бугры пучения могут возникать в результате увеличения объема замерзающей воды в грунте. Большое значение имеют миграционные бугры, которые появляются при периодическом притоке влаги из нижележащей части талого грунта.

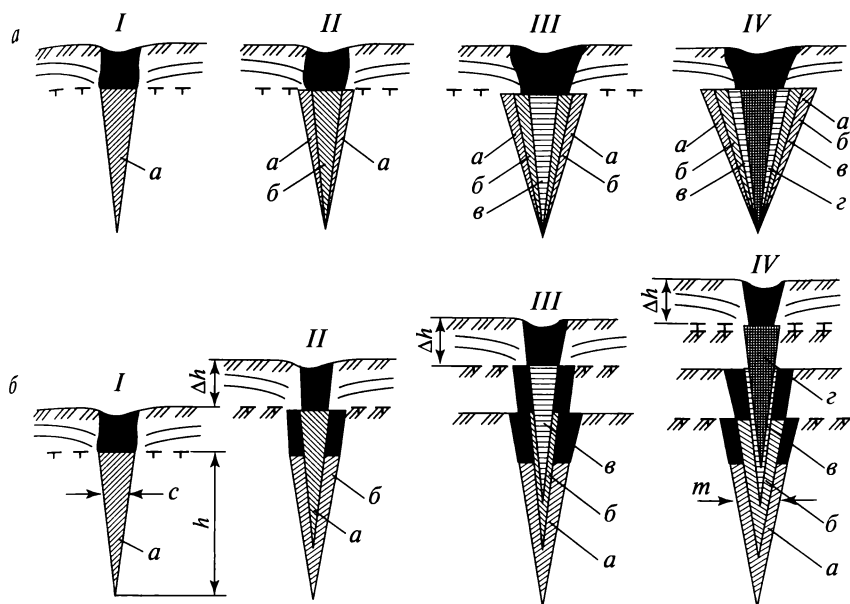


Рис. 14.2. Схема эпигенетического (а) и сингенетического (б) роста повторно-жильных льдов:

I—IV — последовательные стадии роста жил; а—з — ледяные жилки; Δh , h — мощность слоя, накапливаемого за год; c , m — сжатие жильных льдов

В криолитозоне развиты также *мелкополигональные структурные формы*, которые вызваны растрескиванием грунта на мелкие полигоны, неравномерным промерзанием сезонно-талого слоя и развитием в закрытых системах серий разрывов.

Бугры пучения. При сезонном промерзании влажных или насыщенных водой грунтов вследствие расширения происходит выпучивание их поверхности. Возникают *бугры пучения*. Среди них выделяют два типа: миграционные и инъекционные.

Миграционные бугры пучения образуются в условиях открытых систем при ведущей роли миграции влаги к фронту промерзания. Наиболее часто такие бугры пучения возникают в поле развития торфяников. Это связано с тем, что торф содержит много влаги. Но главное состоит в том, что теплопроводность мерзлого торфа выше теплопроводности талого и он сильнее охлаждается зимой, чем нагревается летом. При похолодании в первую очередь замерзают торфяники, а находящаяся в них влага мигрирует к фронту промерзания и скапливается у выгнутой вверх мерзлой толщи. Схема образования многолетнего миграционного бугра пучения под торфяниками показана на рис. 14.3. Такие бугры бывают однолетними и многолетними. Многолетние миграционные бугры пучения достигают высоты 1,5—3 м. Чаше всего они встречаются в периферических областях

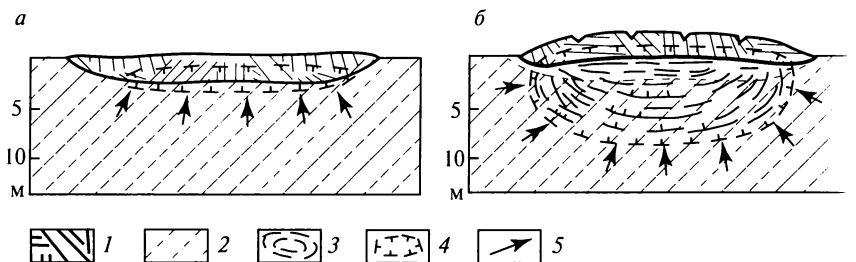


Рис. 14.3. Схема образования многолетнемерзлого бугра пучения под торфяниками:

а — начальная стадия; *б* — зрелая стадия; 1 — торф; 2 — пылеватый суглинок; 3 — шилы сегрегационного льда; 4 — граница многолетнемерзлой породы; 5 — направление миграционной влаги

тях распространения многолетнемерзлых грунтов на севере Европейской части России, в Западной Сибири и реже в Восточной Сибири.

Инъекционные бугры пучения образуются в условиях промерзания закрытых систем в основном несвязных таликов. Такие бугры в России носят якутское название — *булгунняхов*, а за рубежом им дано эскимосское название — *пинго*. Наиболее часто булгунняхии возникают при промерзании таликов под термокарстовыми озерами или иными термокарстовыми понижениями. Промерзанию подозерных таликов способствует обмеление или полное осушение озер. Промерзание несвязных таликов приводит к тому, что грунт с содержащейся в нем водой оказывается замкнутым. Возникает закрытая система. В результате дальнейшего промерзания увеличивается гидростатическое давление, под влиянием которого вода и насыщенный ею грунт перемещаются в более ослабленные места. В этом месте слой замерзающего грунта приподнимает верхние слои и образуется бугор пучения. Продолжающийся в течение многих лет процесс пучения приводит к формированию крупного многолетнего бугра пучения, ядро которого состоит из слоев и линз инъекционного льда.

Размеры булгунняхов колеблются в широких пределах от нескольких десятков метров до 100—200 м в диаметре, а по высоте — от нескольких метров до 30—60 м. Размеры бугров пучения зависят от величины таликов и объема воды в закрытой системе.

Наледи. Наледями называют ледяные тела, образующиеся зимой в результате неоднократного излияния на поверхность речных, озерных подземных вод и их послойного последовательного замерзания. В зависимости от характера вод наледи бывают речными, а в местах выхода подземных вод — наземными и подземными.

Речные наледи. Возникают при постепенном промерзании реки, когда создается значительный напор из-за сужения русла. Возросшая скорость воды, находя ослабленные места, вырывается на поверхность намерзшего льда и растекается по ней. Постепенное за

мерзание растекшейся воды приводит к образованию наледи. За зиму случается несколько десятков выбросов вод на поверхность и новое их замерзание. В результате этого процесса размеры речных наледей растут и они образуют многометровые нагромождения в нескольких местах вдоль реки.

Наземные наледи подземных вод. При сезонном промерзании деятельного слоя оставшаяся незамерзшей вода, заключенная между многолетней мерзлотой и уже промерзшей верхней частью слоя, приобретает значительный напор. Под влиянием этого замерзший слой начинает выпучиваться, а вода, найдя новые трещины, просачивается, прорывается вверх и изливается на поверхность. При существующих низких температурах каждая новая порция воды замерзает, образуя наледь. Точно такие же наземные наледи образуются при выходе источников подземных вод. Крупные наземные наледи (они в Якутии называются *тарынами*) часто приурочены к зонам разрывных тектонических нарушений, по которым на поверхность поступают подмерзлотные и межмерзлотные воды. Размеры наземных наледей подземных вод иногда достигают огромных значений. В частности, площадь Момской наледи достигает 100 км². Мощность наледей иногда составляет 10 м. Наземные наледи в зависимости от размеров и величины промерзания бывают однолетними и многолетними. Последние характерны для полярных и высокогорных районов, где существуют весьма суровые условия. Нередко такие наземные многолетние наледи захороняются под отложениями различного генезиса, в частности под русловым аллювием, обвальными, осыпными и солифлюкционными отложениями.

Подземные наледи. Местами находящаяся между многолетнемерзлой толщей и промерзшей частью сезонно-талого слоя вода не прорывается на поверхность, а, замерзая, только приподнимает кровлю, образуя бугры пучения с ледяным ядром в центре. Такие формы называют подземными наледями, или *гидролакколитами*. Они бывают однолетними и многолетними. Высота однолетних подземных наледей достигает 1—5 м, и во время таяния они быстро разрушаются. Многолетние гидролакколиты могут достигать 10-метровой высоты при диаметре в основании 20 м. Ледяное ядро гидролакколитов располагается на глубине 2—2,5 м.

Полигональные образования. В областях развития многолетнемерзлых горных пород широким распространением пользуются различные трещинные полигональные образования — пятна-медальоны, каменные кольца, каменные многоугольники.

Пятна-медальоны — это небольшие по площади полигоны глинистых грунтов, окруженные растительностью (рис. 14.4). Наличие морозобойных трещин приводит к более быстрому промерзанию сезонно-талого слоя. В летние месяцы эти места подвергаются более быстрому таянию и формируются новые трещины. Поступление более холодных вод из глубины и связь с мерзлыми грунтами не



Рис. 14.4. Пятна-медальоны

дает возможности развиваться корневой системе травянистой растительности, которая начинает расти по краям пятен-медальонов.

Каменные полигоны — плоские или слабовыпуклые площадки округлой или многоугольной формы, сложенные супесчано-суглинистым материалом и окаймленные каменными бордюрами (рис. 14.5). В результате распространения грунтов разной теплоемкости образуются площадки попеременного промерзания и оттаивания рыхлых влажных пород, которые содержат включения каменных обломков. Под валунами, глыбами и слоями горных пород, покрытых с поверхности щебнем, промерзание наступает раньше, чем на соседних существенно глинистых образованиях. Под ранее замерзшими

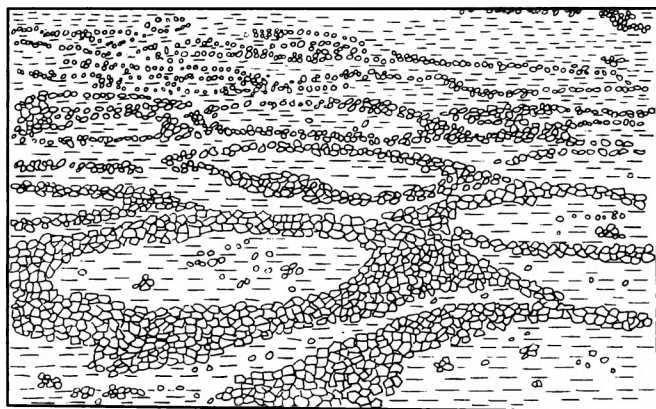


Рис. 14.5. Каменные полигоны (борозды, кольца и др.)

грунтами возникают ледяные линзы. В летний период ледяные линзы оттаивают, но на их место с водой затекают глинистые частицы, а валуны и глыбы уже не возвращаются на прежнее место.

В результате многократного промерзания и оттаивания в течение многих лет каменный материал из пород слоя сезонного оттаивания полностью выпучивается на поверхность. Таким образом осуществляется дифференциация каменного материала в сезонно-мерзлом слое на тонкий супесчано-глинистый и каменный материал. Последний скапливается на поверхности в виде каменных россыпей. При дальнейшем промерзании по трещинам давление в центральных частях полигонов увеличивается. При этом образуются разрывы, по которым разжиженные суглинистые грунты прорываются на поверхность и сдвигают каменные обломки в стороны. Возникают «каменные венки».

Криогенные склоновые процессы. Многолетнемерзлые грунты в летние месяцы являются своеобразным криогенным водоупором, по которому скользят и перемещаются разжиженные грунты и каменный материал. По склонам происходит медленное сползание толщ разжиженных грунтов — солифлюкция, а также медленное перемещение разного размера обломков горных пород в виде каменных потоков — курумов.

Солифлюкция (от лат. «солум» — почвы, «флюксус» — течение) — медленное перемещение на склонах почвенного слоя и увлажненных масс тонких осадков, имеющих небольшое распространение в промерзшем сезонно-мерзлом грунте.

По данным мерзлотоведов, развитие солифлюкции определяется наличием насыщенных водой супесчано-суглинистых и пылеватых отложений и наличием уклонов склона, обеспечивающих движение увлажненного грунта.

При сезонном оттаивании замерзших грунтов они сильно переувлажняются тальми и дождевыми водами. При этом утрачиваются структурные связи между частицами. Грунт становится вязко-пластичным и в таком состоянии способен медленно перемещаться по склону. В результате многократного движения новых порций блоки движущегося грунта на склонах наползают друг на друга и создают так называемые солифлюкционные террасы (рис. 14.6).

Курумы представляют собой каменные подвижные россыпи. Они широко развиты в горах и плоскогорьях Восточной Сибири и ряда других горных районов, где близко к поверхности расположены скальные породы и широко распространены мерзлотные процессы. Образование обломочного материала курумов связано с морозным выветриванием при периодическом сезонном промерзании и оттаивании совместно с другими склоновыми процессами (процессами гравитации). Местами курумы образуют сплошные каменные поля, причем их размеры могут достигать нескольких квадратных километров. Такие поля могут служить истоками курумных (каменных)

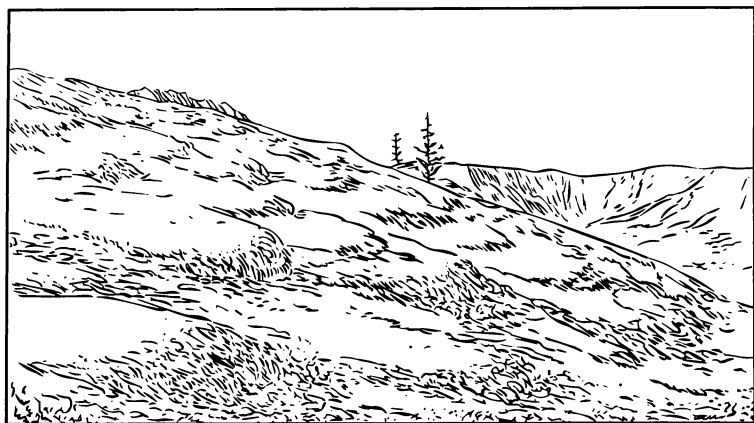


Рис. 14.6. Солифлюкционная терраса

потоков, которые движутся по склонам, днищам ложбин и оврагов. Длина курумных потоков нередко достигает нескольких километров. Движение курумов по склонам вызвано наличием гольцового льда, который возникает при замерзании воды, проникающей в пустоты. Довольно часто в основании курумных потоков может находиться тонкий супесчано-глинистый материал, переувлажняющийся при оттаивании льда. По данному влажному слою каменные валуны и глыбы легко скользят.

Для областей развития многолетнемерзлых горных пород характерно развитие *термокарста*. Он возникает в результате деградации многолетнемерзлых грунтов и горных пород и является результатом процесса протаивания подземных льдов, сопровождающегося проседанием земной поверхности. В результате такого проседания возникают своеобразные отрицательные формы рельефа. Для развития термокарста необходимы следующие условия: 1) наличие подземных льдов; 2) глубина сезонного или многолетнего протаивания должна превышать глубину залегания подземных льдов. Глубина оттаивания тесно связана с изменениями теплового режима, но довольно часто происходит в результате вмешательства человека (вырубка леса, распашка земель, снятие слоя торфа, прокладка транспортных магистралей, постройка жилых и промышленных объектов и т.д.). В результате протаивания подземного льда образуются блюдца протаивания, западины, небольшие впадины и котловины, которые в летнее время заполняются талой водой. Дальнейшее развитие термокарстовых форм зависит от присутствия или отсутствия поверхностного стока вод, образующегося при оттаивании. В случае интенсивного стока воды возникают сухие термокарстовые понижения. Вытаивание льда может приостанавливаться, но периодически возобновляться. Просадочные понижения бывают разделены коническими холмами, называемыми *байджерахами* (рис. 14.7). При оттаивании толщи

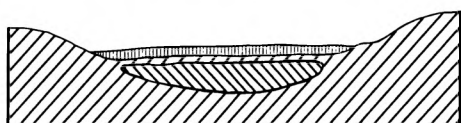
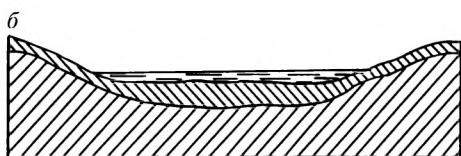
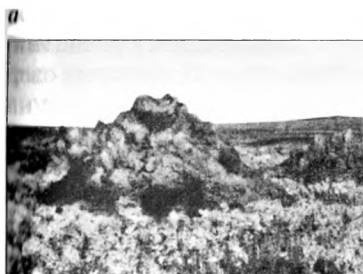
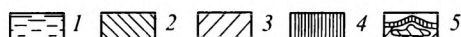


Рис. 14.7. Байджерахи (а) и схема их образования (б):

1 — вода; 2 — талый грунт; 3 — мерзлая толща; 4 — лед; 5 — выжатый вверх талый и мерзлый грунт, образующий булгуннях



горных пород, обладающих высокой льдистостью, возникают округлые котловины с довольно пологими склонами — *аласы*. Глубина аласов может колебаться от 8 до 30 м.

При отсутствии стока воды в возникших после таяния льда понижениях образуются термокарстовые озера. В дальнейшем вода

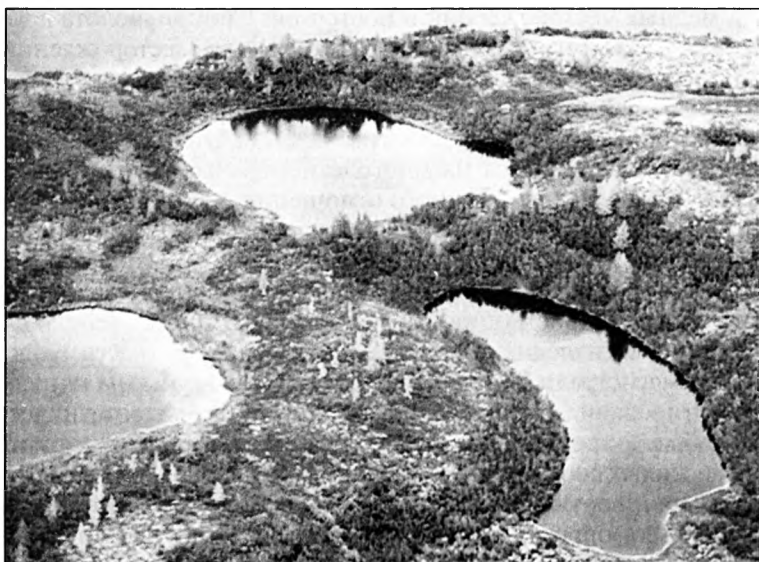


Рис. 14.8. Термокарстовые озера

такого термокарстового озера оказывает отепляющее воздействие на мерзлые породы и лед, что приводит к дальнейшему развитию термокарстового процесса. Одно из бессточных термокарстовых озер в Якутии показано на рис. 14.8. Оказывая отепляющее действие на мерзлые породы дна, озеро постепенно углубляется и со временем увеличивается глубина протаивания.

14.4. Экологическое значение областей распространения многолетнемерзлых горных пород

Огромная территория Сибирского региона — одна из самых богатых природными ресурсами территорий мира — практически вся относится к области развития многолетнемерзлых грунтов и горных пород. Кроме нее многолетнемерзлые грунты и горные породы распространены на значительной части Крайнего севера Европейской части России, занимают огромные территории Канады и Аляски. Все вышеперечисленные территории богаты полезными ископаемыми, лесом и другими ценными природными ресурсами и в связи с этим интенсивно осваиваются. В течение последней четверти века на территории Восточной Сибири были открыты богатейшие месторождения каменного угля, золота, алмазов, цветных и редких металлов, нефти, газа и газоконденсата, а также залежи многих других металлических и неметаллических полезных ископаемых. Особенно следует отметить открытие и освоение крупнейших в мире Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской, Ямало-Ненецкой и Тиманской нефтегазоносных провинций, Якутских и Архангельских алмазных месторождений, медных месторождений в Восточной Сибири, золота в Магаданской области и на Чукотке. На базе открытых месторождений существенно расширяется горно-добывающая промышленность, сооружаются нефте- и газопроводы, возводятся жилые здания и объекты социально-бытового и культурного назначения. Это масштабное строительство осуществляется на многолетнемерзлых грунтах, которые требуют к себе совершенно иного отношения, чем обычные грунты.

Для функционирования горно-добывающих объектов и бесперебойной работы новых промышленных предприятий, жизнеобеспечения поселков и городов в Сибири начали сооружать гигантские, крупнейшие в мире гидростанции на реках Ангаре, Енисее, Лене. В сложных гидрогеологических условиях была проложена трасса Байкало-Амурской магистрали с ее знаменитым Северо-Муйским туннелем.

Проектирование, строительство и эксплуатация гидротехнических, горно-добывающих и горно-обогачительных комбинатов, промышленных и жилых сооружений, строительство шахт, рудников и открытых карьеров, сооружение и эксплуатация транспортных магистралей, а также нефтегазопроводов в условиях многолетнемерзлых грунтов возможно только с учетом сложных гидрогеологических условий. Кроме тщательного и всестороннего изучения закономерностей развития

криогенных процессов необходимо проводить прогнозную оценку изменения мерзлотных условий и учитывать развитие термокарстовых явлений. Все это крайне необходимо не только для хозяйственного освоения территорий, но и для функционирования предприятий и осуществления жизнеобеспечения в сложных климатических и горно-геологических условиях. Для успешного функционирования в условиях многолетней мерзлоты промышленных и гражданских сооружений и жизнедеятельности людей разрабатываются теоретические основы развития многолетней мерзлоты и криогенных процессов, общие принципы строительства и эксплуатации зданий, рациональные условия эксплуатации месторождений.

Многолетнемерзлые породы и грунты занимают около 60 % территории России, но также широко развиты в Канаде и на Аляске. Мощность криолитозоны достигает 900 м. Имеются районы, где глубина многолетнего промерзания составляет 1500 м. В криолитозоне большое значение имеют различные типы льдов: погребенный, повторно-жильный, миграционный. Среди подземных вод в криолитозоне выделяют: надмерзлотные, межмерзлотные, внутримерзлотные и подмерзлотные. Мерзотно-геологические процессы и возникающие в результате их деятельности формы рельефа весьма различны. Большое развитие имеют булгуняхи, гидроакколиты, и, кроме того, мелкополигональные формы: каменные кольца и многоугольники. На склонах происходят процессы, которые приводят к возникновению солифлюкционных террас и курумов. Из-за деградации криолитозоны появляется термокарст (байджерахи и аласные котловины).

Контрольные вопросы

1. Каково географическое распространение многолетнемерзлых пород?
2. Какие наблюдаются закономерные изменения многолетнемерзлых пород при движении с юга на север?
3. Какие типы льда встречаются в криолитозоне и как они изменяются с глубиной?
4. Какие типы подземных вод встречаются в криолитозоне?
5. Каков режим подземных вод в области многолетнемерзлых пород?
6. Как возникают мощные толщи повторно-жильных зон?
7. Где образуются повторно-жильные и миграционные льды?
8. Какие существуют бугры пучения?
9. Каково распространение бугров пучения?
10. Что такое солифлюкция и как она возникает?
11. Что такое курумы?
12. Когда возникла многолетняя мерзлота и каким образом она преобразуется?

Литература

- Ершов Э.Д.* Криолитогенез. М., 1982.
Ершов Э.Д. Общая геокриология. М., 2002.

- Мерзлотоведение / Под ред. В. А. Кудрявцева. М., 1981.
Основы геокриологии. Ч. VI. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. М., 2008.
Природные опасности России. Геокриологические опасности. М., 2000.
Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны. М., 1983.
Романовский Н. Н. Холод Земли. М., 1980.
Романовский Н. Н. Основы криогенеза литосферы. М., 1993.
Савельев Б. А. Гляциология. М., 1991.

Глава 15

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ

Ледники — это естественные массы кристаллического льда, перекрытого уплотненным снегом — фирном. Они образуются на земной поверхности в результате длительного накопления снега и отрицательных температур. Необходимым условием для образования ледников является сочетание низких отрицательных температур с большим количеством твердых атмосферных осадков. Такое сочетание характерно для областей высоких широт (приполярные и полярные области) и высокогорий.

Современные ледники занимают площадь около 16,2 млн км², т.е. около 11 % поверхности суши, а общий объем заключенного в них льда составляет около 30 млн км³. Самые крупные покровы ледников в Антарктиде и Гренландии. Ими покрыты многие острова в Арктике (Новосибирские, Врангеля и др.). Существуют ледники и в горных областях.

В горах ледники рождаются выше уровня снеговой линии, но при движении вниз могут опускаться намного ниже. В этом случае они переходят в область, где масса ледника постепенно уменьшается в результате его механического разрушения, испарения или таяния. Эту область иногда называют областью стока или областью разгрузки ледника.

Большое значение в преобразовании снега в фирн, а затем и в лед имеют давление и сублимация (возгонка), под которой понимается испарение снега и льда и новая кристаллизация водяного пара. Общая направленность процесса следующая: снег → фирн → глетчерный лед. При этом из 10 м³ снега образуется 1 м³ льда.

15.1. Типы ледников

В зависимости от климатических условий и рельефа, соотношения областей питания и разгрузки выделяются следующие типы ледников: материковые, или покровные; горные; промежуточные, в которых сочетаются элементы покровных и горных ледников.

Покровные ледники. К этому типу относятся ледники, покрывающие огромные территории — полярные острова и континенты. Характерной особенностью таких ледников является их большая мощность, отсутствие влияния доледникового рельефа на их перемещение, радиальное направление движения ледника от его центра и наличие плосковыпуклой поверхности наподобие шита.

Антарктический ледяной покров. Антарктида занимает площадь около 15 млн км², из которых около 13 млн км² занято ледниковым покровом (рис. 15.1). Ледниковый покров образует огромное плато высотой 4000 м, которое покоится на скальном основании. Подледный рельеф характеризуется большой сложностью. Наряду с горными хребтами и возвышенностями имеются обширные низменности и

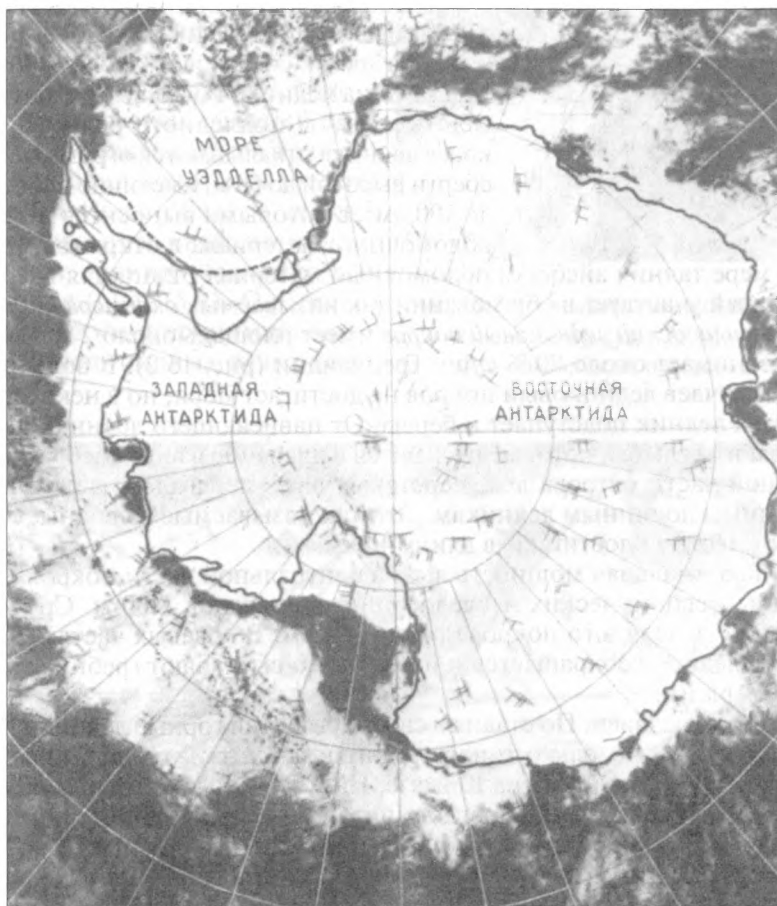


Рис. 15.1. Снимок Антарктиды, сделанный со спутника. Видны ледяной покров и морские льды

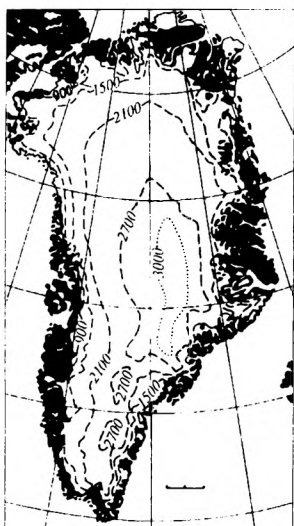


Рис. 15.2. Материковый ледяной щит Гренландии и изогипсы поверхности

впадины, опущенные на десятки и сотни метров ниже уровня Мирового океана.

Мощность льда в Антарктическом покрове изменяется от нескольких сотен метров около гор или у края материка до 4000 м и более в его центральных частях. Средняя мощность составляет около 2000 м. Ледники спускаются к океану и формируют огромные массы шельфового льда, частично лежащего прямо на дне и частично находящегося наплаву.

Самый большой ледник — это ледник Росса, заполняющий южную часть моря Росса и обрывающийся отвесным уступом высотой 60 м, а иногда и 75 м. Его ширина с севера на юг составляет около 800 км. Местами на леднике Росса выступают каменные глыбы подледного рельефа. От краев ледника откалываются огромные ансберги высотой до 60 м, имеющие площадь до 100 км², с которыми выносятся и части обломочного материала в открытое море.

По мере таяния айсберга обломочный материал отлагается в море, который участвует в образовании так называемых *акваморен*.

Гренландский ледниковый покров имеет площадь около 2 млн км². Он занимает около 80 % суши Гренландии (рис. 15.2). В большинстве случаев ледниковый покров не достигает моря, но в некоторых местах ледник подступает к берегу. От нависающего ледника откалываются глыбы, которые пускаются в плавание в виде айсбергов. В горной части острова лед, перетекая через перевалы, дает начало крупным долинным ледникам. Эти так называемые выводные ледники местами достигают в длину 40 км.

Максимальная мощность льда в центральной части покрова, по данным сейсмических исследований, составляет 3400 м. Средняя мощность ледяного покрова равна 1500 м. В краевых частях мощность ледника сокращается и из-под него выступают гребни скальных вершин.

Горные ледники. По стадиям своего развития горные ледники разделяются на несколько типов. Ледники *альпийского*, или *долинного*, типа развиты в Альпах, на Кавказе, Памире, т. е. в тех горных областях, где четко выражены область питания, в пределах которой идет накопление снега и его преобразование в лед, и области стока. Ледники формируются или в циркообразных котловинах в верхней части горных склонов, или в расширенных воронках водосборных бассейнов, или на пологих вершинах и выровненных поверхностях, находящихся на высотах, превышающих уровни снеговой линии. Об

ластями стока горных ледников являются горные долины. Длина ледниковых потоков зависит от размера питания снегово-фирнового бассейна. Чем обильнее питание и больше уклон долины, тем быстрее и дальше продвигается ледник.

По своему строению горные ледники могут быть простыми и сложными. *Простые ледники* характеризуются обособленными друг от друга языками, имеют одну область питания и одну область стока (рис. 15.3). *Сложные ледники* состоят из нескольких ледниковых потоков, выходящих из разных областей питания, но сливающиеся в одной ледниковой долине, и имеют одну и ту же область стока. Примером сложных ледников служит ледник Федченко на Памире (рис. 15.4). Он имеет длину 75 км и принимает около 20 ледниковых притоков.



Рис. 15.3. Горный долинный ледник: А — область питания; Б — область стока с боковыми моренами на поверхности льда



Рис. 15.4. Выводные ледники

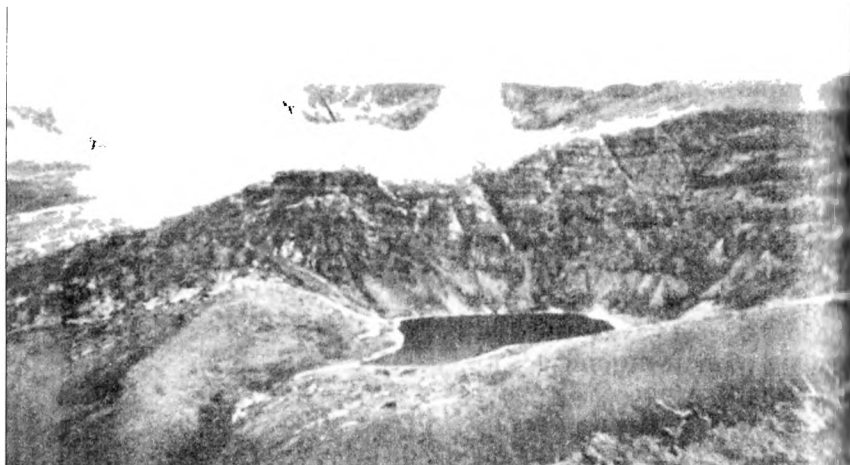


Рис. 15.5. Небольшой кар и каровое озеро

Толщина льда в центральной части ледника Федченко составляет 1000 м.

Переметные ледники характеризуется тем, что обладают единой областью питания. Они образуются в условиях единого фирнового бассейна или на перевальных седловинах, или возникают путем слияния фирновых бассейнов различных склонов в единый. Таким образом, сток ледников осуществляется радиально во все возможные стороны разных склонов горного хребта.

Каровые ледники образуются в кресловидных углублениях в привершинной части горных хребтов, которые носят название каров (рис. 15.5). Кары врезаются в верхнюю часть склонов гор или располагаются в привершинной части ледниковых цирков и ледниковых долин.

Висячие ледники располагаются на крутых горных склонах и занимают сравнительно глубокие западины в рельефе. Свое название они получили потому, что висят над обрывами и нередко срываются вниз в виде обвалов и глетчерных «камнепадов».

Промежуточные ледники. К этому типу относятся плоскогорные и предгорные ледники.

Плоскогорные ледники приурочены к выровненным вершинным поверхностям древних горных массивов. Ледники располагаются на них сплошным покровом. Один из таких ледников находится в Норвегии (ледник Юстедаль) и имеет площадь около 950 км². Из-за широкого распространения в Скандинавии их часто называют скандинавскими. Подобного рода ледники известны в горах Алтая.

Предгорные ледники формируются в приполярных районах и предгорных частях. Они питаются от фирновых полей, распо-

Водных в горах или в горной части. Это типичные горные ледники, но когда они выходят на предгорную равнину, то растекаются со всех сторон и образуют ледниковый шлейф, покрывающий большие пространства.

Следовательно, здесь сочетаются горные ледники с покровными. Последние располагаются на выровненных предгорьях. Примером предгорных ледников является ледник Маляспина на Тихоокеанском побережье Аляски. Его площадь составляет около 3800 км².

15.2. Режим и движение ледников

Под режимом ледников понимают особенности их снабжения и подпитки твердыми атмосферными осадками, а также особенности перемещения и изменения их массы в результате абляции — таяния, испарения или механического разрушения (от лат. «абляцио» — отнимаемая, снос) (см. рис. 15.3).

Динамика ледников. Находясь под большим давлением, твердый лед приобретает пластические свойства и начинает перемещаться. Пластичное движение льда обычно наблюдается в нижней части ледника. Такое движение возможно только при значительной мощности льда, создающего нагрузку на его нижние слои, и достаточной чистоте. При движении горных ледников, где уклоны подледного ложа очень крутые, помимо пластичного течения важное значение имеет сила тяжести.

Скорость движения ледников очень различна и зависит не только от степени уклона ложа, толщины льда, но и от времени года. Горные ледники Альп перемещаются со скоростью от 0,1 до 1,0 м/сут. У некоторых ледников Памира и Гималаев скорость достигает 10 м/сут. Скорость выводных ледников Гренландии, спускающихся в фиорды, достигает 30 м/сут. Иногда ледники начинают перемещаться с катастрофической быстротой. Ледник Медвежий на Западном Памире в 1963 г. неожиданно начал перемещаться со скоростью около 50 м/сут (в отдельные моменты скорость его движения достигала 100—150 м/сут). За короткое время ледник продвинулся на расстояние около 6,5 км, блокировал течение реки и в результате этого образовалось подпрудное озеро. В последующем вода прорвала ледяную плотину. Возник селевой поток, который, двигаясь с высокой скоростью, произвел большие разрушения на своем пути. В итоге активность ледника резко снизилась. Проведенные наблюдения показали, что в определенные годы скорость ледника увеличивается, а затем движение его замедляется. Удалось наметить периодичность и в изменениях скорости движения ледника Медвежий. Подобные ледники стали называть *пульсирующими*.

Наблюдения за движениями ледников показали, что для них характерна разная скорость движения отдельных частей ледника. Оказалось, что наибольшая скорость движения свойственна для централь-

ной части ледника, а на краях (прибортовых частях) и в придонных частях она уменьшается в результате трения о коренные породы.

Ввиду разного уклона и скорости движения поверхность ледника покрывается множеством трещин. Благодаря разным напряжениям поверхность ледника начинает раскалываться. В верхней части горного ледника при переходе от области питания к области стока возникает длинная и широкая краевая трещина, нередко достигающая ложа.

Динамика материковых покровных ледников существенным образом отличается от динамики горных. По идеализированной схеме Е. В. Шанцера она представляется следующим образом. В центральной части ледника располагается область питания. Нижние слои льда под давлением верхних толщ приобретают пластичность и начинают двигаться в радиальных направлениях к краевым частям ледникового покрова. По мере движения льда его масса и толщина уменьшаются в результате абляции. Разрушительная деятельность ледника в основном приурочена к областям питания, а в областях абляции происходит придонная ледниковая аккумуляция.

15.3. Ледниковая денудация и аккумуляция

Движение ледника сопровождается рядом геологических процессов: происходит разрушение или денудация коренных горных пород подледного ложа и боковых частей долины ледника с образованием различных по форме, размерам и составу обломочного материала; перенос обломков породы на поверхности и внутри ледников, а также вмёрзших в придонные части ледника или перемещаемых волочением крупных и мелких обломков. Ледник производит аккумуляцию обломочного материала, которая осуществляется как во время движения ледника, так и в результате его таяния (дегляциации). Современные ледниковые геологические процессы хорошо изучены и наблюдаются в горных ледниках. В современных покровных ледниках в Гренландии и Антарктиде такие исследования касаются исключительно краевых частей, так как только в редких случаях из-за большой толщины льда до подледного ложа пробурены единичные скважины. Однако о масштабной геологической деятельности покровных ледников можно судить по грандиозным четвертичным оледенениям, следы которых хорошо сохранились в Западной и Восточной Европе и в Северной Америке.

Разрушительная деятельность ледников. Разрушительное воздействие ледников на породы подледного ложа называется *экзарацией* (от лат. «экзарацио» — выпаживание). Особенно интенсивно протекает экзарация при большой толщине льда, создающего огромное давление на подледное ложе. В процессе движения происходит выламывание различных блоков и кусков горных пород, их дробление и истачивание. В нижнюю поверхность, в придонную часть ледника



Рис. 15.6. Бараньи лбы причудливой формы



Рис. 15.7. Курчавые скалы

■ мерзают обломки, которые своими острыми краями при движении по скальным породам оставляют на их поверхности различные штрихи, царапины или борозды. Это так называемые ледниковые шрамы обладают ориентировкой по направлению движения ледника.

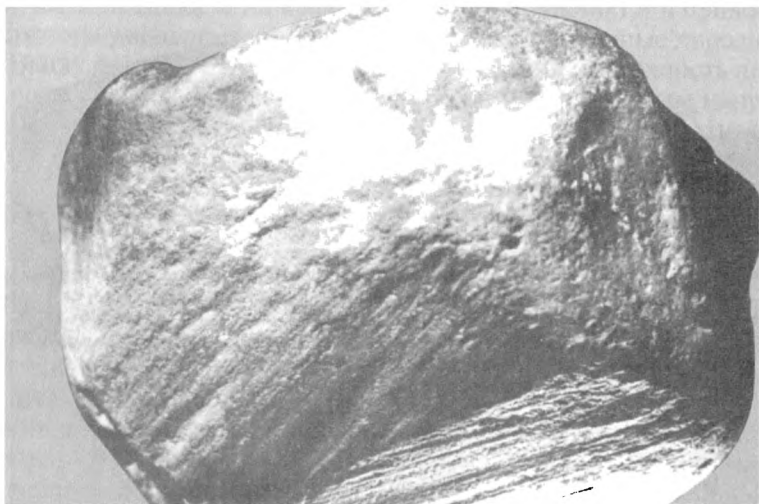


Рис. 15.8. Ограниченный валун со следами ледниковой штриховки

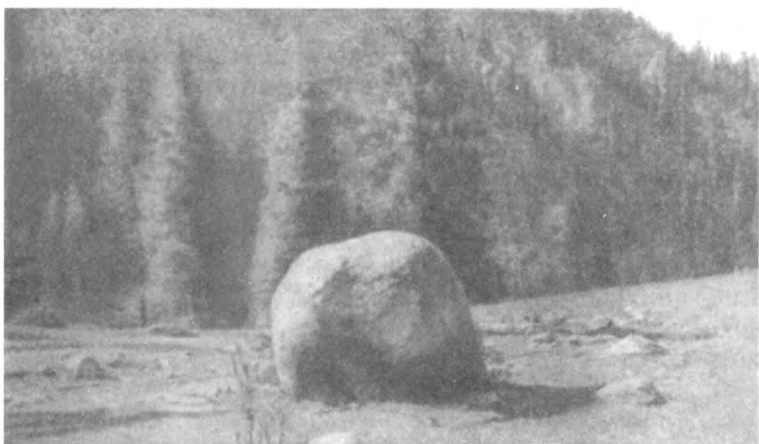


Рис. 15.9. Эратический валун

Выступы твердых скальных горных пород на дне ледникового ложа сглаживаются движущимся ледником, при этом возникают своеобразные удлиненные и овальные формы — *бараны лбы* (рис. 15.6). Движущийся ледник создает сглаженные асимметричные выступы и углубления, которые называются *курчавыми скалами* (рис. 15.7). Иногда они достигают значительных размеров, особенно в областях центров мощных покровных оледенений.

При движении ледники срывают крупные выступы или глыбы горных скальных пород и переносят их на большие расстояния. На

пути своего движения обломки и глыбы истираются, сглаживаются и покрываются трещинами и царапинами. Такие покрытые штриховкой и сглаженные обломки горных пород называют *ледниковыми валунами* (рис. 15.8), или эрратическими валунами (рис. 15.9).

При своем движении ледники не только отрывают и перемещают глыбы скальных пород, но и выпаживают себе ложе. Это или ванны выпаживания, или глубокие линейные ложбины. Их называют ложбинами *ледникового выпаживания*.

В процессе перемещения и экзарации ледники оказывают воздействие на коренные породы подледного ложа и при этом возникают определенные деформации, которые выражены в виде разрывов, отрывов отдельных глыб, изгибов и смятия слоев в складки. Такие деформации, связанные с деятельностью ледников, называют *гляциодислокациями* (от лат. «гляциес» — лед, франц. «дислокасион» — перемещение) (рис. 15.10). Характерным примером гляциодислокаций являются крупные глыбы коренных горных пород, сорванные со своего основания и перенесенные ледниками на различные расстояния. Это так называемые *ледниковые отторженцы*.

С деятельностью горных ледников связано образование ледниковых цирков в вершинной части и специфических ледниковых долин — трогов (от нем. «трог» — корыто). Ледники, двигаясь по таким долинам, производят интенсивную экзарацию их бортовых частей и ложа. Трогам свойствен U-образный поперечный профиль с пологовогнутым дном.

Транспортирующая и аккумулятивная работа ледников. Во время своего движения ледники переносят разнообразный обломочный материал от самых тонких глинистых частиц до крупных глыб. Весь разнородный и разнообразный материал, как переносимый ледниками, так и отложенный ими, называют *мореной*. Различают два типа морен: *движущиеся* и *отложенные*. В горных ледниках выделяют поверхностные морены, которые находятся на поверхности движущегося ледника. Среди них по месту нахождения различают боковые и срединные морены. *Боковые морены* возникают по краям движущегося ледника и состоят из обломочных слабовыветрелых продуктов горных пород, слагающих надледниковые части высоких горных склонов долины, по которой перемещается ледник. Материал в боковую морену может поступать в результате обвалов, обрушения и оползания горного склона. Боковые морены выражены в виде продольных валов или гряд. *Срединная морена* располагается в средней части ледникового языка и также представ-

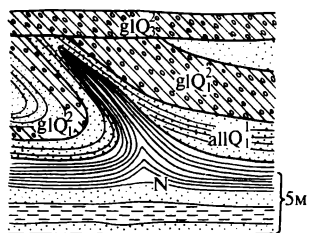


Рис. 15.10. Гляциодиапир, образованный неогеновыми глинами в береговых обрывах Балтийского моря (по А. Е. Додонову):

glQ_1^2 , glQ_2^2 , $allQ_1^1$, N — индексы возраста

лена обломочным материалом, сгруженным в виде вытянутого вала. Срединная морена образуется во время слияния двух соседних ледников в результате соединения боковых морен. Когда сливается несколько ледников, возникает несколько срединных морен.

Внутренние морены образуются как в пределах фирнового поля, так и в области стока. Они состоят из обломков выветрелых горных пород, сброшенных с крутых горных склонов, окаймляющих бассейны питания ледников. Этот обломочный материал захороняется под слоем фирна и постепенно перемещается в глубь фирнового поля и в область стока.

Донные морены — это обломочный материал, вмержший в придонную часть ледника, образующийся за счет ледниковой экзарации и захвата продуктов выветривания.

Ледниковые отложения. Среди ледниковых отложений выделяются три типа морен: основная (донная); абляционная; конечная (краевая).

Основные морены — самые распространенные ледниковые отложения. Они формируются как горными, так и покровными ледниками, но в основном они относятся к материковым покровным оледенениям. В центральных частях оледенений преобладают экзарация и насыщение льда обломочным материалом. Перемещаясь от центра оледенения к области абляции, где наряду с экзарацией и переносом создаются условия для подледной аккумуляции, обломочный материал, насыщающий ледники, постепенно по мере таяния ледника отслаивается и формирует донную морену. Этапность образования основной и абляционной морен показана на рис. 15.11.

Основная морена, формирующаяся под толщей движущегося ледника, характеризуется монолитностью и плотностью материала. Она слагается не слоистыми валунными глинами и суглинками, иногда супесями с погруженными в них валунами, которые располагаются своей удлиненной частью параллельно направлению движения ледника.

Иногда при движении ледника и образовании основных морен происходит выдавливание льдом подстилающих глинистых и супесчаных пород, которые образуют своеобразные купола, называемые *диапировыми* (от греч. «диапиро» — протыкаю) (см. рис. 15.10). В целом все деформации самого моренного тела называются *гляциодислокациями*. К подобному типу относятся и все существующие так называемые *отторженцы* блоков, глыб и валунов твердых горных пород, перенесенных льдом на различные расстояния от их коренного залегания. На равнинах Западной и Восточной Европы разбросано множество глыб и валунов гранитов, которые были перенесены ледниками во время четвертичного оледенения из Скандинавии — центра оледенения, откуда перемещались мощные покровы ледников. Такие глыбы и валуны, перенесенные льдом на значительные рас

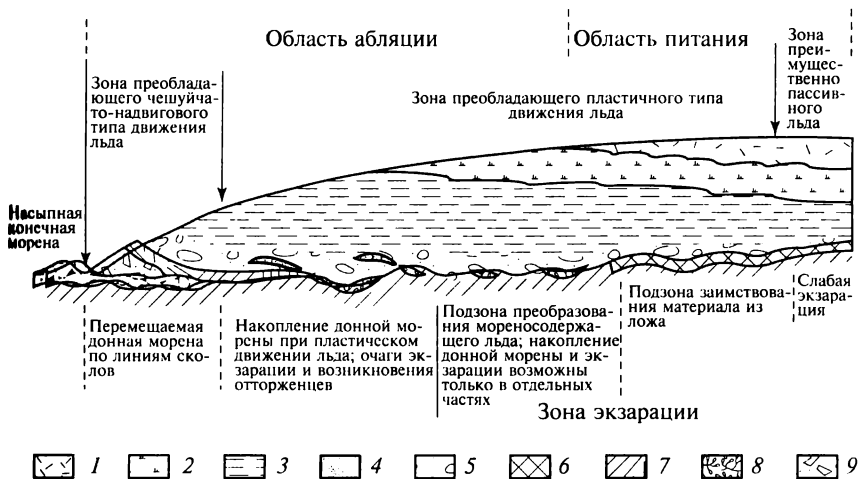


Рис. 15.11. Принципиальная схема динамики накопления донной (основной) морены в ледниковом щите (по Ю. А. Лаврушенко):

1 — снег, фирн и первично-осадочные метаморфические льды; 2 — пассивно движущийся жесткий лед; 3 — глетчерный лед с пластическим типом движения и движением по внутренним линиям сколов; 4 — линии внутренних сколов и отторженцы; 5 — транспортируемый моренный материал; 6 — экзарация; 7 — отложенная морена; 8 — коренные породы; 9 — насыпная и конечная морены

стояния от своего коренного залегания, называют *эратическими* (от лат. «эратикус» — блуждающий) (см. рис. 15.9).

С основными моренами четвертичных оледенений связаны различные формы рельефа. Широко развит холмисто-западинный и холмисто-увалистый моренный рельеф, где холмы различных очертаний и размеров разделяются западинами, которые заболочены или заняты озерами. Особый тип моренного рельефа представляют *друмлины* (от ирл. «друмлин» — холм). Они известны в Ленинградской области и в Прибалтике и представляют собой продолговатые овальные холмы, длинная ось которых совпадает с направлением движения ледника. Друмлины вытянуты в длину на сотни метров, ширина составляет 100 — 200 м (иногда 500 м), а высота достигает 15 — 20 м. Друмлины представляют собой подледниковые образования, которые возникли в условиях значительного динамического воздействия движущегося льда.

Абляционная морена возникает в стадию деградации ледника ближе к периферической части ледника. Во время таяния ледника имеющийся внутри него и находящийся на поверхности обломочный материал оседает, откладываясь на основную морену (рис. 15.12). Абляционная морена состоит из рыхлых осадков, в которых преобладает песчаный и грубообломочный материал.

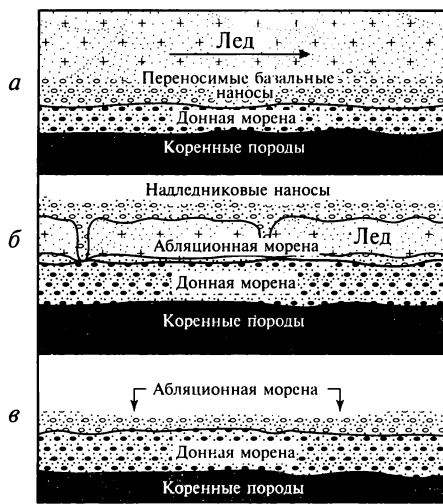


Рис. 15.12. Образование основной (донной) и абляционной морен:

а — подледная аккумуляция основной морены во время движения ледника; *б* — образование поверхностной морены при стаивании прекратившего движение («мертвого») льда; *в* — образование абляционной морены поверх донной

Конечные (краевые) морены. При определенной стабильности ледника возникает динамическое равновесие между поступающим льдом и его таянием. В таких условиях на переднем краю ледника начинает накапливаться обломочный материал, приносимый ледником, который и слагает конечную морену.

Конечные морены в рельефе представляют собой изогнутые валлообразные или грядообразные возвышенности, которые в плане повторяют очертания края ледникового потока. В Восточной Европе валлообразные гряды конечных морен имеют значительную протяженность. Они достигают в длину десятки, а местами и сотни километров. Таковыми, в частности, являются Клинско-Дмитровская, Рижская и другие гряды в северной половине Восточно-Европейской равнины.

В горных ледниках конечные морены формируются поперек троговой долины и образуют валлообразные перемычки, отражающие очертания конца ледникового языка. Иногда они имеют форму серповидных гряд, вогнутая сторона которых обращена вверх по долине. Местами конечные морены подпруживают сток реки и образуют озера.

15.4. Водно-ледниковые отложения

С деятельностью ледников тесно связана работа талых ледниковых вод. Она состоит из эрозионной, транспортирующей и аккумулятивной деятельности. В результате аккумулятивной деятельности образуются весьма своеобразные водно-ледниковые, или *флювиогляциальные* (от лат. «флювиос» — река), отложения.

В надледниковых, внутрiledниковых и подледниковых каналах в результате таяния льда образуются мощные водные потоки, дви

жущиеся с большой скоростью. Они перемаывают моренный материал и переоткладывают его по пути своего движения и при выходе из-под ледника. Выделяют два типа флювиогляциальных отложений: *интрагляциальный* (внутриледниковый) и *перигляциальный* (приледниковый). Внутриледниковые отложения после таяния ледника образуют на его поверхности специфические формы рельефа — озы, камы и камовые террасы.

Озы — это крутосклонные валообразные гряды, вытянутые по направлению движения ледника и сложенные хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями. По своей форме они напоминают железнодорожную насыпь (рис. 15.13). Высота таких гряд составляет от 10 до 30 м, в редких случаях они достигают 50 м. Протяженность оз составляет от нескольких сотен метров до десятков километров. Широко озы развиты в Финляндии и Швеции. Часто они встречаются в Прибалтике и Белоруссии.

По поводу возникновения оз существуют две гипотезы. Согласно одной, озы возникли при последовательном отступании ледника, когда формировались все новые и новые конуса выноса обломочного материала. Слияние этих конусов в непрерывную цепочку привело к образованию сплошной озовой гряды. Эта гипотеза носит название дельтовой.

Другая, русловая, гипотеза предполагает, что извилистые озовые гряды возникли при движении водно-ледниковых потоков в сочетающихся каналах внутри и под льдом. Большая масса и высокая скорость этих потоков способствовали перемаыву моренного материала и накоплению в ледяных руслах песчано-гравийно-галечного



Рис. 15.13. Озы

материала. При отступании и таянии ледника сформировались озера в результате оседания обломков на различные элементы рельефа.

Камы и камовые аккумулятивные террасы (от нем. «камм» — гребень). Камы представляют собой крутосклонные холмы с выположенными вершинами. Высота их достигает 20 м. Камовые холмы, имеющие различные очертания, разделены понижениями иногда в виде замкнутых котловин, которые обычно заболочены или заняты озерами. Камы слагаются отсортированными отложениями — гравием, песками и супесями с горизонтальной и диагональной слоистостью озерного типа, в которые погружены валуны и отдельные глыбы моренного материала. Местами в камах имеются так называемые ленточные глины (ритмичное чередование тонких светлых и темных слоев глины и суглинка). Считается, что камы были образованы в условиях неподвижного льда, оторванного от области питания. Наличие в камах слоев с ленточной ритмичностью свидетельствует о том, что камы образовались в застойных водах над- и приледниковых озер, заполняющих котловины и ложбины между неподвижными глыбами льда.

Помимо холмов на склонах западин формировались террасовидные уступы — камовые террасы. Они располагаются на разных уровнях, что связано с неравномерным таянием льда. Камовый рельеф характерен для Карелии и Прибалтики и встречается на севере Западной Европы. Соотношение ледниковых и водно-ледниковых форм показано на рис. 15.14.

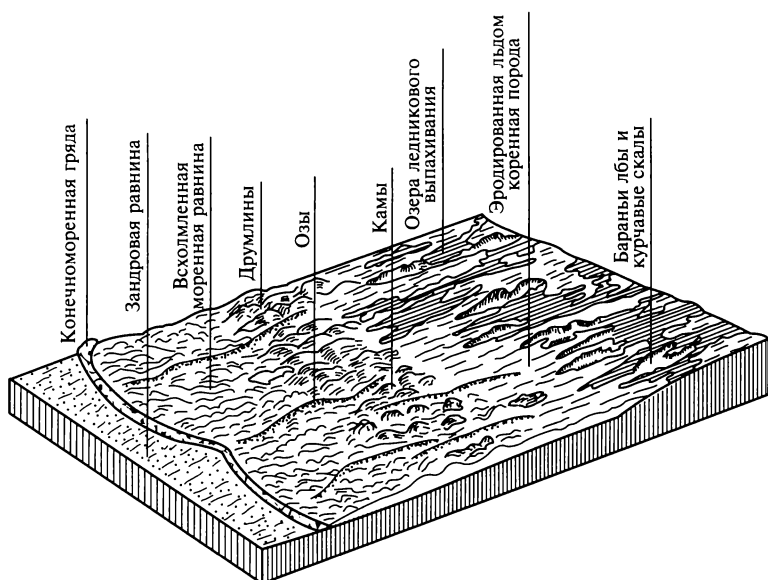


Рис. 15.14. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм

15.5. Отложения приледниковых областей

В приледниковых или перигляциальных областях формируются своеобразные осадки: зандры (от нем. «зандер» — песок), лимногляциальные (от греч. «лимнэ» — озеро), или озерно-ледниковые, отложения и лёсс.

Зандры. Зандры и зандровые поля располагаются сразу же за грядами конечных морен и представляют собой отложения растекающихся по равнинам талых ледниковых вод. Они в основном были сформированы после таяния материковых четвертичных оледенений. Большой объем талых вод занимал не только впадины и иные понижения в рельефе, но и заливал водораздельные пространства. Отложения зандра характеризуются определенной дифференциацией обломочного материала. Более грубые осадки — разноразмерные и грубозернистые пески с гравием и галькой — откладываются обычно вблизи внешнего края конечных морен, а далее на огромных равнинных площадях, залитых талыми водами, накапливаются более однородные пески и только в краевых частях, там, где скорости водных потоков снижаются, формируются тонкозернистые пески и супеси. Примерами зандровых полей, которые были сформированы в межледниковые эпохи в четвертичном периоде, являются Мещерское, Припятское и Вятское полесье и участки Западно-Сибирской низменности. В современную эпоху зандровые поля образуются перед ледниками Исландии и на Аляске.

Лимногляциальные, или озерно-ледниковые, отложения образовались в приледниковых озерных бассейнах. На равнинных территориях распространения материковых четвертичных оледенений такие озера своим образованием обязаны подпруживающему действию выходящих из-под ледников потоков перед возвышенностями рельефа или грядами конечных морен, а также подпруживанию моренным материалом стока рек. По мере отступления ледника во время таяния размеры и глубина озер увеличивались. Например, на Северо-Американском континенте во время отступления ледника возникло оз. Агассиз, длина которого при максимальном уровне составила 1100 км, а ширина — 400 км.

В краевых частях приледниковых озер накапливались песчаные осадки, местами с включениями гравия и гальки, а в удаленных от края ледника в спокойных условиях формировались осадки ленточного типа, представленные чередующимися тонкозернистыми песками, алевритами и глинами. Местами для них характерна четко выраженная сезонная слоистость, проявляющаяся в ритмичном повторении годовых лент осадков. Они состоят из более мощного относительно грубого песчаного, иногда песчано-алевритового слоев и маломощного зимнего глинистого слоя. Подсчет годовых слоев дает возможность судить о длительности осадконакопления, времени возникновения озера и скорости отступления ледника. По имеющимся сведениям, основанным на анализе лен-

точных глин, скорость отступления последнего ледника в Швеции составила 325 м/год, а в Финляндии — 260 м/год.

Лёссы. Характерной чертой для перигляциальных областей является широкое распространение лёссов и лёссовидных суглинков. Они развиты на юге Восточно-Европейской равнины, в Западно-Сибирской низменности, в Западной Европе, Северной Америке. Эти весьма своеобразные отложения плотным чехлом перекрывают не только низменные участки, но и водоразделы и их склоны. Большое распространение и своеобразие состава лёссов издавна привлекало внимание исследователей. Но в отношении происхождения лёссов нет единого мнения. Многие принимают концепцию эолового происхождения лёссов. По их мнению массы холодного воздуха, спускавшиеся с ледников, постепенно нагревались и подходили к приледниковым районам теплыми и сухими. Разность в температурах создавали своеобразные атмосферные фронты. Возникали ветры большой силы, которые поднимали и развеивали ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные и иные отложения с земной поверхности, уносили их и откладывали тонкую пыль, которая впоследствии была преобразована в лёсс.

Другая группа исследователей считает, что пылеватый материал может образоваться и в условиях различных экзогенных процессов, а превращение его в лёсс происходит путем последующего лёссовобразования или в результате выветривания и почвообразования или криогенного гипергенеза.

В последние десятилетия удалось выявить в мощных толщах лёссовидных отложений Украины и Средней Азии погребенные горизонты ископаемых почв, состав и строение которых свидетельствуют о том, что они образовались в условиях межледниковья, климатические условия которого были похожи на современные.

15.6. Экологическая роль гляциальной среды

Сезонные снежные и ледяные покровы постоянно покрывают до 50 % всей суши Земли. Распределение огромного запаса воды в виде твердых осадков в области обитания человека является одним из главных источников его существования. Снег и лед используются для нужд сельского хозяйства и их необходимо охранять от разрушительных природных и техногенных факторов. Надо знать, что снег и лед предохраняют почвы и водоемы от промерзания и препятствуют обезвоживанию почвы.

Происходящее потепление сильно отразилось на мощности ледников и в первую очередь на ледниках аридной зоны Земли. В античное время среднеазиатские ледники были втрое мощнее современных.

Ледники являются резервуаром, в котором на долгие столетия сохраняется чистая вода, и поэтому любое нарушение в функционировании гляциальной среды напрямую отражается на человеческой цивилизации.

Проблема гляциологического кризиса обусловлена нарушением ледникового и снегового стока, который определяется разной подвижностью ледниковых масс, чрезмерным уменьшением или увеличением снежных осадков и глобальными фазовыми преобразованиями.

Огромные скопления чистой воды на нашей планете в форме глетчерного льда являются самым бесценным вкладом в поддержании жизни на Земле. Охрана гляциальной среды и чистоты атмосферы в современных условиях — это важнейшая задача человечества. Особенно важно для человечества предохранять глетчерные льды от искусственного загрязнения, главным образом, отходами ядерного производства. Разносчиками токсичных осадков в концентрированном виде могут служить дрейфующие морские льды и айсберги.

Площадь современных материковых, покровных (Гренландия и Антарктида) и горных ледников превышает 16 млн км². Предгорные ледники представляют собой слившиеся горные ледники, выходящие в предгорья. Движение ледников связано с пластичным или вязкопластичным течением льда. При движении ледников происходят интенсивная экзарация горных пород ложа, перенос обломочного материала и его аккумуляция. К ледниковым отложениям относятся морены, среди которых различают донные, абляционные, конечные. К водно-ледниковым отложениям относятся озы, камы и камовые террасы, а в приледниковых областях — зандры, лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения и лёссы.

Контрольные вопросы

1. Как и в каких условиях образуются горные ледники?
2. В каких условиях формируются материковые ледники?
3. Чем обусловлено движение льда и как оно происходит в горных и материковых ледниках?
4. Чем отличаются трюги от речных долин?
5. Каким путем осуществляется экзарация?
6. Каким образом осуществляется ледовая транспортировка материала?
7. Как различаются морены?
8. Какие существуют типы морен?
9. В чем заключаются особенности перигляциальных областей?
10. Какие типы отложений формируются на краю ледника?

Литература

- Васильев Ю. М.* Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М., 1980.
- Гурский Б. Н., Гурский Г. В.* Геология. М., 1985.
- Джон Б., Дербишир Э., Янг Г.* Зимы нашей планеты: Пер. с англ. М., 1982.
- Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976.
- Леонтьев О. К., Рычагов Г. И.* Общая геоморфология. М., 1988.
- Макаров Н. В., Суханова Т. В.* Геоморфология. М., 2007.

Глава 16

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МИРОВОГО ОКЕАНА

Мировой океан представляет собой главную часть гидросферы – водной оболочки Земли. Его воды покрывают 361 млн км², или 70,8 %, поверхности земного шара, что почти в 2,5 раза превышает площадь суши (149 млн км², или 29,2 %). Важнейшее следствие такого глобального соотношения суши и моря состоит во влиянии Мирового океана на водный и тепловой баланс Земли. Около 10 % солнечной радиации, поглощенной поверхностью океана, расходуется на нагревание и турбулентный обмен теплотой между поверхностными слоями воды и нижними слоями атмосферы. Остальные 90 % теплоты затрачиваются на испарение. Испарение с поверхности океана является как главным источником воды в глобальном гидрологическом цикле, так и следствием высокой скрытой теплоты испарения воды, а это важный компонент глобального теплового баланса Земли.

Акватория Мирового океана состоит из Атлантического, Тихого, Индийского, Северного Ледовитого и Южного океанов, окраинных морей (Баренцево, Берингово, Охотское, Японское, Карибское и др.), внутриконтинентальных морей (Средиземное, Черное, Балтийское). Не имеющие связи с Мировым океаном Каспийское и Аральское моря-озера условно называют морями исключительно из-за их больших размеров. В настоящее время это внутренние замкнутые водоемы, а в четвертичное время они соединялись с Мировым океаном.

В Мировом океане сосредоточено не менее 1,4 млрд км³ воды, что составляет около 94 % объема гидросферы. Эти огромные массы воды находятся в постоянном движении.

Геологические процессы, протекающие в Мировом океане, многообразны и представляют собой взаимосвязанные явления. Они состоят из следующих процессов:

- разрушения, или абразии (от лат. «абрадо» — брeю, соскабливаю), массивов горных пород, слагающих берега и часть мелководья;
- переноса и сортировки продуктов разрушения, приносимого с суши;
- накопления, или *аккумуляции*, различных осадков.

Долгое время дно Мирового океана и его осадки оставались неисследованными. Лишь начиная с середины XX столетия начались

целенаправленные исследования Мирового океана со специально построенных научно-исследовательских кораблей. Вначале для изучения дна Мирового океана применялись различные геофизические приборы, установленные на кораблях, а образцы горных пород доставлялись специальными тралами — *драгами*. В результате этих работ были получены уникальные сведения о рельефе дна Мирового океана. Около 25 лет на просторах Мирового океана проработало специализированное буровое судно «Гломар Челленджер». На борту этого судна находилась буровая установка и размещались лаборатории для быстрого и всестороннего изучения поднимаемых со дна моря обломков и керна горных пород. Всего было пробурено около 650 скважин, благодаря которым удалось узнать строение океанского дна, изучить образцы базальтового слоя океанской коры, определить места выхода подводных источников и т. д. В связи с необходимостью проведения более детальных работ на значительных глубинах исследователи стали использовать новое буровое судно «Джойдес резолушн». В результате работ морских геологов кроме сведений о рельефе дна Мирового океана были получены данные о строении океанского дна, вещественном составе горных пород и осадков, установлены закономерности распределения современных и древних осадков, выявлены условия их накопления, получены сведения о полезных ископаемых, находящихся на дне и под дном Мирового океана, а также другие важные геологические данные.

16.1. Физико-химические свойства вод морей и океанов

Соленость и химический состав вод. В морской воде в растворенном состоянии находится большое количество веществ. Суммарное содержание растворенных солей в морской воде называется ее *соленостью* (S) и выражается в промилле (‰). За среднюю соленость вод океана принимается величина около 35 ‰. Это означает, что в 1 л воды содержится около 35 г растворенных солей (средняя величина солености морской воды). Соленость поверхностных вод Мирового океана колеблется от 32 до 37 ‰, и такие колебания связаны с климатической зональностью, которая прямо влияет на испаряемость вод.

В аридных зонах, где преобладает испаряемость, соленость увеличивается, а в гумидных областях и в местах стока крупных рек соленость уменьшается. В широких пределах меняется соленость во внутриконтинентальных морях. В Средиземном море она составляет 35—39 ‰, в Красном море увеличивается до 41—43 ‰, а в морях, расположенных в гумидных областях, главным образом из-за большого притока пресных вод соленость снижается. В Черном море она составляет 18—22 ‰, в Каспийском — 12—15 ‰, в Азовском — 12 ‰, а в Балтийском — 0,3—6 ‰. Такая низкая соленость Балтий-

Ионный состав морской воды при $S = 35 ‰$

Катионы			Анионы		
Элементы	Количество, г/кг	Эквивалент, ‰	Элементы	Количество, г/кг	Эквивалент, ‰
Na ⁺	10,7596	38,64	Cl ⁻	19,3529	45,06
Mg ²⁺	1,2965	8,81	SO ₄ ²⁻	2,7124	4,66
Ca ²⁺	0,4119	1,69	HCO ₃ ⁻	0,1412	0,20
K ⁺	0,3991	0,84		0,0674	0,07
Sr ²⁺	0,0078	0,01			

ского моря обусловлена большим объемом речного стока. Ведь в это море несут свои воды такие полноводные реки, как Рейн, Висла, Нева, Неман и др. Особенно высокая соленость (до 300 ‰) наблюдается в отшнурованных от моря лагунах в аридных областях, например в заливе Кара-Богаз-Гол в Каспийском море.

В водах морей и океанов присутствуют почти все химические элементы Периодической системы Д. И. Менделеева. Содержание одних настолько велико, что именно их соотношение обуславливает соленость морских и океанских вод, а количество других составляет тысячные и даже десятитысячные доли процента. Содержание основных элементов, определяющих солевой состав морских вод, представлено в табл. 16.1.

При сопоставлении катионов и анионов оказывается, что в солевом составе морской воды преобладают хлориды (89,1 ‰), на втором месте стоят сульфаты (10,1 ‰), затем — карбонаты 0,56 ‰, а бромиды составляют всего 0,3 ‰.

Газовый режим. В водах Мирового океана в растворенном состоянии находятся различные газы, но главными из них являются кислород, углекислый газ и местами сероводород.

Кислород поступает в морскую воду как непосредственно из атмосферы, так и за счет фотосинтеза фитопланктона. Главную роль в перераспределении газов играет глобальная океанская циркуляция. Благодаря ей происходит переток богатых кислородом холодных вод от высоких широт к экватору и поверхностных вод в придонную часть.

Углекислый газ находится в морской воде частично в растворенном состоянии, а частично он химически связан в форме бикарбонатов Ca(HCO₃) или карбонатов (CaCO₃). Растворимость CO₂ в морской воде зависит от температуры морской воды и возрастает с ее понижением. Поэтому холодные воды Арктики и Антарктики содержат больше углекислого газа, чем воды низких широт. Значительное содержание CO₂ отмечается в придонных холодных водах на глубинах ниже 4000 м. Это сказывается на растворении карбонат

ных раковин отмерших организмов, которые опускаются с поверхности на дно.

В некоторых морских бассейнах наблюдается аномальный газовый режим. Классическим примером служит Черное море, где, по данным Н. М. Страхова, на глубинах 150—170 м вода в значительной степени обеднена кислородом и содержит в больших количествах сероводород. Его количество сильно возрастает в придонных слоях. Сероводород образуется благодаря жизнедеятельности сульфатсодержащих бактерий, которые восстанавливают сульфаты из морской воды до сероводорода. Сероводородное заражение вызвано нарушением свободного водообмена между Черным морем и водами Средиземного моря. В Черном море существует расслоенность воды по солености. В верхней части располагаются опресненные воды (17—18 ‰), а ниже соленые (20—22 ‰). Это исключает вертикальную циркуляцию и приводит к нарушению газового режима, а затем к накоплению сероводорода. Недостаток кислорода в более глубоких слоях способствует развитию восстановительных процессов. Сероводородное заражение в придонной части Черного моря достигает 5—6 см³/л. Кроме Черного моря сероводородное заражение обнаружено в некоторых норвежских фиордах.

Температура морской воды. Распределение температур поверхностных слоев вод Мирового океана тесно связано с климатической зональностью. Среднегодовая температура в высоких широтах изменяется от 0—2 °С и достигает максимальных значений порядка 28 °С в экваториальных широтах. В умеренных широтах температура воды испытывает значительные сезонные колебания в пределах от 5 до 20 °С.

Температура воды изменяется с глубиной, достигая в придонных частях на значительных глубинах всего 2—3 °С. В полярных областях она опускается до отрицательных значений порядка -1,0—1,8 °С.

Переход от верхнего слоя воды с высокой температурой к нижнему слою с низкой температурой совершается в относительно тонком слое, который называется *термоклин*. Этот слой совпадает с изотермой 8—10° и находится на глубине 300—400 м в тропиках и 500—1000 м в субтропиках. Общие закономерности в распределении температур нарушаются поверхностными теплыми и холодными, а также донными течениями.

Давление и плотность. Гидростатическое давление в океанах и морях соответствует массе столба воды и увеличивается с глубиной, достигая максимального значения в глубоких частях океана. Плотность морской воды в среднем составляет примерно 1,025 г/см³. В холодных полярных водах она увеличивается до 1,028, а в теплых тропических водах уменьшается до 1,022 г/см³. Все эти колебания обусловлены изменениями солености и температуры вод Мирового океана.

Гидродинамика вод Мирового океана. Вся толща вод Мирового океана находится в непрерывном движении, которое обусловлено различными причинами, но главными среди них являются разность температур, действие ветра, разные соленость и плотность морских вод. Движения вод по своей природе отличны друг от друга, среди них выделяются: волновые движения; приливно-отливные; поверхностные морские течения; глубинные и придонные течения; цунами.

Волновые движения в морях и океанах возникают в результате трения ветра о водную поверхность. Зародыши волн — мелкая рябь. Усиление ветра вызывает перемещение воды по замкнутым или почти замкнутым орбитам, которые имеют наибольшие размеры вблизи поверхности. Они уменьшаются с глубиной и изменяют форму в пределах морских мелководий. Здесь круговое движение сменяется эллипсоидальным.

В открытом море движение волн носит колебательный характер, во время которого подавляющая часть толщи воды не испытывает поступательного движения в горизонтальном направлении. У берегов или в области мелководья колебательное движение волны переходит в поступательное движение. Такая волна с силой ударяется о крутой берег. При этом в зависимости от рельефа суши она или производит разрушение обрывистых берегов, или заливаает низменные побережья на многие десятки метров.

В ветровых волнах выделяются гребни (наиболее высокая часть) и ложбины между ними. В волнах различают следующие элементы:

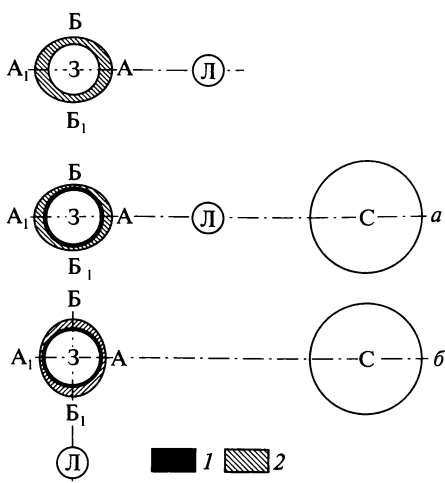
- гребень — наиболее высокая часть волны;
- подошва (ложбина) — наивысшая точка волны;
- высота — расстояние между двумя гребнями или двумя подошвами соседних волн; длина волны зависит от силы ветра; во время сильных штормов длина волны увеличивается с 50—60 до 200 м и более;
- высота — расстояние между ложбиной и гребнем волны; высота большинства волн колеблется в пределах 3—6 м, а во время штормов увеличивается до 15—20 м;
- период — время, за которое волна проходит путь, равный своей длине, т. е. проходит расстояние между двумя гребнями (или двумя ложбинами).

Обычно к берегу волны подходят с интервалом в несколько секунд. Чем длиннее волна, тем больше интервал их движения, который может растягиваться до 15—20 с. Скорость волны связана с периодом. Так, волны с периодом 6 с перемещаются со скоростью 9—10 м/с, а с периодом 18—20 с движутся со скоростью 25—30 м/с. С глубиной скорость волны уменьшается. Только во время сильных штормов волновое движение способно достигать глубины 150—200 м.

Приливно-отливные движения. Это периодические поднятия и опускания уровня воды в морях и океанах, которые происходят в

рис. 16.1. Схема возникновения приливов и отливов:

AA₁ — экваториальный диаметр; ББ₁ — полярный диаметр; 1 — солнечный прилив; 2 — лунный прилив; С — Солнце; Л — Луна; а — взаимное расположение Земли, Луны и Солнца в сизигии; б — то же, в квадратуре



результате того, что Земля испытывает лунное и солнечное притяжения. Высота приливов зависит от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца. Амплитуда прилива определяется расстоянием между уровнем малой и большой воды. По периоду колебания приливные волны разделяются на полусуточные и суточные. Самые высокие приливы наблюдаются во время сизигии (от греч. «сизигий» — сопряжение), т. е. во время новолуния и полнолуния, когда Луна и Солнце находятся на одной прямой линии. В этом случае сила притяжения проявляется только в одном направлении. Приливы наименьшей высоты возникают в квадратуре, когда Луна и Солнце образуют с Землей прямой угол и притяжение их противодействует друг другу (рис. 16.1).

В открытом океане во время прилива подъем уровня моря по высоте составляет около 1 м, реже больше. Но уровень сильно возрастает в прибрежной части, особенно в пределах узких заливов и в окраинных морях. Так, в заливе Фанди (северо-восточное побережье Канады) высота сизигийного прилива составляет 18 м, в Пенжинской губе Охотского моря — около 13 м, в Кандалакшской губе Белого моря — 11 м. Во время сильных приливов увеличивается и скорость перемещения воды. Приливно-отливные движения в отличие от волновых охватывают всю толщу воды и вследствие этого являются одним из главных факторов перемещения и накопления осадочного материала, особенно вдоль береговой зоны. Приливные течения частично размывают дно, переносят и перемещивают обломочный материал, а после себя оставляют знаки ряби на поверхности песчаных и алевритовых осадков на морском дне.

Морские течения. В Мировом океане существуют сложные системы циркуляции вод, которые вызваны действием господствующих ветров, различной плотностью, зависящей от температуры и

солёности вод, а также действием силы Кориолиса (центробежной и отклоняющей силой вращения Земли).

Морские течения по глубине разделяются на поверхностные, глубинные и придонные, а по температурам — на холодные и теплые.

В поверхностных областях океанов влияние ветра на течения четко проявляется в областях устойчивых ветров: пассатов тропических широт, муссонных ветров Индийского океана и западных ветров умеренных широт. Направления ветра и морских течений в экваториальных водах в общем виде совпадают. Так, по обе стороны от экватора в Атлантическом и Тихом океанах с востока на запад движутся два пассатных течения — южное и северное. Эти течения у западных берегов дают начало разделяющему их экваториальному противотечению, а также течениям, направленным вдоль материков к полярным областям.

Пассатные течения, направленные с востока на запад, вызывают повышение уровня воды у западных окраин океанов. Повышение уровня воды в Атлантическом океане составляет 20 см, а в Тихом океане — 50 см. В результате этого возникает не только экваториальное противотечение, но и стоковые течения — южное и северное. Движение этих вод по экватору замыкают круговые системы циркуляции океанских вод.

Другая часть океанских вод в северном полушарии направляется в полярные бассейны. К таким поверхностным стоковым теплым течениям относятся Гольфстрим, Бразильское, Куроисио и Восточно-Австралийское. Холодными компенсационными течениями являются Канарское, Бенгельское, Калифорнийское, Перуанское. Основные течения умеренных широт вызываются западными ветрами и являются наиболее мощными в Мировом океане. Их ширина достигает 1000 км, а глубина составляет 1000 — 1300 м.

В Мировом океане обнаружена целая система донных течений, скорость которых достигает 30 см/с. Донные течения не только взмучивают и переносят тонкие осадки, оседающие на дне, но и эродуют поверхность дна.

Придонные воды океана формируются в высоких широтах. Вследствие своей низкой температуры антарктические и арктические воды опускаются вниз. Это в основном происходит в осенне-зимнее время в период образования льда и распространяется на обширные территории вплоть до экватора. В летнее время распресненные тающим льдом воды распределяются по поверхности океана. Поверхностная более плотная вследствие охлаждения вода погружается, а глубинная менее плотная поднимается вверх. Это явление называют *апвеллингом*. В Мировом океане существует несколько стационарных апвеллингов, которые, как правило, располагаются у западных окраин материков. В Атлантическом океане это Канарский (Западно-Африканский), Гвинейский, Бразильский и Южно-Африканский апвеллинги. В Индийском океане известны Бенгальский и

Сомалийский апвеллинг. В Тихом океане существуют обширный Чилийско-Перуанский, Калифорнийский и Орегонский апвеллинги. Обнаружены и апвеллинги в Северном Ледовитом океане. Один из них известен в море Бофорта. Но в отличие от всех существующих апвеллингов он характерен тем, что на поверхность из глубин поднимается не холодная, а теплая вода атлантического происхождения. Предполагается, что подобные апвеллинги существуют на северных окраинах сибирских арктических морей. Скорее всего именно таким образом отдается теплота Атлантики водам Северного Ледовитого океана. Ведь в океан воды вносятся температурой $3-4^{\circ}\text{C}$, а выходят благодаря Восточно-Гренландскому течению с температурой от $-1,5$, до $-1,9^{\circ}\text{C}$.

Известны апвеллинги и в морях. В Каспийском море летом существует стационарный апвеллинг у восточного берега в средней части моря. Он создан преобладающими восточными ветрами, сгоняющими поверхностную теплую воду, на смену которой поднимаются глубинные воды с температурой на $2-4^{\circ}\text{C}$ ниже. На Черном море у Южного берега Крыма нередко возникают кратковременные ветровые апвеллинги, вызывающие понижение температуры прибрежной воды на $3-10^{\circ}\text{C}$.

Сложная система циркуляции вод Мирового океана и разнонаправленность течений приводят или к расхождению (дивергенции) вод в стороны, что вызывается компенсационным подъемом с глубины, или к схождению (конвергенции), сопровождаемому погружением вод в глубину.

В местах дивергенции и подъема глубинных вод — апвеллинга присутствуют воды, обогащенные биогенными питательными веществами и элементами, что вызывает необычайно пышный расцвет планктона. Это обстоятельство привлекает огромное количество животных, которые питаются планктоном, и поэтому области дивергенции и апвеллинга являются областями расцвета жизни.

Цунами — это гигантские волны, возникающие во время сильных землетрясений, эпицентры которых располагаются на дне океана, а также во время крупных извержений как подводных, так и наземных вулканов, находящихся на островах. Наиболее часто цунами возникают в пределах окраинных частей Тихого океана. Скорость распространения таких волн достигает $500-700$ км/ч. В открытом океане высота волн цунами не превышает 1 м и она имеет достаточно большую длину волны. Однако с приближением к берегу высота волн вследствие торможения о поверхность дна постепенно растет и они приобретают высоту до 30 м. Такие волны не только далеко проникают в сушу, но и вызывают катастрофические разрушения.

Штормовые нагоны. В пределах низменных побережий при устойчивых сильных ветрах, дующих продолжительное время в сторону суши, возникают сильные штормовые волны и происходят

штормовые нагоны. Высота нагонных волн в Мексиканском заливе составляет 5 м, а в Бенгальском заливе — 6 м. Во время одного из таких штормовых нагонов в Бенгальском заливе погибло несколько сотен тысяч человек. Со штормовыми нагонами связаны наводнения, которые довольно часто наблюдаются в Санкт-Петербурге.

16.2. Подводный рельеф океанов и морей

Долгое время считалось, что центральные области океанов и морей являются самыми глубокими. Однако проведенные специальные батиметрические исследования, основанные на эхолотировании, показали, что рельеф океанов и морей очень сложен. На основе батиметрических данных была построена сводная гипсографическая кривая (рис. 16.2).

В рельефе дна океанов выделяются следующие крупные геоморфологические элементы: подводные континентальные окраины; ложе Мирового океана; срединно-океанские хребты; глубоководные желоба.

Подводные континентальные окраины. В пределах переходных от континента к океану областей выделяются: шельф; континентальный склон; континентальное подножие; ложе Мирового океана; глубоководные котловины; срединно-океанские хребты; островные дуги; глубоководные желоба.

Шельф, или материковая отмель, представляет собой мелководную слегка наклонную часть моря или океана, непосредственно примыкающую к суше. Со стороны океана или глубоководной части моря шельф ограничивается четко выраженной бровкой. В основном он располагается на глубинах около 200 м, но в некоторых случаях погружен до глубин 300—500 м. Ширина шельфа меняется от

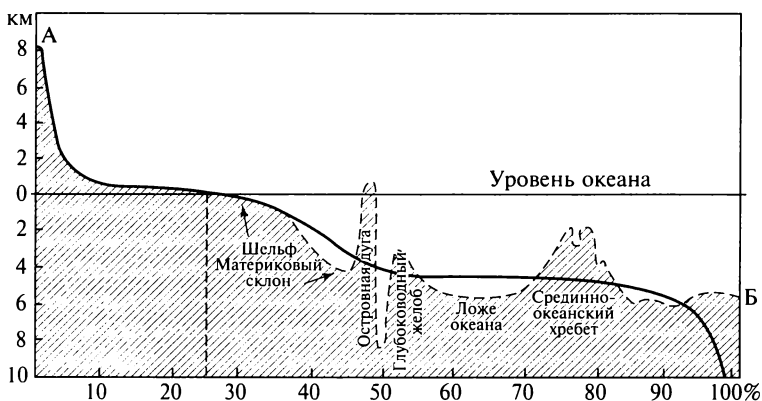


Рис. 16.2. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б)

нескольких десятков километров до 1000 км, как например в Северном Ледовитом океане.

В пределах шельфа наблюдаются формы рельефа, возникшие в результате субаэральных процессов. Такими являются подводные продолжения речных долин, авандельты, затопленные и погруженные под уровень моря морские террасы, ледниковые формы наземного рельефа и древние береговые линии.

Континентальный, или **материковый**, склон представляет собой не широкую зону морского дна, который протягивается от бровки шельфа до глубин 2000—3000 м. Переход от шельфа к склону довольно резкий. При этом уклоны резко возрастают и составляют в среднем 3—5°, но иногда увеличиваются до 25 и даже 40°. В ряде случаев континентальный склон ступенчато опускается в глубину. В этом случае наблюдается чередование уступов с субгоризонтальными платообразными ступенями. Это скорее всего связано с развитием разрывных нарушений.

Хорошим примером материкового склона является склон, образованный на краю подводного плато Блейк (рис. 16.3). Плато Блейк при ширине 300 км протягивается к северу от Багамской банки на расстояние 900 км. Начиная с глубин от 500 до 1500 м располагается крутой склон, продолжающийся до глубин 4000—5000 м.

Поверхность континентального склона изрезана многочисленными подводными каньонами. Это глубоко врезаемые (иногда до 1000 м) грандиозные и протяженные ложбины с крутыми бортами и плоским дном (рис. 16.4). Начинаясь у бровки шельфа, подводные каньоны спускаются вниз по склону и нередко доходят до окончания подводного склона. Некоторые самые крупные в мире подводные каньоны прослеживаются по самому шельфу и являются продолжениями крупных речных долин, в частности устьев рек Конго, Гудзон и др.

Считается, что подводные каньоны образовались в результате деятельности придонных мутьевых потоков, возникающих на краю шельфа во время землетрясений, при катастрофическом стоке вод и грандиозных подводных обвалах. Ввиду того что плотность мутье-

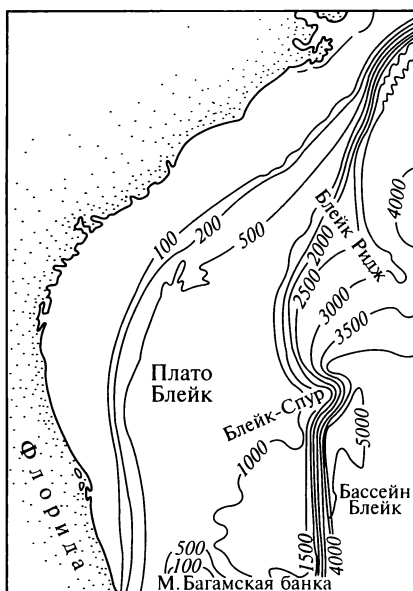


Рис. 16.3. Подводное плато Блейк (атлантическая подводная окраина Северной Америки)

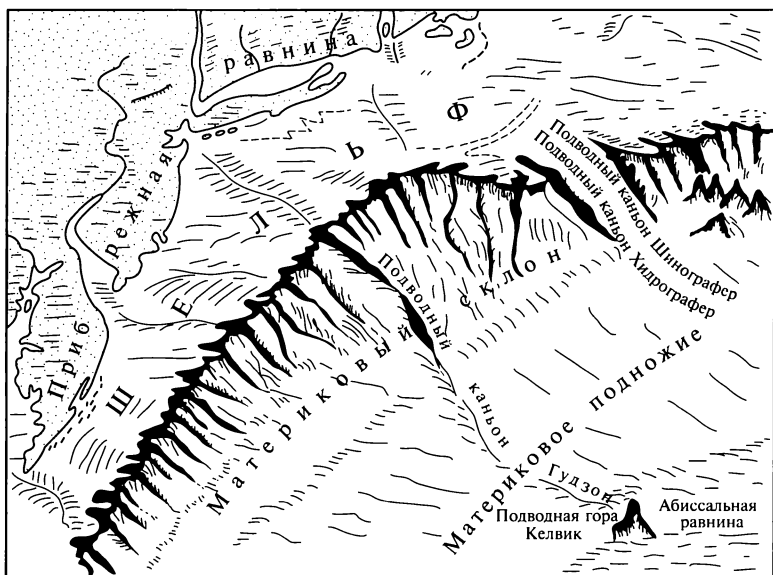


Рис. 16.4. Американская подводная окраина Северной Америки

вых потоков превышает плотность морской воды, они перемещаются с большой скоростью и обладают значительной эродирующей силой.

Континентальное (материковое) подножие выделяется в качестве промежуточного типа рельефа дна Мирового океана и располагается в основании материкового склона, между ним и ложем океана. Это пологонаклонная, иногда слабохолмистая равнина, занимающая промежуточное положение между континентальным склоном и ложем океана. Континентальное подножие протягивается на несколько сотен километров и находится на глубинах от 2500 до 3500 м. По данным геофизических исследований, в пределах континентальных подножий накапливаются осадочные толщи значительной мощности, во много раз превышающие средние мощности океанских осадков. Это связано с огромным объемом взвешенного материала, приносимого мутьевыми потоками, а также накоплением осадочного материала, сползшего в форме оползней с континентального склона.

Ложе Мирового океана — самый обширный геоморфологический элемент дна Мирового океана. Ложе занимает около половины площади Мирового океана и располагается на глубинах от 3,5 до 6 тыс. м. Ложе Мирового океана обычно представлено плоскими или холмистыми равнинами, которые осложнены мелкими и крупными отдельными возвышающимися холмами и подводными горами. Некоторые из них, сложенные вулканическими и рифовыми постройками,

достигают поверхности океана и выступают в виде островов или архипелагов островов.

Особенно много подводных гор в Тихом океане. Среди них имеются подводные горы с выровненными плоскими вершинами, которые поднимаются от дна, а их вершины располагаются на глубинах около 2000 м. Такие подводные горы носят название *гайотов*. Вершины некоторых гор имеют ширину более 60 км и протягиваются в виде подводных хребтов на расстояние около 300 км.

Многие исследователи считают, что гайоты некогда представляли собой вулканические горы, выступавшие над уровнем океана, а затем вследствие погружения опустились на глубину. В прошлом они подверглись волновой эрозии, и свидетельством этого являются многочисленный галечный материал и остатки мелководной фауны, которые сохранились на вершинах гор. Аналогичная картина опускания морского дна подтверждается и данными бурения на атоллах, где породы, слагающие коралловые рифы, обнаружены на глубинах 1200—1400 м, а как известно, жизнедеятельность кораллов протекает только до глубин 50—60 м.

По рельефу дна в пределах ложа Мирового океана выделяются плоские абиссальные (от греч. «абиос» — бездна) равнины, наиболее развитые в пределах Атлантического океана, и холмистые абиссальные равнины, которые наибольшее распространение получили в пределах Тихого океана.

В восточной части Тихого океана отчетливо выражены котловины, приуроченные к широтным разломам. Вдоль них протягиваются крупные уступы и ложбины.

Для всего ложа Мирового океана характерен океанский тип земной коры. Мало выраженный гранитный слой появляется в некоторых местах и в основном приурочен к подводным плато и островам. К ним относятся плато Рокколл в Северной Атлантике, плато Агульяс в Южной Атлантике, Сейшельский архипелаг в Индийском океане, Новозеландское плато в Тихом океане.

Глубоководные котловины окраинных морей представляют собой депрессии овальной или изометричной формы и имеют максимальные глубины до 5000 м. В ряде мест к таким глубоководным котловинам примыкает мелководная подводная окраина материков с континентальным склоном и шельфом (рис. 16.5).

Срединно-океанские хребты — самые протяженные подводные горные сооружения, образующие единую глобальную систему общей протяженностью свыше 60 000 км. Их высота над ложем океана достигает в некоторых районах 3—4 км, а ширина составляет от 1000 до 2000 км. Вдоль осевой части Срединно-Атлантического и Индийского срединно-океанского хребтов протягивается крупная депрессия — долинообразное понижение, ограниченное глубинными разломами. Такая вытянутая в длину впадина называется *рифтовой долиной* или *рифтом* (от англ. «рифт» — расщелина, ущелье). Дно рифтовой

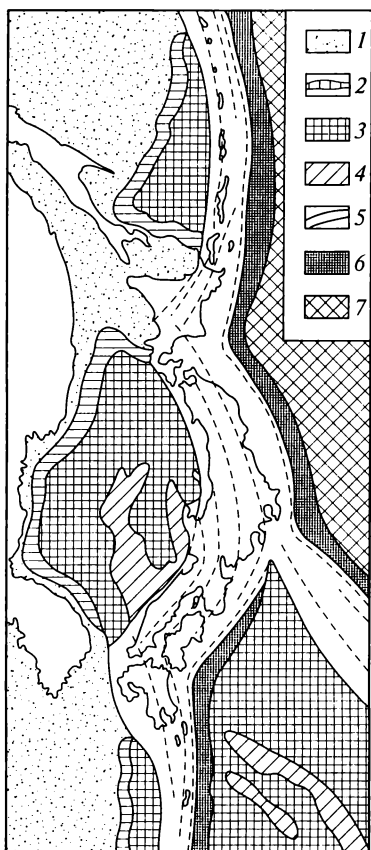


Рис. 16.5. Схема переходной зоны тихоокеанского типа (район Охотского и Японского морей):

- 1 — шельф; 2 — материковый склон и подножие; 3 — дно глубоководных котловин окраинных морей; 4 — внутренние поднятия в глубоководных морских котловинах; 5 — островные дуги; 6 — глубоководные желоба; 7 — ложе океана

океана островные дуги ограничены глубоководными желобами, за которыми следует ложе Мирового океана.

Глубоководные желоба представляют собой узкие (шириной около 100 — 150 км) и протяженные глубокие впадины (рис. 16.7). Дно желобов относительно плоское, шириной в несколько километров. Глубоководные желоба имеют асимметричную форму. Их внутренние склоны, примыкающие к островным дугам или материку, более крутые (до 10 — 15°), а противоположные склоны, обращенные

долины опущено на глубину 3,5 — 4 км. Местами отдельные вершины срединных хребтов поднимаются на поверхность и выражены в виде островов (острова Вознесения, Буве). Ширина рифтовых долин между соседними гребнями составляет 20 — 50 км.

Срединно-океанские хребты пересечены многочисленными поперечными или *трансформными* разломами с вертикальным смещением до 3 — 5 км. Эти разломы смещают в горизонтальном направлении части осей рифтов иногда на первые сотни километров (рис. 16.6).

Срединно-океанские хребты характеризуются интенсивной сейсмичностью, высоким уровнем теплового потока и сильнейшими подводными излияниями вулканов. В пределах рифтовых долин толщина земной коры минимальна, и в них внедряются астеносферное и мантийное вещества.

Островные дуги — это горные сооружения, выступающие над уровнем моря своими вершинами и гребнями в виде вытянутых в цепочку архипелагов островов. Наиболее широко они развиты на окраинах Тихого океана. Это Командоро-Алеутская, Курильская, Японская, Марианская и другие островные дуги. В Индийском океане самой известной является Зондская дуга, а в Атлантическом — Антильская и Южно-Антильская. Со стороны

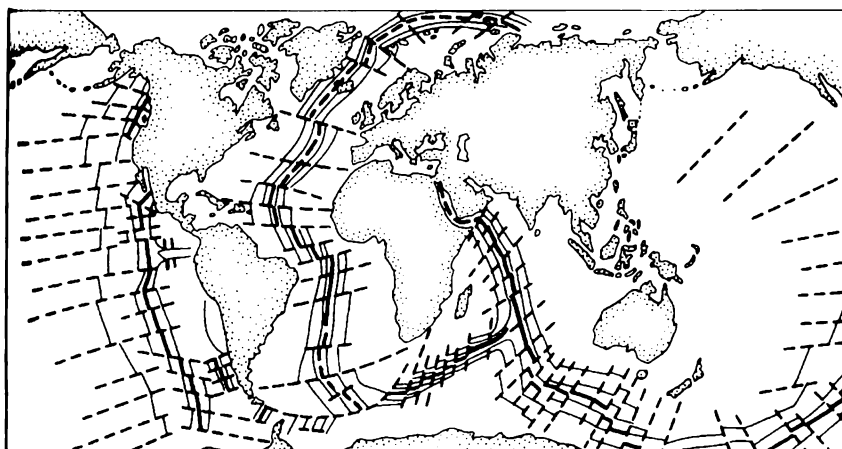


Рис. 16.6. Мировая система срединно-океанских хребтов (оси хребтов показаны жирными линиями, а трансформные разломы — пунктиром)

в сторону открытого океана, пологие (около $2 - 3^\circ$). Оба склона осложнены уступами. Глубина желобов колеблется от 7—8 тыс. до 11 тыс. м. Максимальная глубина зафиксирована в Марианском желобе (11 022 м).

Типы континентальных окраин. Среди подводных континентальных окраин по особенностям рельефа и тектонической активности выделяются три типа переходных от континента к океанам областей. Они подразделяются на Атлантический (пассивный), Западно-Тихоокеанский (активный) и Андский (активный).

Пассивные континентальные окраины. Атлантический тип характерен для Северного Ледовитого океана, Северной и Южной Атлантики, Индийского океана, за исключением Зондской дуги, и антарктической окраины Тихого океана. В этом типе четко выражен спокойный переход от континента к океану. Здесь имеются широкий шельф, умеренный наклон континентального склона и наблюдается спокойный переход к континентальному подножию и к ложу океана.

Активные континентальные окраины. Западно-Тихоокеанский тип наблюдается только в пределах западной части Тихого океана, где располагаются окраинные моря и островные дуги. Переход от континента к океану осуществляется по следующей схеме: кон-

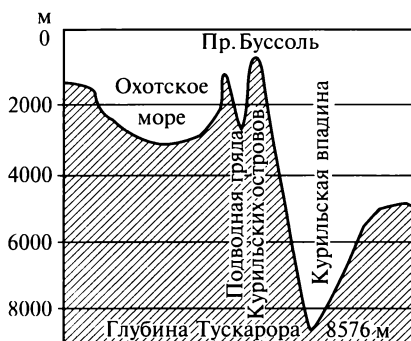


Рис. 16.7. Поперечный профиль Курило-Камчатской впадины

тинент — впадины окраинных морей (Охотское, Японское и др.) островные дуги (Курильская, Японская и др.) — глубоководные желоба — ложе океана. В отличие от Атлантической окраины для Западно-Тихоокеанской характерны высокая сейсмичность и вулканическая активность.

Андский тип характерен для восточной и юго-восточной частей Тихого океана. Здесь происходит переход от молодых горных сооружений Анд к ложу Мирового океана. Шельф очень узкий, а крутой континентальный склон переходит в желоб. Именно через Перуанско-Чилийский желоб осуществляется переход к ложу океана.

Рельеф окраинных и внутренних морей. По особенностям рельефа морские водоемы, примыкающие к океанам, подразделяют на два типа: плоские и котловинные.

Моря с плоским дном. Их глубины близки к глубинам шельфа. Они называются эпиконтинентальными (от греч. «эпи» — на, после). К ним относятся Северное, Баренцево, Карское, Балтийское, Азовское и другие моря. В геологическом прошлом в их пределах располагались участки суши, которые впоследствии были опущены и заняты морскими водами.

Котловинные моря характерны для подвижных областей земной коры. Большая тектоническая активность в горном обрамлении отражается на морском дне и проявляется не только в условиях осадконакопления, но и в виде высокой сейсмичности и вулканической активности. Типичными котловинными морями являются окраинные и внутриконтинентальные моря — Японское, Охотское, Черное, Средиземное. В рельефе котловинных морей присутствуют те же основные элементы рельефа, характерные для океана. В их пределах выделяют область шельфа, континентальный склон и глубоководные котловины. Их глубина составляет порядка 3 — 3,5 км, но известны отдельные впадины глубиной около 5000 м.

16.3. Органический мир морей и океанов

Моря и океаны являются средой обитания гидробионтов, в состав которых входят как представители животного, так и растительного мира. Распределение и развитие органического мира зависят от температуры воды, ее солености, плотности, глубины, с которой связано давление, насыщенности кислородом, присутствия питательных веществ и т. д.

Абсолютное большинство животных и водорослей развивается в морских водах с нормальной соленостью (35 ‰). Повышение или понижение солености до определенного уровня губительно отражается на жизнедеятельности определенных организмов. Такие животные и водоросли называют *стеногалинными* (от греч. «стенос» — узкий, «галинос» — соленый). К организмам, которые жи

Вут в морских водах с нормальной соленостью, относятся кораллы, фораминиферы, брахиоподы, некоторые представители двустворчатых моллюсков, мшанки, морские ежи, морские лилии и др. В опресненных морских водах способны обитать некоторые рода и виды двустворчатых и брюхоногих моллюсков. При изменении солености в ту или иную сторону стеногалинные организмы погибают. Но имеются организмы, которые способны переносить значительные колебания солености и жить как в водах с нормальной соленостью, так и в опресненных. Такие организмы называются *эвригалинными* (от греч. «эврис» — широкий). К ним относятся многие водоросли, рыбы, брюхоногие моллюски и др. Влияние различной солености на число видов и видовое разнообразие было показано крупнейшим советским биологом-океанологом Л. А. Зенкевичем на примере трех морей — Средиземного, Черного и Азовского, которые имеют разную соленость, но соединены между собой проливами. В Средиземном море общее количество живущих видов превышает 7000, в Черном море их количество сокращается до 1200, а в сильно опресненном Азовском море обитает только около 100 видов.

Кроме солености огромное значение для жизнедеятельности морских организмов играет температурный фактор. Наибольшее количество видов наблюдается в экваториальных частях океанов и морей. Так, по данным Л. А. Зенкевича, видовое разнообразие от полярных морей к экваториальным увеличивается в 100 раз. В морях Малайского архипелага их количество достигает 40 000, а в море Лаптевых составляет всего 400.

Организмы также различаются по отношению к температурам вод. *Стенотермными* называют организмы, которые обитают только в водах с ограниченным температурным режимом. Увеличение или уменьшение температур вызывает их гибель. Те организмы, жизнедеятельность которых протекает в широких температурных диапазонах, называют *эвритермными*.

Для жизнедеятельности организмов большое значение имеет газовый режим морских водоемов. Так, в Черном море в области сероводородного заражения органическая жизнь полностью отсутствует.

По условиям обитания и образу жизни морские организмы разделяют на три группы: планктонные, нектонные и бентосные.

Планктонные организмы (от греч. «планктон» — блуждающие) обитают в пелагической зоне на глубинах до 200 м. Организмы не имеют органов передвижения и держатся в воде во взвешенном состоянии. Они перемещаются волнами и течениями. Среди планктонных организмов выделяются:

1. **Фитопланктон** (от греч. «фитос» — растения) — это растительные микроорганизмы — *диатомовые водоросли*, обладающие кремнистым панцирем, и *одноклеточные известковые водоросли* — *кок-*



Рис. 16.8. Литоральная зона. Каменистое дно со следами сверлящих моллюсков (литораль), бентосные свободнолежащие морские ежи и перемещающиеся по дну морские звезды

колитофориды. Последние настолько мелкие, что их часто называют наннопланктоном (от греч. «наннос» — карлик). В то время как диатомовые водоросли в основном обитают в холодных водах, то кокколитофориды живут исключительно только в теплых водах.

2. Зоопланктон (от греч. «зоон» — животное). К ним относятся мельчайшие животные организмы, представленные *фораминиферами*, обладающими известковой раковиной, и *радиоляриями* с кремнистой раковиной. Фораминиферы распространены в пределах от 55° с.ш. до 55° ю.ш., а радиолярии живут только в экваториальных и тропических водах.

К зоопланктону относятся и птероподы (морские бабочки) с известковой раковиной.

К **нектонным** (от греч. «нектон» — плавающие) организмам относится большая группа свободноплавающих животных. Это рыбы, головоногие моллюски, морские млекопитающие и др.

Бентосными (от греч. «бентос» — глубина) организмами являются те группы животных и водной растительности, жизнь которых протекает на морском дне. Они разделяются на две большие группы: прикрепленный бентос и подвижный бентос.

Прикрепленный бентос иногда называют сидящим. Одни организмы прикрепляются к выступам дна, другие зарываются в ил, третьи всверливаются в твердые скальные породы или свободно лежат на морском дне. Среди прикрепленного бентоса особо важную роль играют колониальные кораллы, известковые водоросли, мшанки, морские губки, брахиоподы, двустворчатые и брюхоногие моллюски. Они наиболее распространены на шельфе на глубинах от 1 до 100 м (рис. 16.8).

Подвижный бентос представлен моллюсками, морскими ежами и лилиями, червями и некоторыми другими организмами, которые обитают в сублиторальной зоне.

Помимо указанных выше организмов в морских водах обитает масса микроорганизмов. Разнообразные бактерии играют важнейшую роль в преобразовании морских осадков, создают кислотно-щелочной потенциал среды обитания, участвуют в создании новых соединений и являются катализаторами химических реакций, которые протекают в морской среде.

16.4. Разрушительная деятельность моря

Разрушение берегов и прибрежной полосы морского дна происходит под действием следующих факторов: гидравлического удара волн; многочисленных ударов обломков горных пород волнами и химического воздействия морской воды на горные породы. Разрушительную деятельность морских вод называют *абразией* (рис. 16.9 и 16.10). Сильнее всего разрушаются приглубые берега. При сильных штормах сила удара океанских волн может достигать 40 т/м^2 , что приводит не только к разрушению берегов, но и к обрушению огромных масс горных пород.

Основной удар морской воды во время шторма с наибольшей силой происходит в основании крутого скалистого берега. Особенно быстро разрушаются массивы горных пород, покрытые трещинами. Сильное разрушительное действие на берега оказывают находящиеся в воде обломки горных пород.

Под воздействием штормовых волн в основании крутого берегового уступа возникает так называемая *волноприбойная ниша* (рис. 16.11), над которой остается карниз нависающих пород. При многократном воздействии штормовых волн волноприбойная ниша разрастается и наступает момент, когда происходит обрушение пород. Волны захватывают обломки обрушенного карниза и перераспределяют их вдоль берега. После обрушения берег вновь представляет собой отвесный обрыв, который называют *клифом* (от нем. «клифф» — обрыв). Такой процесс разрушения берега длится довольно долго и с каждым разом возникают все новые и новые волноприбойные ниши. В результате этого процесса берег отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклоненную подводную абразионную террасу, или *бенч*. Он или целиком состоит из скальных пород, или местами покрывается тонким слоем продуктов разрушения берега.



Рис. 16.9. Удар волны о скалистый берег (волновая абразия)



Рис. 16.10. Волновой накат и абразионный берег

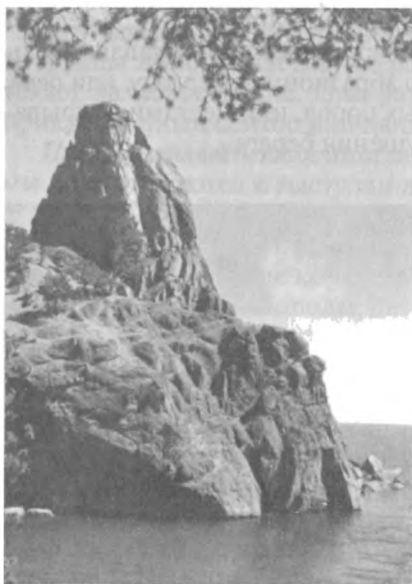


Рис. 16.11. Абразионный берег с волноприбойной нишей

Под действием волн обломки горных пород находятся в постоянном движении. Они перекатываются, окатываются, дробятся и постепенно превращаются в гальку, гравий и песок. Чем дольше воздействуют волны на обломки горных пород, тем большую окатанность они приобретают.

Между подводной абразионной террасой и береговым обрывом возникает *пляж* — полоса различной ширины, покрытая галькой, гравием или песком (рис. 16.12). В ходе развития берега ширина пляжа увеличивается. Крупными волнами часть обломочного материала уносится за пределы абразионной террасы и откладывается в виде подводной

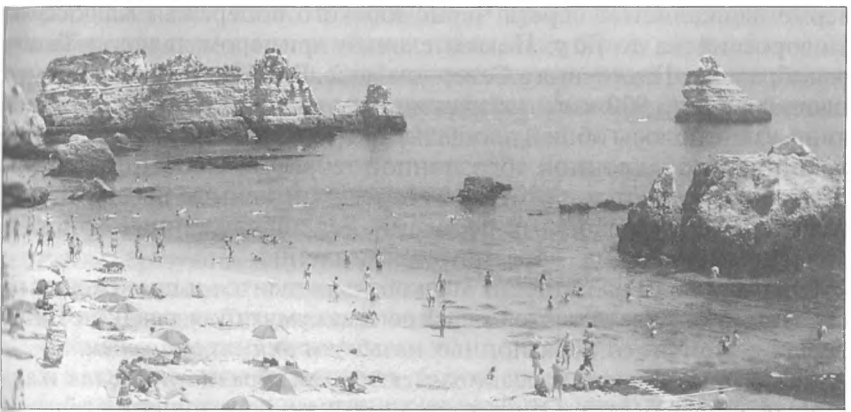


Рис. 16.12. Пляж — результат аккумулятивной деятельности моря

осыпи. Это является началом образования подводной аккумулятивной террасы.

На рис. 16.13 показаны этапы различных стадий отступления берега. Чем больше ширина пляжа и абразионно-аккумулятивной террасы, тем меньше энергия волн, подходящих к берегу. Часть ее теряется на преодоление трения, а значительная часть расходуется на перемещение и переработку обломочного материала. Это означает, что чем шире пляж, тем меньше абразионное воздействие волн на берег.

Скорость разрушения берегов и их отступления зависит от ряда факторов и прежде всего от состава горных пород, слагающих скалистые берега. Скорость срезания берега изменчива и зависит от многих факторов. Она может колебаться от первых десятков сантиметров до нескольких метров в год. Абразионному воздействию под-

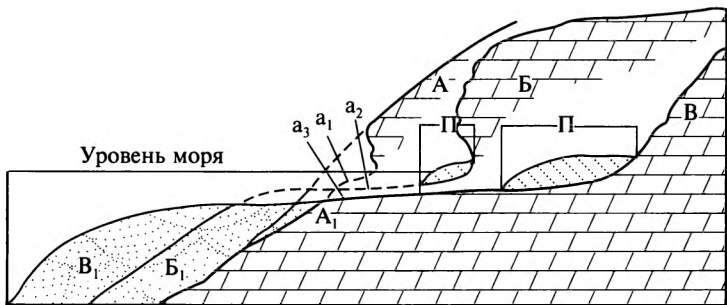


Рис. 16.13. Схема последовательных стадий отступления берега (по В.П.Зенковичу):

$a_1 - a_3$ — различные положения абразионных террас; А, Б, В — то же, отступающего берегового склона, абрадируемого морем; A_1, B_1, B_2 — различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; П — пляж. Пунктиром показаны абразионные террасы, соответствующие стадиям развития берега

вержены скалистые берега Черноморского побережья Кавказа от Новороссийска до Гагр. Показательным примером является быстрая абразия о. Гельголанд в Северном море. В 1072 г. этот остров имел площадь около 900 км², а к настоящему времени от него остались лишь узкие полосы общей площадью около 1,5 км², окруженные широкой пологонаклонной абразионной террасой. Особенно легко и быстро разрушаются и отступают берега, сложенные рыхлыми или слабо сцементированными породами. Берега, сложенные кристаллическими породами, абрадируются медленно.

Энергия волн на широких мелководьях гасится и происходит не абразия, а осуществляются перенос и аккумуляция осадков. Такие берега в отличие от абразионных называют *аккумулятивными*.

В каждом морском бассейне имеются как абразионные, так и аккумулятивные берега. От их расположения и соотношения зависит степень расчлененности береговой линии. Когда в береговых обрывах выходят различные по твердости и структурно-текстурным особенностям горные породы и берег интенсивно разрушается, то береговая линия становится извилистой, возникают *мысы*, вдающиеся в море, и *бухты*, врезанные в глубь суши. Примером сильно расчлененного извилистого берега моря является Южный берег Крыма от Балаклавы до Феодосии. В пределах этого берега развиты разнообразные горные породы, как магматические, так и осадочные. На протяжении около 400 км береговая линия изобилует мысами и бухтами разной площади.

При поперечном подходе волн к берегу, в зоне прибоя, в пределах пляжа часто формируются *береговые валы*, состоящие из песчано-гравийно-галечного материала. Кроме береговых валов в мелководной части моря при небольших уклонах образуются подводные песчаные валы. Их формирование связано с забуруниванием и частичным разрушением волны на глубинах 4 — 6 м, в результате которого часть песчаного материала откладывается.

К особой категории относятся крупные аккумулятивные формы, называемые *барями*. Они представляют собой длинные полосы, поднятые над уровнем моря, протягивающиеся параллельно берегу на десятки и сотни километров. Они сложены песчано-гравийно-галечными, а местами песчано-ракушечным и ракушечным материалами. Ширина бар достигает 30 км, а высота — первых десятков метров. Бары нередко частично или полностью отделяют от открытого моря заливы или лагуны. Самые крупные бары существуют в Мексиканском заливе, вдоль береговой полосы Берингова и Охотского морей.

Мировой океан занимает 70,8 % земной поверхности. К планетарным формам рельефа, приуроченным к океанам, относятся шельф, материковый склон, материковое подножие, ложе океана, глубоководные желоба, срединно-океанские хребты, подводные горы и подводные вулканы. Абразионная деятельность моря вызывает образование волн

поприбойных ниш, пляжа и отступление берега. Волны, прибрежные и вдольбереговые течения не только размывают берега, но и намыывают пляжи, косы, валы и бары. Средняя соленость морской воды составляет 35‰. Среди органического мира морей и океанов выделяют бентос, нектон и планктон.

Контрольные вопросы

1. Что такое соленость морской воды и как она изменяется?
2. Как образуются аккумулятивные и абразионные террасы?
3. Чем отличаются переходные зоны от континентов к океанам в Атлантической, Западно-Тихоокеанской и Восточно-Тихоокеанской частях?
4. Каков подводный рельеф океанов?
5. Какие процессы происходят в области срединно-океанских хребтов?
6. Какие основные типы организмов развиты в морях и океанах?

Литература

- Богданов Д. В. Региональная физическая география Мирового океана. М., 1985.
- Залогин Б. С., Кузьминская К. С. Мировой океан. М., 2001.
- Гембель А. В. Общая география Мирового океана. М., 1979.
- Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Региональная океанология. М., 1992.
- Леонтьев О. К. Физическая география Мирового океана. М., 1982.
- Степанов В. Н. Океаносфера. М., 1983.

Глава 17

МОРСКОЕ И ОКЕАНСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

17.1. Накопление морских осадков

Одним из самых важных геологических процессов, которые наблюдаются в пределах Мирового океана, является накопление или аккумуляция осадков. Обломочный материал приносится с суши реками, ветром или образуется в результате абразионной деятельности самого моря. Однако кроме обломочного материала в морских бассейнах накапливаются хемогенные и биогенные осадки. Сложнейший процесс осадконакопления называют *седиментацией*, или *седиментогенезом*. Методика исследований морских осадков и отложений этого важнейшего раздела геологии позволяет на основе изучения состава и закономерностей распространения современных морских и океанских осадков восстанавливать физико-географические условия и палеогеографическую обстановку геологического прошлого. По историко-геологическим и палеогеографическим данным территория современных материков неоднократно покрывалась эпиконтинентальными и окраинными морями, а на месте со-

временных горных хребтов и горных массивов в геологическом прошлом существовали океанские просторы. В их пределах протекали интенсивные процессы аккумуляции осадков, которые впоследствии сохранились в виде толщ разнообразных осадочных пород.

Процесс осадкообразования в морях и океанах начинается с подготовки осадочного материала на просторах континентов, которые являются основными источниками сноса обломочного материала, т.е. областями преимущественной денудации. Подготовка материала к транспортировке в бассейны стока, каковыми являются моря и океаны, начинается с процессов выветривания, деятельности поверхностных и подземных вод, эоловых процессов, деятельности ледников и других геологических факторов. Следующим этапом формирования осадков является перенос или транспортировка обломочного и растворенного материала. При этом частичное отложение происходит на пути переноса обломочного материала.

По данным А. П. Лисицына, с континентов ежегодно в Мировой океан поступает 25,33 млрд т осадочного материала. В их число входят: твердый сток рек — 18,53 млрд т, сток растворенных веществ — 3,2 млрд т, ледниковый сток — 1,5 млрд т, эоловый материал, т.е. полученный в результате деятельности ветра, — 1,6 млрд т, материал, полученный в результате абразии берегов и дна, — 0,5 млрд т.

Как видно из приведенных данных, основными поставщиками осадочного материала в моря и океаны являются реки. При этом около 7 млрд т ежегодно поставляется реками преимущественно тропических областей. Это реки Ганг, Амазонка, Брахмапутра, Миссисипи, Хуанхэ, Янцзы и др. Примерно одинаковое количество обломочного материала разной величины приносится в моря и океаны ледниками и ветром.

Однако кроме обломочного материала в Мировой океан попадает и вулканогенный пирокластический материал, особенно пепел. Ориентировочно его поступает около 2 млрд т ежегодно. Вулканогенный материал поступает в Мировой океан в результате действия наземных и особенно подводных вулканов.

Важную роль в процессах седиментогенеза играют биогенные процессы. Живущие в морях и океанах организмы строят свои скелеты из растворенных солей, поступающих с суши и главным образом из CaCO_3 и кремнезема. Биогенный вклад в баланс осадочного материала в Мировом океане оценивается примерно в 1,7—1,8 млрд т ежегодно. Вместе с тем не надо забывать, что в Мировой океан поступает и космогенный материал в виде метеоритной пыли. Количество космогенного материала оценивается в 0,01—0,08 млрд т в год. Таким образом, суммарный баланс осадочного материала, поступающего разными путями в Мировой океан, ежегодно составляет около 30 млрд т.

Генетические типы донных осадков Мирового океана. По происхождению и вещественному составу выделяют несколько типов морских осадков:

- терригенные, образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водоемы;
- хемогенные, осаждающиеся непосредственно из морских вод химическим путем;
- биогенные, или органогенные, возникшие на дне моря в результате скопления органических остатков;
- вулканогенные, образовавшиеся за счет продуктов извержения подводных и подводных вулканов;
- полигенные — осадки, возникшие в результате совместной деятельности вышеперечисленных процессов.

При формировании донных осадков в морских бассейнах существуют определенные закономерности в их распределении. На образование одних из них влияют глубины морских бассейнов и рельеф дна, на другие воздействуют гидродинамические обстановки (волнения, приливно-отливные явления, поверхностные, глубинные и донные течения), состав третьих определяется вещественным составом поступающего осадочного материала, накопление четвертых строго определяется биологической продуктивностью, а пятые связаны с деятельностью вулканов.

По данным морских геологов и океанологов состав и взаимоотношения донных осадков определяются:

- климатической зональностью;
- вертикальной зональностью, связанной с изменением глубины;
- циркумконтинентальной зональностью, вызванной удаленностью от континента или крупных островных поднятий.

Каждая климатическая зона характеризуется как температурными условиями и темпом водообмена между атмосферой и океаном, так и формированием определенного состава осадков. Так, в условиях полярного (холодного) климата преобладают грубые ледниковые и айсберговые (акваморенные) отложения. В тропическом и экваториальном поясах, где на окружающей океаны и моря суше в условиях высоких температур и влажности протекают интенсивные процессы химического выветривания и реками выносятся тонкий песчаный (глинистый) материал, формируются глинистые, хемогенные и биогенные осадки. Распределение и главное — состав биогенных осадков на дне морей и океанов также в своем большинстве связаны с климатической зональностью.

Вертикальная зональность проявляется в изменении размера обломочного материала. По мере увеличения глубины и ослабления подвижности вод размер материала уменьшается. В значительной степени вертикальная зональность обуславливает особенности карбонатных и иных биогенных осадков. В частности, карбонатные осадки могут распространяться только до определенных глубин. Ниже критической глубины, которая носит название глубины карбонатной компенсации, карбонатные осадки растворяются.

Циркумконтинентальная зональность определяет интенсивность поступления осадочного материала в различные части морского водоема, учитывая степень удаленности континента. Чем ближе континент и чем сложнее и выше его рельеф, тем большее количество обломочного вещества доставляется реками.

Терригенные осадки образуются из обломочного материала, в котором слагающие его зерна или обломки имеют разную величину. Этот материал приносится с континентов различными экзогенными факторами. Наиболее широко терригенные осадки распространены вдоль морских побережий, в пределах подводных окраин и на континентальном склоне, но присутствуют в том или ином количестве во всех частях Мирового океана, даже в его центральных абиссальных частях.

При поступлении обломочного материала в Мировой океан происходит его *механическая дифференциация*, которая заключается в распределении обломочных частиц в соответствии с существующими гидродинамическими условиями, глубиной и расстоянием от суши. Она выражается в смене размерности осадков по крупности зерен от грубых песчано-гравийно-галечных до тонких песчано-глинистых и существенно глинистых.

В зависимости от размера выделяют:

- грубообломочные осадки или псефиты (от греч. «псефос» — камешек) — глыбы, валуны, галька, галечники, гравий;
- песчаные осадки или псаммиты (от греч. «псамос» — песок);
- алевритовые (от греч. «алевра» — пшеничная мука);
- глинистые осадки или пелиты (от греч. «пелос» — глина).

В зависимости от физико-географической обстановки, определяющей степень поступления и распределения осадочного материала и развития органической жизни, морские осадки принято делить на несколько групп:

- осадки прибрежные, или литоральные (от лат. «литоралис» — берег);
- осадки области шельфа, или сублиторальные; эту область также называют неритовой (по названию очень часто встречающегося в этой части моллюска *Nerita*);
- осадки материкового склона и его подножия, или батимальные (от греч. «батис» — глубина);
- осадки ложа Мирового океана, или абиссальные (от греч. «абиссос» — бездна).

Достаточно часто наблюдается следующая картина распределения обломочных осадков. Грубообломочные осадки распространены в литоральной зоне, их сменяют в сублиторальной области песчаные и песчано-алевритовые осадки, затем следуют алевропелитовые в батимальной зоне, а самые тонкие пелитовые распространены в абиссальной. Однако такая схема является идеальной и действительное распределение морских осадков может существенно

отличаться от нее. Распределение терригенных осадков зависит от гидродинамических условий подводного и наземного рельефа, климата, глубины. В местах распространения низменных побережий, небольшой глубины шельфа и весьма слабого гидродинамического режима в пределах пляжа вместо грубообломочных и песчаных осадков могут распространяться глинистые осадки, а песчаные осадки могут встречаться даже в батимальной области, т. е. на больших глубинах в местах действия сильных глубинных и придонных течений.

Довольно часто идеальная схема механической дифференциации осложняется многими факторами, среди которых главными являются:

- неровности рельефа в области шельфа;
- принос реками в различных климатических зонах неодинакового по составу и объему осадочного материала;
- действие морских течений и волнения моря;
- гравитационные подводные процессы — оползни и мутьевые потоки.

Крупные подводные оползни возникают периодически на материковом склоне, в результате чего в его нижней части и особенно в пределах материкового подножия возникают мощные оползневые тела с холмисто-западинным типом рельефа.

Мутьевые (суспензионные) потоки являются весьма мощным динамическим фактором подводного перемещения осадочного материала. Они слагаются разжиженными иловыми осадками, которые в силу слабого сцепления с дном на склонах подводных гор, хребтов и особенно материкового склона не удерживаются и устремляются вниз в виде придонных осадков. Скорость перемещения таких осадков тем больше, чем круче склон. Мутьевые потоки устремляются по подводным долинам и каньонам, которые в большом количестве прорезывают материковый склон, а местами и глубокую часть шельфа. По мере движения мутьевые потоки производят сильную донную и боковую эрозию, а там, где их скорость затухает, в выровненной части склона и у подножия материкового склона начинается аккумуляция переносимых ими осадков. Особенно интенсивно аккумулируется обломочный материал на материковом подножии. Осадки аккумулируются у подножия материкового склона и прилегающей части ложа Мирового океана в форме конусов выноса. Они представлены глубоководными тонкими пелитовыми или органогенными осадками. Это хорошо отсортированные алевритовые и слегка песчаные илы с характерной градиционной слоистостью. В этом случае пласты слагаются тонкими чередующимися слоями. Как правило, внизу располагаются более крупные по размерности частицы, а сверху более тонкие. Отложения мутьевых потоков называют *турбидитами*. Такие осадки формируются в абиссальных частях Мирового океана и в глубоководных желобах.

Весьма большим распространением пользуются в Мировом океане осадки, происхождение которых зависит от климатического фактора. В приантарктической и частично в северной полярной областях накапливаются айсберговые (ледовые) осадки, а в экваториальной части в местах впадения крупнейших речных систем мира происходит накопление своеобразных тонких глинистых осадков, которые иногда именуется лавинными.

Айсберговые (ледовые) осадки. Такие осадки особенно широко развиты в приантарктической и северной полярной частях Мирового океана. Ледники Антарктиды в процессе своего перемещения производят интенсивную экзарацию и захватывают в придонной части, а в случае выводных ледников и в боковых частях долины различный по составу и размерности обломочный материал. Он выносится шельфовыми ледниками и айсбергами на некоторое, иногда весьма значительное расстояние от континента. При постепенном перемещении и таянии айсбергов обломочный материал, захваченный ледниками, опускается на дно. Характерной особенностью этих осадков является широкое распространение среди тонких глубоководных осадков толщ валунно-щебеночного и дресвяного, песчано-щебеночного и песчано-алевритового материала с включениями валунов и щебня. Такие осадки еще называют *акваморенами*, так как они обладают определенным сходством с моренными, но в отличие от них накопились на морском или океанском дне, причем иногда на значительном удалении от берега. Айсберговые (ледовые) осадки окаймляют берега Антарктиды почти сплошным шлейфом шириной от 300 до 1200 км при средней ширине 500—700 км. Они распространяются не только в пределах глубокой части шельфа, но и континентального склона, а также у его подножия в абиссальной части океана. Здесь в приантарктической части по наличию акваморенных отложений особенно хорошо прослеживается направление движения айсбергов. Только в пределах 60—65° ю. ш. акваморенные отложения сменяются кремнистыми диатомовыми илами. Современные акваморенные отложения с юга окаймляют Гренландию.

Ледовые осадки северной арктической зоны существенно отличаются от аналогичных по происхождению отложений вокруг Антарктиды. Грубообломочный материал ледового разноса в северной зоне характеризуется определенной формой, наличием хорошо окатанных и отполированных галек и в этом случае они очень похожи на гальку пляжей. Предполагается, что грубообломочный материал ледники арктических островов захватывали с морских пляжей, галечных берегов и отмелей. По данным океанологов, в Беринговом море и в морях Северного Ледовитого океана широко распространены акваморенные песчано-алевритовые осадки.

Лавинные осадки экваториальной зоны. Эти осадки существенным образом отличаются от айсберговых. Отличие состоит в том, что мощность их весьма велика и они характеризуются присутствием

большого количества глинистого материала и накапливаются с весьма высокой скоростью. Для водосборной площади экваториальной области характерно наличие мощных кор выветривания, в которых преобладают каолиновый и латеритный материал. Это вызвано тем, что реки, дренирующие эти регионы, покрытые мощными корами выветривания с полным профилем, в огромных масштабах выносят в океан преимущественно пелитовый материал. Такой материал выносят реки Амазонка, Ориноко, Ганг, Брахмапутра, Нил, Инд и др. В пределах дельтовой, в том числе и авандельтовой, части накапливаются тонкие пелитовые осадки большой мощности, не встречаемые на шельфе умеренных и субтропических областей.

Органогенные (биогенные) осадки. Они широко распространены в различных зонах Мирового океана, начиная с шельфа и кончая абиссальными глубинами. Глубина океанов и их гидродинамика, а также климатическая зональность определяют развитие той или иной биогенной продукции. Большое значение имеет состав органического мира, ведь органогенные осадки состоят из раковин умерших организмов. Разнообразные животные и водоросли в процессе жизнедеятельности извлекают различные химические соединения, которые идут на построение скелета. В основном это CaCO_3 , SiO_2 и в меньшей степени P_2O_5 . Для шельфовых областей большое значение имеют организмы, строящие скелеты и панцири из карбонатов, — это моллюски, иглокожие, мшанки, кораллы, бентосные фораминиферы, водоросли и др. Шельфовые органогенные карбонатные осадки представлены ракушечниками (ракушняками), органогенными известняками и мергелями, коралловыми рифами и продуктами их разрушения.

Ракушечники (ракушняки) представляют собой скопления целых или раздробленных раковин моллюсков и других организмов с твердым карбонатным скелетом. Их гранулометрический состав зависит от размеров раковин и степени их сохранности. Наибольшее развитие карбонатные ракушечные осадки имеют в пределах шельфа аридных, экваториальных и тропических областей. Этому способствует малое поступление терригенного материала, достаточно высокая температура морской воды и низкий гидродинамический режим, которые обеспечивают сохранность известковых раковин. В относительно прохладных водах океана ракушечники встречаются в виде отдельных небольших пятен и только в том месте, где существует наибольшая биомасса моллюсков.

Важное значение имеют **коралловые рифы**. Они образуются за счет жизнедеятельности кораллов и водорослей. Фактически это кораллово-водорослевые рифы, в биоценоз которых входят также различные моллюски, мшанки, иглокожие, фораминиферы и другие организмы, извлекающие из воды известь. Роль организмов, участвующих в построении рифа, различна. На первом месте стоят известковые водоросли (30 — 50 %), на втором — колониальные

кораллы (10 — 30 %), на третьем — различные моллюски (10 — 20 %) и на четвертом месте — фораминиферы (1 — 10 %).

Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и экваториальных водах, реже они встречаются в субтропических водах Тихого и Индийского океанов и в Карибском море Атлантического океана. Критическими температурами, при которых кораллы не развиваются, являются, с одной стороны, 18 — 19 °С, а с другой — 34 — 35 °С. Наиболее благоприятные условия для развития кораллового биоценоза наблюдаются в водах со средней температурой 22 — 25 °С. Другим лимитирующим фактором выступает глубина и прозрачность воды. Колониальные кораллы и существующие совместно с ними в биоценозе организмы развиваются в прозрачных и чистых водах. Нижний предел глубины рифообразующих организмов составляет 50 — 70 м. Максимальная биомасса участвующих в рифовом биоценозе организмов сосредоточена на глубинах от 10 до 15 м, т. е. в приповерхностных частях Мирового океана. Особенно это касается водорослей, для фотосинтеза которых требуется много солнечного света. Для развития колониальных кораллов, а следовательно, и коралловых рифов требуются воды, насыщенные кислородом и известью, и нормальная или близкая к нормальной соленость морской воды (32 — 38 ‰). Таким образом, в распределении коралловых рифов наблюдается четкая приуроченность к определенным климатическим зонам и глубинам.

Выделяют несколько типов коралловых рифов:

1. *Береговые*, или *окаймляющие*, рифы, которые образуются у берега и часто соединяются с материками или островами. Располагаясь вдоль берега, они достигают ширины в сотни метров.

2. *Барьерные рифы* протягиваются вдоль берега, но развиваются на некотором отдалении от него. Участки между сушей (пляжем) и рифом заняты лагунами. Рифы непрерывно растут и достигают в длину нескольких сотен метров. Самым грандиозным коралловым сооружением подобного типа является Большой Барьерный риф, протянувшийся вдоль северо-восточного берега Австралии свыше



Рис. 17.1. Разрез, показывающий отношение Большого Барьерного рифа к Квинслендскому рифу (по Д. А. Стифсу):

1 — рифы; 2 — осадки лагун и протококов

1000 км при средней ширине около 150 км и мощности (по данным бурения) 150 м. Огромная лагуна, отделяющая барьерный риф от берега, составляет в ширину от 10—40 км на севере до 150—180 км на юге и глубину от 20 до 50 м, местами 70 м. В пределах лагуны располагаются внутренние мелкие барьерные рифы (рис. 17.1). Большинство барьерных рифов в тропическом поясе Тихого океана полностью или частично окаймлены барьерными рифами.

3. *Атоллы* (от малайск. «атол» — замкнутый) — это кольцеобразные коралловые рифы, имеющие наибольшее распространение в Тихом и Индийском океанах (рис. 17.2). По результатам исследований Ч. Дарвина в XIX в., которые полностью и многократно были подтверждены последующими исследованиями, большинство атоллов можно считать разновидностью кольцевых барьерных рифов, в которых острова в результате медленных вертикальных движений опустились и на их месте возникли лагуны, соединяющиеся с морем мелководными проливами и узкими каналами. В лагунах атоллов и в прилегающих частях океана происходит накопление карбонатных осадков, представляющих собой обломки и тонкий детрит (от лат. «детритус» — истертый) различных карбонатных организмов — скелетов водорослей и моллюсков. Местами в качестве примеси встречается вулканический пепел и терригенный материал.

В начальной стадии образуется береговой риф, например вокруг вулканического острова. Медленное опускание острова и одновременный рост рифа превращают его из берегового в барьерный. Между островом и рифом возникает лагуна. Ее ширина составляет от сотен метров до нескольких километров. При дальнейшем опускании остров скрывается под водой и появляется атолл. Часть Большого Барьерного рифа у берегов Австралии образовалась в краевой части опустившегося блока земной коры.

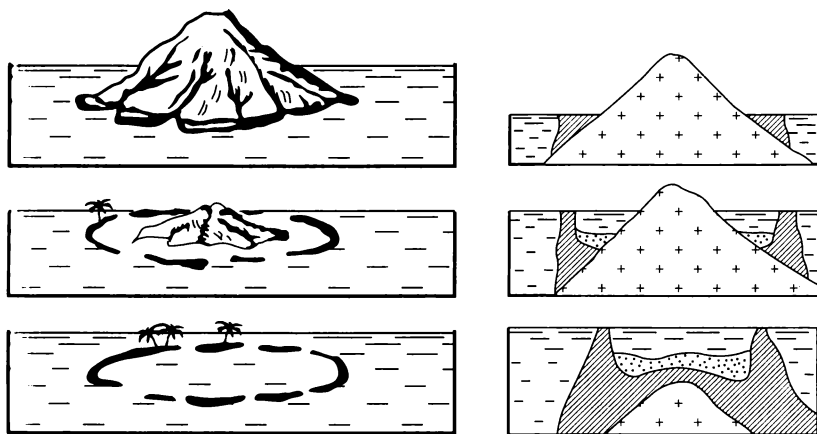


Рис. 17.2. Образование атолла по мере погружения острова (по Ч. Дарвину)

Рифы и рифоподобные органогенные постройки известны и в ископаемом состоянии. Это крупные биогермные массивы, возвышающиеся среди различных по возрасту напластований горных пород. Вследствие пористости рифовые известняки являются местами скопления нефти и газа. Таковыми являются протяженные рифовые массивы в Предуралье, Волго-Уральской области и в Узбекистане.

Планктоногенные осадки. Наибольшим распространением пользуются планктоногенные карбонатные осадки. В Тихом океане они занимают 36 % площади, в Индийском — 54 % и в Атлантическом — 68 %. По преобладанию скелетных образований, захороненных в карбонатных планктоногенных осадках, они подразделяются на фораминиферовые, кокколитофоридовые и птероподовые.

Фораминиферовые осадки. Они состоят из раковин простейших одноклеточных организмов — фораминифер с известковым скелетом или их детрита. Размеры раковин составляют от 50 до 1000 мкм. Эти фораминиферы парят в толще океанских вод на глубинах 50—1200 м. После отмирания скелеты фораминифер медленно опускаются на дно, образуя различные по гранулометрическому составу осадки. Это главным образом песчано-алевритовые или алевропелитовые карбонатные осадки, в которых количество CaCO_3 колеблется от 30 до 99 %. При хорошей сохранности раковин фораминифер образуются преимущественно песчаные осадки, а на больших глубинах, близких к критическим, когда начинают растворяться карбонаты, накапливаются алевропелитовые и пелитовые илы. Они распространены на глубинах от 3000 до 4700 м. Ниже, в холодных недонасыщенных CaCO_3 водах океана карбонатные скелеты фораминифер растворяются и сменяются кремнистыми или полигенными осадками. Для карбонатного осадконакопления глубины 4500—4700 м являются критическими.

Кокколитофоридовые осадки. Эти осадки образуются за счет скопления пластинок известковых водорослей кокколитофорид, обладающих микроскопическими размерами — от 5 до 50 мкм. В большинстве случаев образуются смешанные кокколитофоридово-фораминиферовые осадки с различным соотношением этих организмов.

Птероподовые осадки. Они состоят из остатков пелагических планктонных моллюсков — птеропод, обитающих в теплых тропических и мелководных хорошо прогретых водах океанов, в Средиземном и Красном морях до глубин первых сотен метров. Раковины птеропод состоят из арагонита (иной кристаллической разновидности карбоната кальция, чем кальцит). Вследствие своей легкой растворимости птероподовые осадки встречаются значительно реже, чем все вышеперечисленные на глубине не более 2200 м, в основном это смешанные птероподово-фораминиферовые осадки.

Диатомовые осадки. Кроме карбонатных планктонных осадков в Мировом океане распространены кремнистые. Они встречаются в

прохладных и холодных водах океанов и на глубинах, превышающих глубину карбонатной компенсации. Все они состоят из остатков кремнистых раковин диатомей и радиолярий.

Диатомовые осадки образуются в результате накопления кремнистых панцирей диатомовых водорослей (диатомей), имеющих наибольшее развитие в холодных водах приполярных областей. Диатомовые осадки образуют непрерывный пояс вокруг Антарктиды шириной от 300 до 1200 км. В этом поясе отмечается и наибольшее содержание кремнезема, достигающее 70 %. Небольшие размеры диатомей и их раздробленные скелеты определяют гранулометрический состав осадков. Это обычно алевропелитовые и пелитовые илы. В северном полушарии эти осадки не образуют сплошного пояса, а выражены в виде отдельных пятен в северной части Тихого океана, причем около 50 % кремнезема находится в Охотском море.

Радиоляриевые осадки состоят из простейших планктонных организмов — радиолярий, скелетные образования которых построены из кремнезема. Иногда вместе с радиоляриями особенно в пограничных районах теплого и холодного климатов встречаются радиоляриево-диатомовые осадки. В большинстве своем это слабокремнистые образования, в которых содержание аморфного кремнезема редко превышает 30 %. Они образуют отдельные ареалы в зоне экваториальной дивергенции в Индийском и Тихом океанах, характеризующиеся высокими биомассами кремнистого фито- и зоопланктона.

По гранулометрическому составу в зависимости от размера и степени сохранности скелетов радиолярий и диатомей различаются алевропелитовые и пелитовые разновидности. Радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые осадки встречаются на дне котловин ниже критических глубин карбонатного накопления. В самых глубоких местах, на батимальных и абиссальных глубинах органогенные кремнистые осадки чередуются с красными глубоководными глинами.

Полигенные осадки. К ним относится «красная» глубоководная глина, обладающая разными оттенками красного и коричневого цветов. Она распространена на абиссальных глубинах. В Тихом океане она занимает около 50 %, в Атлантическом и Индийском — около 35 % площади дна. Содержание в ней пелитовой фракции достигает 98 %. Ввиду того что красная глубоководная глина распространена ниже критических глубин карбонатного осадконакопления, содержание в ней CaCO_3 обычно ниже 3 %. Она состоит из нерастворимого остатка органогенных карбонатных осадков, вулканогенного пеплового материала, тонкодисперсных частиц терригенного материала, приносимого реками, и пылеватых частиц эолового происхождения, метеоритной пыли и биогенного материала — зубов акул, слуховых косточек китов и др. Скорость осаждения пелитовых частиц красной глубоководной глины очень мала и составляет около 1 мм за 1000 лет.

Хемогенные (химические) осадки. Они распространены как в пределах шельфа, так и в глубинах Мирового океана. Среди хемогенных осадков наибольшее распространение имеют карбонаты, затем гипсы и ангидриты, каменная и калийная соли.

Хемогенные карбонаты. Наиболее благоприятные условия для осаждения CaCO_3 создаются при достаточно высокой температуре главным образом в мелководных зонах и отшнурованных от открытого моря заливах, в окраинных морях, в лагунах барьерных рифов и атоллов. При небольшой глубине вода прогревается до дна, а обильно растущая растительность поглощает CO_2 , тем самым часто нарушается карбонатное равновесие. Это вызывает перенасыщенность вод CaCO_3 и его осаждение. Карбонат кальция выпадает в виде мелких шариков, называемых оолитами (от греч. «оо» — яйцо, «литос» — камень), из которых впоследствии после цементации образуются оолитовые известняки. Особенно много оолитовых осадков на Большой Багамской банке, у берегов Флориды, Каспия, в Аральском и Красном морях, в Персидском заливе и в пределах других мелководных областей аридной зоны. Иногда хемогенные карбонаты накапливаются в виде известнякового мелкозернистого песка или ила.

Фосфориты. Местами в пределах шельфа и прилегающей части континентального склона наблюдается подъем глубинных и подземных вод. В этих частях склона встречаются залежи фосфоритов. Фосфориты образуются в виде конкреций на глубинах в зоне шельфа и прилегающей части континентального склона. У берегов Калифорнии они встречаются на глубинах от 100 до 400 м, а недалеко от южной оконечности Африки — на глубинах более 1000 м. Наиболее благоприятны для образования фосфоритов зоны дивергенции и подъема глубинных вод (апвеллинга), обогащенных фосфором.

Эвапориты. В располагающихся в областях жаркого засушливого климата мелководных заливах и окраинных морях, которые периодически теряют связь с открытым морем, в результате интенсивного испарения увеличивается соленость вод. Это приводит к осаждению галогенов и сульфатов. Примером такого типа осадко-накопления в современную эпоху является Красное море и залив Кара-Богаз-Гол на Каспийском море. В последнем соленость в 20 раз превышает минерализацию вод Каспийского моря. С окружающей залив Кара-Богаз-Гол суши практически не поступают пресные воды. Залив соединяется с морем узким проливом, к тому же из-за подводного порога пролив весьма мелководный. Быстро испаряющаяся вода приводит к существенному повышению солености. В результате перенасыщения происходит выпадение солей — мирабилита или глауберовой соли ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), бишофита $\text{CaNa}_2(\text{SO}_4)_2$, астраханита $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2$ и др. При уменьшении поступления воды из Каспия начинает выпадать галит NaCl и другие хлориды. Практика последних лет, когда была предпринята попытка сооружения заградительной дамбы с целью сохранения стабильности уровня Кас-

пийского моря, привела к тому, что состав соленакопления в заливе Кара-Богаз-Гол изменился и одновременно с этим в заливе стал понижаться уровень моря. В геологической истории Земли известны эпохи, когда существовали крупнейшие солеродные бассейны, в пределах которых накопились мощные толщи эвапоритов. Такими являлись Ангаро-Ленский, Припятский, Днепрово-Донецкий, Пакистанский, Волго-Уральский, Прикаспийский бассейны.

Глауконитовые осадки. Они являются зеленые мелко- и тонкозернистые пески, местами песчано-алевритовые осадки со значительным содержанием глауконита (минерала водного алюмосиликата). Наибольший объем глауконитовых песков и илов встречается на шельфе и в верхней части континентального склона на глубинах от 100 до 1000 м (местами до 2000 м). В более глубоководных местах глауконит встречается в качестве примеси среди других в основном пелитовых осадков. Глауконит образуется в результате подводного выветривания и разложения на морском дне алюмосиликатных частиц, вулканического стекла или выпадает из морской воды в форме геля из коллоидных растворов, приносимых с суши. Довольно часто вместе с глауконитовыми песками встречаются фосфоритовые конкреции.

Железомарганцевые конкреции. В области шельфа среди терригенных и карбонатных осадков нередко встречаются руды Fe и Mn. Их образование на дне водоемов связано с приносом реками в коллоидном состоянии гидроксидов железа и марганца. Они встречаются в глубоководных областях Мирового океана, а также в пределах котловин окраинных и внутриконтинентальных морей. Наибольшее количество железомарганцевых конкреций наблюдается в Тихом океане, где имеются участки дна, почти на 50 % покрытые слоем конкреций. Чаще всего они встречаются в областях распространения «красных» глубоководных глин. Железомарганцевые конкреции представляют собой неправильной формы образования чаще всего от 2 до 5 см в диаметре.

Их образование скорее всего вызвано действием по крайней мере двух механизмов. Они могли образоваться в результате поступления с растворенным стоком рек гидратированных оксидов железа и марганца, которые выпадают из раствора на дно океанов в результате изменения определенных физико-химических параметров среды (плотности, температуры, давления, pH и т.д.). На первой стадии взвесь из гидратированных оксидов железа и марганца в какой-то степени преобразуется в самом верхнем слое осадков. В дальнейшем при преобразовании осадков в горные породы происходит перемещение элементов из восстановительного слоя в верхний окислительный и осуществляется объединение их в виде конкреций на границе «наддонная вода — осадок». В этом процессе главная роль принадлежит бактериям. Железомарганцевые конкреции имеют практическое значение не только как потенциальные руды железа и

марганца, но и как руды кобальта и никеля, содержание которых в конкрециях превышает первые проценты. Запасы железомарганцевых конкреций на дне Мирового океана исчисляются многими сотнями млрд т. Железомарганцевые конкреции встречаются и в морях — Черном, Баренцевом и др. В настоящее время разрабатываются наиболее рациональные способы их добычи со дна морей и океанов.

Гидротермальные осадки. Глубоководные исследования, проведенные с помощью подводных аппаратов, дали возможность установить, что в пределах определенных областей Мирового океана существуют не только подводные вулканы, но и своеобразные выходы горячих подводных источников. Впервые горячие источники были открыты в 1978 г. на Галапагосском рифте и Восточно-Тихоокеанском поднятии. Впоследствии гидротермы были обнаружены в Красном море, в Аденском заливе и некоторых других частях Мирового океана.

Детальные исследования позволили установить, что гидротермальные выходы на дне океана представляют выходы на дно океана воды из астеносферы и мантии. Выходы гидротерм известны в виде муаровых вод, экзотичных образований «белых курильщиков» с температурой вод 100 — 200 °С и «черных курильщиков с температурой гидротерм 350 — 400 °С. Несмотря на высокую температуру около самого источника, влияние гидротерм на температуру окружающего океана ничтожно мало из-за большой теплоемкости океанской воды. Они не оказывают сильного влияния на солевой состав вод, но выносят из земных недр большие количества соединений сульфидов, которые немедленно откладываются вокруг источников. Особенно важно то, что в непосредственной близости от гидротермальных источников обнаружена богатая бактериальная жизнь на сероводородном субстрате.

Гидротермальная минерализация является продуктом химического и термального обмена между океаном и литосферой в придонных системах. Вблизи гидротермальных источников формируются тонкие осадки (пелиты), обогащенные сульфидным веществом. Они выражены в виде гидротермальных построек высотой до 50 м, имеющих в цоколе диаметр несколько сотен метров. Наряду с сульфидами в постройках принимают участие гидроксиды железа и марганца.

Мощность рыхлого осадочного слоя на дне Мирового океана изменчива — от 0 или первых метров до 2 — 3 км. В среднем она составляет 300 — 400 м. Максимальной мощности рыхлые осадки достигают в периферических частях океанов гумидных областей особенно вблизи устьев крупных рек, которые выносят большой объем осадочного материала. В области континентального подножия мощность осадков достигает огромной величины — 15 — 20 км. Эти области, как отмечалось выше, являются областями лавинной седиментации. Здесь происходит основная разгрузка сносимого с континентов оса-

лочного материала. В пределах срединно-океанских хребтов распределение рыхлого осадочного материала крайне неравномерно. Они накапливаются главным образом в понижениях между возвышающимися гребнями и пиками, а в рифтовых впадинах и долинах осадочный материал практически отсутствует. Мощность осадков в глубоководных желобах в ряде случаев равна 1000—2000 м, но иногда, как в Чилийско-Перуанском желобе, она составляет лишь первые сотни метров. Максимальная мощность осадков в глубоководных желобах, равная около 4000 м, отмечена в желобе Пуэрто-Рико.

17.2. Преобразование осадков в осадочные породы

Накопившийся на морском или океанском дне осадочный материал с течением времени постепенно превращается в плотные горные породы. Этот процесс изменения осадков и превращения их в осадочные горные породы, т. е. процесс окаменения или литификации, называется *диагенезом* (от греч. «диагенезис» — перерождение). Первичный морской осадок является многокомпонентной системой, которая обогащена микроорганизмами. Она состоит из иловых частиц, химически осажденных веществ, пиропластического и эолового материала, органического вещества, остаточных (реликтовых) вод, представляющих собой иловые растворы, которые заполняют собой поры. В целом осадок представляет собой разнородную смесь реакционно способных соединений, у которых полностью отсутствует физико-химическая связь. Уже в самой начальной стадии существования осадка начинается взаимодействие отдельных его частей друг с другом, с остаточными водами и средой их накопления.

На условия, направленность и скорость течения процесса преобразования осадков в горные породы давно обращено внимание многих ведущих литологов. По данным акад. Н. М. Страхова, в преобразовании осадков в горные породы участвуют следующие факторы:

1. Высокая влажность осадка, которая имеет огромное значение в перераспределении отдельных элементов и соединений в осадке, обуславливающая диффузное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях, что способствует взаимодействию различных составляющих и образованию диагенетических минералов.

2. Обилие бактерий, основная масса которых находится в верхней части осадка. Бактерии в одних случаях разлагают углеводороды и органические соединения, создают новые соединения и изменяют физико-химические параметры среды. В результате деятельности бактерий происходят сложные процессы и среди них окисление или перевод оксидных соединений в закисные. В других случаях бактерии являются главным источником органического вещества.

3. Иловые растворы воды, пропитывающие осадок, в значительной степени отличаются от химического состава наддонной воды своей более высокой степенью минерализации, уменьшением ко-

личества сульфатного иона, присутствием ионов железа, марганца и других элементов. Различие состава иловых растворов и придонной океанской воды вызывает обмен веществами и соединениями между ними. При большом содержании ряда веществ в иловых растворах и осадке возникают новообразования в форме диагенетических минералов.

4. Органическое вещество, большое скопление которого в осадке вызывает дефицит кислорода, появление углекислого газа и сероводорода, т. е. оно создает восстановительные условия.

5. Окислительно-восстановительный потенциал зависит от содержания органического вещества и гранулометрического состава осадка. В пределах мелководий, где в большом количестве находятся водопроницаемые пески и отсутствует или ничтожно мало содержание органического вещества, создаются окислительные условия среды. В этом случае возможны единичные случаи новообразования гидроксидов железа или бурых корок из железа или марганца вокруг зерен песка. В более глубоководных илах, богатых органическим веществом и бактериями, окислительные или нейтральные условия создаются лишь в верхней части осадка мощностью до 20 см, с которой связано образование гидроксидов железа и марганца. Ниже располагается восстановительная зона, где возможно образование пирита или серного колчедана.

Длительно протекающие и весьма сложные процессы преобразования осадка в конце концов приводят к превращению осадка в горные породы.

Главными изменениями осадков в процессе диагенеза являются: *обезвоживание, уплотнение, цементация, кристаллизация и перекристаллизация*. Эти процессы возникают под давлением вышележащих слоев осадка. Из-за наличия весьма разных химических соединений, заполняющих пространство между зёрнами или проникающих в поры и пустоты и последующей их кристаллизации, происходит цементация осадка. Цементирующими веществами выступают кремнезем, карбонаты, оксиды железа и некоторые другие вещества. Состав цементирующего вещества нередко отражается в названии возникшей горной породы, например железистый, известковистый или кремнистый песчаник и т. д.

Процесс кристаллизации и перекристаллизации уплотненного осадка особенно широко проявляется в мелкозернистых и иловатых хемогенных и органогенных осадках, которые к тому же могут состоять из легко растворимых соединений. Такие процессы приводят к переходу опала в халцедон, а затем и кварцит. Из аморфных гелей возникают кристаллические формы глинистых минералов. Очень быстрая кристаллизация характерна для органической основы коралловых рифов, преобразующейся в кристаллические известняки.

В процессах преобразования осадка происходит образование *конкреций*. В результате диагенеза возникают различные новообразова-

ния, отличающиеся друг от друга по составу. Некоторые из них бывают рассеяны по всей толще осадков, например пирит, сидерит, марказит, глауконит. Довольно часто новообразованные минералы концентрируются вокруг каких-либо центров и образуют сростки или стяжения — конкреции разной формы, часто шаровидной, почковидной, лапчатой, вытянутой, лепешковидной. Размеры конкреций колеблются от нескольких миллиметров до нескольких метров. По составу конкреции могут быть опаловые, кремнистые, кварцевые, железистые, карбонатные, фосфатные, пиритовые, марказитовые и др. В процессе образования конкреций часто имеет место явление *метасоматоза*, т. е. замещение одних минералов другими в результате действия раствора. Так, CaCO_3 известковых раковин может быть замещен P_2O_5 и тогда образуется фосфорит, а иногда карбонатная раковина замещается кремнеземом. Если новый минерал, химически замещая другой, сохраняет его форму, то такое образование называется *псевдоморфозой* (от греч. «псевдос» — ложь, «морфес» — форма). Известны многочисленные псевдоморфозы бурого железняка по кристаллам пирита, фосфорита по раковинам аммонитов, кремния по раковинам брахиопод и т. д.

При значительной концентрации фосфорных, железистых или других конкреций они становятся объектом промышленной добычи. К примеру таковыми являются конкреционные залежи фосфоритов в Подмосковье. В будущем предполагается добыча с океанского дна железомарганцевых конкреций.

Всю совокупность сложных процессов образования осадков или седиментогенез и образования осадочных горных пород или диагенеза Н. М. Страхов предложил называть *литогенезом* (от греч. «литос» — камень). К постдиагенетическим процессам, которым подвергаются уже сформированные осадочные горные породы, относятся *катагенез* (от греч. «ката» — вниз), *метагенез* (от греч. «мета» — после) и *гипергенез* (выветривание, преобразование).

Процессы катагенеза протекают при прогибании территории, когда осадочные горные породы оказываются погруженными на значительные глубины, где испытывают влияние высоких температур и давления, а также воздействие минерализованных подземных вод. Чем выше температура и чем больше давление вышележащих слоев, тем сильнее осуществляется уплотнение горных пород и измельчение слагающих ее обломков. При этом сильно меняется пористость породы, особенно песков, песчаников и глин. Кварцевые пески и песчаники превращаются в кварциты, а глины, уплотняясь, превращаются в аргиллиты. Высокие температуры и большие давления способствуют развитию процессов растворения, образованию новых вторичных минералов и частичной перекристаллизации вещества. Существенные преобразования претерпевает органическое вещество.

В условиях катагенеза образуется каменный уголь высокой степени преобразования (углефикации). Каменный уголь содержит до

90 % углерода, а антрацит — свыше 95 %. Со средними и поздними стадиями катагенеза ряд исследователей связывают процессы преобразования органического вещества, возникшего после гибели планктонных животных и растительных организмов, в нефть и газ.

Под метагенезом понимают дальнейшее преобразование горных пород. По своей сути это начальная стадия метаморфизма. Такие процессы протекают тогда, когда горные породы оказываются на значительных глубинах и испытывают огромные давления и высокие температуры. Метагенез происходит при мощности осадочной толщи свыше 7—8 км, при температурах 200—300 °С и наличии минерализованных растворов. В таких условиях протекают процессы растворения, перекристаллизации, взаимодействия циркулирующих растворов. В результате этого происходит метасоматоз, когда одни минералы и даже горные породы замещают другие. В стадии метагенеза образуются глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кварцитовидные песчаники.

Под гипергенезом понимают изменения, происходящие в горных породах, которые оказываются на земной поверхности. В этом случае они подвергаются интенсивным процессам физического, химического и биохимического выветривания или гипергенеза.

17.3. Осадочные горные породы морского и океанского генезиса

Осадочные горные породы имеют наибольшее распространение. Они обнажаются почти на 75 % территории суши. Преобладающая часть их образовалась в морских бассейнах и океанах. Большинству осадочных горных пород свойственна слоистая текстура, отражающая спокойные и равномерные условия осадконакопления. Различают слоистость горизонтальную или близкую к ней, которая характерна для морских и озерных отложений, и косую (перекрестную, диагональную), которая свойственна аллювиальным и дельтовым, в том числе и авандельтовым отложениям.

Среди осадочных горных пород, как указывалось в гл. 4, выделяют три генетические группы:

- обломочные, или терригенные, породы, состоящие из рыхлых или в той или иной мере сцементированных обломков — продуктов механического разрушения магматических, метаморфических или ранее образовавшихся осадочных горных пород;
- глинистые породы, или пелиты, состоящие из очень мелких зерен, возникших в результате механического или химического разрушения горных пород;
- химические (хемогенные) и органогенные горные породы, либо хемобиогенные, образовавшиеся путем выпадения солей из растворов, либо возникшие в результате жизнедеятельности организмов, а также после цементации скелетных образований при их отмирании.

В некоторых классификациях осадочных горных пород глинистые породы не выделяют в самостоятельную группу, а относят к обломочным, но при этом всегда отмечают их двойное происхождение — вулканогенное или обломочное.

Обломочные породы. Среди них в зависимости от размеров обломков выделяют: 1) грубообломочные, или *псефиты*, состоящие из обломков диаметром от 2 до 200 мм и более; 2) среднеобломочные — *псаммиты*, или песчаные, в которых размер обломков составляет от 2 до 0,1 мм; 3) мелкообломочные — пылеватые породы, или *пелериты*, состоящие из частиц диаметром от 0,1 до 0,01 мм.

По форме обломков среди грубообломочных пород выделяют угловатые неокатанные *глыбы* и окатанные обломки — *валуны*. Все они имеют диаметр от 10 до 200 мм и более. Неокатанные обломки размером от 10 до 100 мм называют *щебнем*, а их окатанные разновидности — *галечником*. Неокатанные обломки размером от 2 до 10 мм называют *дресвой*, а окатанные — *гравием*. Горную породу, представляющую собой сцементированные неокатанные обломки, называют *брекчией* с соответствующим добавлением по размерам обломков (дресвяная, щебеночная, глыбовая). В том случае, когда сцементированы окатанные обломки, породу называют *конгломератом*, который в зависимости от размеров окатанных обломков бывает гравийным, галечным или валунным.

Среди среднеобломочных рыхлых пород по размерам слагающих их зерен выделяют пески: *грубозернистые* (размер зерен 1—2 мм), *крупнозернистые* (размер зерен 1—0,5 мм), *среднезернистые* (размер зерен 0,5—0,25 мм), *мелкозернистые* (размер зерен от 0,25 до 0,1 мм) и *тонкозернистые* (размер зерен менее 0,1 мм). Сцементированные пески называют *песчаниками* с соответствующим добавлением названий в зависимости от размеров слагающих зерен. Кроме того, выделяют пески и песчаники по минеральному составу. В этом случае пески и песчаники называют в соответствии с главным минералом. Выделяют *кварцевые*, *глауконитовые*, *аркозовые* (состоят из кварца, полевых шпатов, слюды и цементирующего вещества), *полимиктовые* (обломочный материал состоит из разных горных пород или минералов), *мономиктовые* (обломки представлены одним минералом). Неотсортированные по размерам и минеральному составу пески и песчаники, содержащие большое количество глинистого материала, называют *грауваккой*.

Среди мелкообломочных пород в зависимости от размеров зерен выделяют *алеврит крупнозернистый* (с размером частиц 0,1—0,05 мм). Иногда крупнозернистый алеврит называют тонкозернистым песком. Выделяют также *мелкозернистый алеврит* (0,05—0,01 мм) и *тонкий алеврит* (0,01—0,005 мм). Сцементированные алевриты называют *алевролитами*. Широко распространенный представитель несцементированных алевролитовых пород — *лёсс*, который представляет собой пылеватую пористую породу. Он широко

распространен на юге Европейской части России, на Украине и в Средней Азии.

Глинистые породы, или пелиты, одни из самых распространенных осадочных пород. В их составе преобладают частицы размером менее 0,01 мм. Глины возникают как в результате механического, так и химического разрушения, действия процессов выветривания, переноса и осаждения тонких продуктов. Характерной особенностью глин является их пластичность, незначительная водопроницаемость и способность при смачивании поглощать воду и при этом разбухать. Тогда глины увеличиваются в объеме почти на 50 %. В глинах принимают участие такие минералы, как каолинит, монтмориллонит, гидрослюда. Однако кроме них в глинах довольно часто присутствуют весьма тонкие зерна кварца, полевого шпата и органическое вещество. Исходя из минерального состава глины подразделяют на *каолинитовые* (огнеупорные), *монтмориллонитовые* (отбеливающие), *гидрослюдистые* и др. Уплотняясь в процессе диагенеза, глины превращаются в *аргиллиты* — прочные горные породы, не размокающие в воде.

Хемогенные и органогенные породы. Основная масса этих пород возникла в различных по солености, глубине и размерам морских и континентальных водоемах, а также в результате действия химических процессов и жизнедеятельности организмов на суше и море. Все породы хемогенного и органогенного происхождения связаны взаимными переходами и имеют смешанное хемогенно-органогенное происхождение. Классификация пород хемогенного и органогенного генезиса осуществляется по химическому составу.

Карбонатные породы — это известняки и доломиты, глинистые известняки и мергели.

Известняки состоят из минерала кальцита (CaCO_3). Они образуются как в результате химического осаждения из вод, так и в процессе жизнедеятельности организмов и цементации карбонатом кальцитовых скелетов отмерших организмов. Названия некоторых органогенных известняков зависят от состава слагающих их органических остатков. Например, фузулиновый, рудистовый, фораминиферовый, мшанковый, брахиоподовый известняки. Если известняк состоит из большого скопления различных неповрежденных целых раковин, его называют известняком-ракушечником, или *ракушняком*. В том случае если известняк состоит из обломков раковин, то его называют органогенно-обломочным или детритусовым известняком. Разновидностью известняка является *мел*, состоящий из скоплений мельчайших раковин плактонных организмов (до 70 %) и из тонких зерен кальцита.

Среди известняков хемогенного происхождения выделяют плотные, кристаллические известняки, состоящие из сцементированных кальцитовым веществом плотно прилегающих друг к другу оолитов CaCO_3 , и *известковый туф*, или *травертино*, образованный путем

выпадения CaCO_3 при выходе подземных вод, обогащенных карбонатами, на поверхность.

Доломит — карбонатная порода, состоящая из минерала доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, образованная как в результате прямого химического осаждения из пересыщенных растворов, так и при воздействии магнийсодержащих растворов на известковые осадки и породы.

Глинистые известняки и мергели — горные породы карбонатного состава, имеющие различное соотношение кальцита и глинистых частиц.

Кремнистые породы состоят из водного кремнезема (опала). Среди них выделяют: *диатомит*, состоящий из сцементированных кремнеземом кремневых скорлупок диатомовых водорослей; *радиолярит*, состоящий из опала и халцедона, в котором сцементированы многочисленные скелетные остатки радиолярий; *трепел* — горная порода преимущественно коллоидно-хемогенного происхождения, состоящая из мельчайших зернышек опала; *опока* — твердая кремнистая порода, образованная в результате перекристаллизации и цементации диатомита или трепела.

Галоидные и сульфатные породы образуются в результате выпадения из перенасыщенных растворов или из вод с высокой соленостью галоидных и сульфатных минералов. Благоприятные условия для их образования создаются в солевых лагунах, озерах и полузамкнутых морских водоемах с высокой соленостью. Среди галоидных пород наиболее распространенными являются *каменная соль*, состоящая из галита (NaCl), *калийная соль*, состоящая из карналлита (KCl), а из сульфатных — *гипс* ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), *ангидрит* (CaSO_4), *мирабилит* или *глауберова соль* ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$).

Железистые породы образуются в болотах, озерах и морях, а также в процессе выветривания, концентрируясь в корах выветривания. В основном это оксиды и гидроксиды железа, иногда карбонаты железа (сидерит — FeCO_3). Возникают железистые породы как химическим путем, так и при активном участии бактерий.

Фосфатные породы — это различные породы осадочного происхождения, обогащенные фосфатом кальция. К ним относятся конкреционные, желваковые и зернистые пластовые залежи фосфоритов.

Каустобиолиты (от греч. «каустос» — горячий, «виос» — жизнь, «литос» — камень) — биогенные горные породы и одновременно важнейшие горючие полезные ископаемые. Среди них выделяются породы угольного и битумного ряда. К породам угольного ряда относятся сапропелиты, торф, бурый и каменный уголь, антрацит, отличающиеся один от другого степенью разложения органического вещества и содержания углерода. К породам битумного ряда относятся битуминозные породы, нефть и твердые битумы. Битуминозные горючие сланцы бывают как обломочного, так и органогенного происхождения, главной отличительной чертой которых от аналогичных по строению пород глинистых сланцев и мергелей является высокая

степень их насыщения битумом. Нефть — природная маслянистая жидкость темно-коричневого или черного цвета, состоящая из различных жидких углеводородов. Твердые битумы — *озокерит* (от греч. «озо» — издаю запах, «керит» — воск) и *асфальт* (от греч. «асфальтос» — смола) — представляют собой продукты окисления нефти.

17.4. Понятие о фациях

Накопление осадков и преобразование их в осадочные горные породы в процессе диагенеза происходят при соблюдении определенных закономерностей, обусловленных распределением физико-географических условий, в частности рельефа водоема и прилегающей суши, температурой воды и приземной части атмосферы, гидродинамикой, газовым режимом, степенью удаленности от континента, глубиной бассейна осадконакопления, особенностями жизнедеятельности и распределения организмов. В течение одного и того же времени, но в разных условиях формируются совершенно разные по генезису и составу типы осадков. Так, в условиях мелководного и спокойного по гидродинамическим условиям шельфа накапливаются тонкие осадки, а более грубые формируются в условиях активного движения вод, но на тех же глубинах, а в экваториальной и тропической областях при слабом привносе терригенного материала с суши возникают карбонатные осадки или растут крупные биогермные тела, в частности рифы. Одновременно с ними на континентальном склоне накапливаются турбидиты, а в абиссальной части океанов формируются тонкие планктогенные и полигенные осадки.

Эти примеры показывают, что при формировании осадков существует прямая связь между средой осадконакопления и самими осадками. Это свидетельствует о том, что при всестороннем изучении осадка, определении его состава, текстурно-структурных особенностей и находящихся в нем органических остатков можно определить не только время образования самого осадка, но и восстановить условия, в которых происходило его формирование и преобразование в горную породу. Эти сведения имеют огромное значение для реконструкции физико-географических или палеогеографических условий геологического прошлого. С их помощью удастся наметить и охарактеризовать этапы геологического развития территории.

Впервые на эти особенности обратил внимание в первой половине XIX в. швейцарский геолог А. Грессли, когда изучал геологию Юрских гор в Швейцарии. Он установил закономерную смену состава отложений одновозрастных горизонтов. Им было впервые введено понятие *фация* (от лат. «фациес» — лицо, облик). Под фацией А. Грессли понимал отложения разного состава и сложности, имеющие одинаковый геологический возраст и замещающие друг друга по горизонтали. В настоящее время под фацией понимают комплекс отложений, отличающихся составом и физико-гео-

графическими условиями образования от соседних разновозрастных отложений.

Важнейшее значение при реконструкциях физико-географических условий геологического прошлого имеет *фациальный анализ*. При проведении фациального анализа и изучения фациальной изменчивости отложений необходимым условием является точное определение возрастной принадлежности осадков и правильная их *корреляция* (от лат. «корреляцио» — соотношение, взаимосвязь). При этом проводится сопоставление слоев, пачек слоев, либо горизонтов не только в отдельно взятых обнажениях, но и в удаленных друг от друга районах. Корреляция, являясь основным материалом для составления фациальных профилей и обобщающих фациальных карт, дает возможность составить палеогеографические или литолого-фациальные карты территорий.

При изучении фаций геологического прошлого достаточно широко используется *метод актуализма* (от лат. «актуалис» — современное, настоящее). Благодаря ему познается прошлое путем тщательного изучения современных процессов и их сопоставления. Этот принцип впервые был сформулирован английским ученым Ч. Лайелем.

Среди современных и ископаемых фаций различают три крупные категории: *морские, континентальные и переходные*. В составе каждой из них выделяется множество самостоятельных групп и подгрупп.

17.5. Экологические особенности и полезные ископаемые морских бассейнов

Занимая бóльшую территорию земной поверхности, около 70,8%, Мировой океан оказывает значительное влияние на континенты не только в результате протекающих в его пределах огромных по масштабам геологических процессов, но и своими экологическими особенностями. В первую очередь экологические особенности Мирового океана обуславливает тот факт, что он является конечным бассейном стока. Вследствие своего самого низкого положения в рельефе Земли в нем концентрируются все вещества, выносимые реками с суши и приносимые воздушными течениями. Реки и ветер сносят с континентов и выносят весь тот материал, который формируется на них как процессами выветривания, эрозии и денудации, так и антропогенной деятельностью, а среди них встречаются в весьма больших концентрациях вредные и токсичные для живых организмов вещества. Все эти вещества, находясь во взвешенном или растворенном состоянии, в дальнейшем накапливаются на морском дне и оказывают воздействие на жизнедеятельность морских и наземных организмов.

Мировой океан не только масштабный геологический фактор, но и производитель энергетических, минеральных и биологических ресурсов.

Биопродуктивность Мирового океана определяется биомассой животных и водных растений и микроорганизмов. Их суммарная масса составляет $3,9 \cdot 10^9$ т. Из них на шельфе содержится $0,27 \cdot 10^9$ т, в зарослях коралловых рифов и водорослях — $1,2 \cdot 10^9$ т, в эстуариях — $1,4 \cdot 10^9$ т, а в открытом океане — $1 \cdot 10^9$ т. В Мировом океане находится около 9 млн т органического вещества в виде фитопланктона и около 6 млн т — в виде зоопланктона. Минимальная биомасса сосредоточена в глубоководных котловинах в абиссальных частях и в глубоководных желобах.

Биоресурсы сосредоточены в нектоне, планктоне и бентосе. В сравнительно небольшом объеме используется бентос (двустворчатые моллюски, ракообразные и иглокожие) и планктон (криль). Основная масса биоресурсов, используемых человечеством, сосредоточена в нектоне (рыбы, головоногие моллюски, морские млекопитающие и нектонные ракообразные — креветки).

Живые ресурсы могут восстанавливаться естественным и искусственным путями. Биоресурсам свойственна определенная подвижность сырьевой базы.

Среди прибрежных морских осадков большим распространением пользуются россыпи рудных и нерудных минералов, многие из которых обладают промышленными концентрациями. Среди современных осадков они встречаются в пределах пляжей, на подводных береговых склонах, на приподнятых и погруженных под уровень моря морских террасах. Особенно большое значение имеют россыпи магнетита (Fe_3O_4), ильменита (FeTiO_2), рутила (TiO_2), касситерита (SnO_2), золота, алмазов и минералов, содержащих редкие и рассеянные элементы. Особенно большим распространением пользуются ильменит-циркон-рутиловые россыпи в Австралии. Вдоль восточного побережья они распространены почти на 1000 км. Титано-циркониевые россыпи обнаружены в Бенгальском заливе, россыпи с драгоценными минералами (рутил, сапфир) известны вдоль берегов Шри-Ланки и Индии. Современные россыпи рутила, ильменита и магнетита известны на пляжах Калифорнии, Флориды, Коста-Рики, Бразилии, Чили и Аргентины. Россыпи ильменита и минералов с радиоактивными элементами накапливаются у берегов Новой Зеландии и Юго-Восточной Азии, ильменита и магнетита — у берегов Индонезии. Многочисленные современные накопления различных рудных минералов известны вдоль всего атлантического и индийского океанских побережий Африки. Известны современные россыпные накопления алмазов. Они распространены на прибрежных террасах и среди песков и песчано-гравийных осадков шельфа Юго-Западной Африки. Золотоносные россыпи расположены вдоль западного побережья США и Канады, платиноносные россыпи известны в Канаде в районе залива Гудньюс.

К осадкам шельфа и прилегающей части континентального склона приурочены богатые залежи фосфоритов. Они представлены как

зернистыми разностями, так и конкреционными стяжениями разной формы и размера.

В пределах ложа Мирового океана, особенно в его тихоокеанской части, широким распространением пользуются железомарганцевые конкреции. Осадочные породы морского генезиса, сформированные в прошлые геологические эпохи, являются вмещителем многих полезных ископаемых, имеющих важное промышленное значение. Таковыми являются:

1. Месторождения железа, представленные гидроксидами и реже сидеритом. К ним относятся Керченское месторождение неогенового возраста, Аятское (Казахстан) мелового возраста, Колпашевское (Западная Сибирь) позднемелового возраста, Нижнеангарское месторождение нижнепротерозойского возраста и многие другие.

2. Месторождения марганца, приуроченные к кремнистым осадкам. Наиболее крупными месторождениями марганца являются Никопольское и Большетокмакское на Украине, Чиатурское в Грузии и Мангышлакское в Казахстане.

3. Осадочные месторождения сульфидных руд меди. Одним из крупнейших месторождений такого рода являются залежи Удоканского рудного поля в Читинской области, а также залежи меденосных песчаников на р. Лена и в Донбассе (Украина).

4. Месторождения фосфоритов. Зернистые пластовые залежи фосфоритов известны в Каратау (Казахстан), Восточном Саяне и в Монголии. Желваковые и конкреционные залежи фосфоритов наиболее распространены в пределах Восточно-Европейской равнины. Они известны в Подмосковье (Егорьевский район) и в пределах Волго-Камского междуречья.

5. Месторождения паралических углей, т. е. накопившихся в прибрежно-морских условиях, на приморских равнинах, временами заливавшихся морем. Таковыми являются крупнейшие месторождения каменного угля в Донбассе, в Канско-Ачинском и Воркутинском бассейнах, а также в бассейне р. Лена.

6. Прибрежно-морские и шельфовые отложения разного возраста, к которым приурочены нефтяные и газовые месторождения. Таковыми являются месторождения Западной Сибири, Волго-Уральской области, Ближнего и Среднего Востока, а также месторождения, относящиеся к современным шельфам.

7. Месторождения различных минеральных солей — гипса, ангидрита, сильвина, карналлита и др. Наиболее крупные месторождения известны в Приморье, Прикаспийской низменности, в Восточной Сибири, Предкарпатье.

Кроме указанных выше месторождений сами по себе осадочные горные породы и осадки являются ценными полезными ископаемыми. Пески, песчаники, гравий, щебень, галечники, глины, мергели, известняки, доломиты широко используются в металлургии, при производстве стекла, а также в других отраслях.

Экологические последствия природных процессов в Мировом океане связаны с его высокой подвижностью. Особенно подвержены разрушающей деятельности волн и течений морские побережья. Следующим крупным отрицательным экологическим фактором Мирового океана являются подводные извержения и землетрясения. Их действия отражаются на континентах, а также в виде возникновения волн *цунами*. В открытом океане высота волн цунами небольшая, но при подходе к берегу высота и скорость волны увеличиваются. Такие волны приводят к большим разрушениям.

Уровень Мирового океана также подвержен значительным колебаниям. Различают короткопериодические и длиннопериодические колебания. К первым относят приливно-отливные явления, а ко вторым — повышение уровня моря вследствие усиленного таяния ледников. Большие экологические последствия в результате колебания уровня моря заметны на берегах окраинных и эпиконтинентальных морей. Они зафиксированы в виде морских террас и выражаются подтоплением или даже затоплением прилегающих территорий.

В морях и океанах накапливаются различные типы осадков. Среди них выделяют терригенные (обломочные), хемогенные, органогенные и вулканогенные. Распространение генетических типов осадков зависит от климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностей. За счет процессов диагенеза осадки с течением времени преобразуются в горные породы.

Контрольные вопросы

1. Какую роль играют морские организмы в образовании морских осадков?
2. Какова гидродинамика Мирового океана?
3. Какие генетические типы осадков накапливаются в морях и океанах?
4. Чем характеризуется влияние на состав осадков климата, вертикальной и циркумконтинентальной зональности?
5. Что такое диагенез и катагенез?
6. Какие полезные ископаемые связаны с морями и океанами?

Литература

Зейбольд Е., Бергер В. Дно океана (введение в морскую геологию): Пер. с англ. М., 1984.

Кеннет Дж. П. Морская геология. Т. 1 и 2: Пер. с англ. М., 1987.

Леонтьев О. К. Морская геология. М., 1982.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация в океане // Литология и полезные ископаемые. М., 1984.

Процессы океанской седиментации А. П. Лисицын, Ю. Н. Богданов, М. А. Левитан и др. М., 1978.

Славин В. И., Ясаманов Н. А. Методы палеогеографических исследований. М., 1982.

Фролов В. Т. Литология. Т. 1 — 3. М., 1992.

Шопф Т. Палеоокеанология. М., 1982.

Часть III

ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ

Глава 18

ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора постоянно испытывает движения, чаще всего медленные, но при землетрясениях они очень быстрые, почти мгновенные. Это явление было подмечено еще в далекой древности Пифагором. Известно много мест на земном шаре, где целые города оказались сейчас на дне моря, а некоторые портовые сооружения, наоборот, на суше. Примерами служат поселения древнегреческих колоний на Черноморском побережье: Созополь в Болгарии, Диоскурия в районе современного Сухуми и др. На Коринфском перешейке, соединяющим материковую Грецию с полуостровом Пелопонесс, храм, выстроенный в I в. н. э. на суше, ныне покрыт морскими водами. На Новой Земле причалы, построенные поморами еще в XVIII в., сейчас находятся выше уровня моря и довольно далеко от берега. Скандинавия медленно поднимается, а горное сооружение Большого Кавказа каждый год «вырастает» почти на 1 см. Очень медленные поднятия и опускания испытывают и равнинные участки Восточно-Европейской равнины, Западно-Сибирской низменности, Восточной Сибири и многих других районов. Земная кора испытывает не только вертикальные, но и горизонтальные перемещения, причем их скорость составляет несколько сантиметров в год. Иными словами, земная кора как бы «дышит», постоянно находясь в замедленном движении.

В чем причины таких перемещений земной коры? Необходимо различать кажущиеся движения, связанные с колебаниями уровня моря, и реальные, обусловленные собственно перемещениями земной коры. На побережьях океанов и морей уже давно устанавливались специальные приборы мореграфы и рейки — футштоки для измерения уровня моря. Впервые такие наблюдения стали проводиться в Швеции, а с 1731 г. в Финляндии. Уровень моря может испытывать собственные колебания — эвстатические, обусловленные разными причинами, как уже отмечалось в гл. 16.

Таяние ледников, образование поднятий в океанах, увеличение средней температуры воды, уменьшение ее плотности и т. д. — все это вызывает повышение уровня океана, но это вовсе не означает, что то место на побережье, где происходят измерения, опускается. Необходима обработка наблюдений за десятки лет, чтобы выявить действительные вертикальные колебания земной коры.

Резко усиливают колебания земной коры гляциоизостатические движения, связанные с таянием ледниковых покровов и «всплытием» после снятия нагрузки. Так, освободившись после ледниковой нагрузки, поднимаются Балтийский и Канадский щиты.

Для изучения деформаций, обусловленных тектоническими или вулканическими процессами, используют *наклонометры* и *деформографы* с погрешностями измерений до 0,001 мм. Перед извержением вулканов поднимающаяся магма вызывает деформацию подъем вулканической постройки, что улавливается приборами. Вообще в вулканических областях земная кора испытывает быстрые и значительные колебания. В Италии, недалеко от Неаполя, есть городок Поццуоли. В нем на древней рыночной площади сохранились колонны «храма Сераписа», которые в действительности к храму не имеют отношения. На некоторой высоте от своего основания колонны изъедены сверлящими моллюсками, а ниже поверхность колонн ими не повреждена. Поццуоли находится вблизи еще недавно действующих вулканов, например Сольфатары, где происходит выделение сернистых газов. Сооружение, выстроенное на суше в начале нашей эры, частично оказалось засыпанным вулканическим пеплом на высоту 2—3 м. Затем оно опустилось ниже уровня моря и моллюски-камнеточцы «обработали» поверхность мраморных колонн. После этого опять наступило поднятие. И так происходило несколько раз. Все это свидетельствует об активности тектоно-магматических движений в районе действующих вулканов.

Для выявления вертикальных движений используют *повторное высокоточное нивелирование* вдоль определенных профилей, например через Большой Кавказ. Такие профили, измерения на которых проводились несколько раз с интервалом в 10—15 лет, дают весьма любопытные материалы о скорости и направленности современных тектонических движений.

Измерение горизонтальных движений на небольших площадях производится геодезическим способом повторной триангуляции, а перемещение литосферных плит сейчас надежно установлено с помощью методов космической геодезии, точность которых весьма велика и составляет первые миллиметры на тысячи километров. Также широко используется геодезическая спутниковая система GPS.

Для многих регионов мира составлены карты современных вертикальных движений. Неоднократно такие карты составлялись для Восточно-Европейской равнины и ее обрамления. Карты, учитывающие деформацию земной коры за последние несколько миллионов лет, так называемые неотектонические карты, составлены для территории СНГ под руководством проф. Н. И. Николаева, а кроме того, есть много региональных неотектонических карт для Кавказа, Карпат, Урала и других территорий.

18.1. Современные вертикальные движения

Можно привести множество примеров современных вертикальных движений. Согласно высокоточным инструментальным методам установлено, что Малый Кавказ поднимается сейчас со скоростью от 8 до 13,5 мм в год, а горные сооружения Восточных Карпат растут со скоростью 1,5—1,7 мм/год. Балтийский щит в Скандинавии растет вверх со скоростью 8—10 мм/год. В Байкальской рифтовой зоне скорость современных вертикальных движений составляет 10—20 мм/год. Во многих районах происходят современные опускания. Хорошо известно, что южное побережье Балтийского моря медленно опускается и для того, чтобы защитить его от морских волн, в Нидерландах с давних пор построены дамбы. Сегодня сама суша располагается на десятки метров ниже уровня моря. Черноморское побережье Кавказа погружается со скоростью до 12 мм/год, берег впадение г. Одессы — 4,5 мм/год.

Давно обращено внимание на то, что особенностью современных вертикальных движений является их унаследованность от более древнего структурно-тектонического плана региона. Такая прямая корреляция установлена для Восточно-Европейской равнины, Кавказского и Карпато-Балканского регионов.

18.2. Современные горизонтальные движения

Геофизические и геодезические методы позволяют точно фиксировать горизонтальные перемещения блоков земной коры. На западе Северной Америки, в Калифорнии расположен сейсмоактивный разлом Сан-Андреас, который прослеживается на расстоянии около 1000 км, в то время как его ширина составляет всего 20 км. Этот густонаселенный район славится своими частыми и сильными землетрясениями и поэтому за поведением этого разлома в США ведется пристальное наблюдение в течение последних 50 лет. Разлом Сан-Андреас представляет собой сложную тектоническую зону, состоящую из многочисленных кулисообразно расположенных разрывов и мелких оперяющих разломов. По ним в целом установлено перемещение блоков со скоростью 30—80 мм/год. Вместе с тем направление перемещений может кардинально меняться. Одни участки смещаются непрерывно, а другие — скачкообразно. Смещаются полотна шоссе, заборы, русла оврагов, бетонные желоба для стока воды.

На Украине, в Криворожском железорудном бассейне, длительное время наблюдают крупный разлом-сдвиг, смещения по которому за 25 прошедших лет составили в среднем 15—20 мм/год.

Важные результаты по горизонтальным перемещениям были получены в последние годы с помощью космических станций, на которых были установлены точнейшие геодезические приборы. Лазер-

ные измерения со спутников, в частности с американского «Ладжосат», доказали горизонтальное перемещение крупных литосферных плит. Так, Австралия движется навстречу Тихоокеанской плите со скоростью 46 мм/год. Южная Америка сближается с Африкой со скоростью 28 мм/год. Южная Америка и Северная Америка в районе Карибского бассейна движутся навстречу друг другу, ежегодно сближаясь на 8 мм. Эти и многие другие подобные измерения, осуществленные по другим материкам, имеют хорошее совпадение со скоростями движения литосферных плит, вычисленными по линейным магнитным аномалиям океанов. Кроме того, методы космической геодезии смогли достаточно убедительно доказать, что крупные литосферные плиты перемещаются по земной поверхности с довольно большой скоростью.

Современные движения земной коры могут быть как вертикальными, так и горизонтальными. Скорость таких движений может достигать нескольких сантиметров в год. Современные тектонические движения изучают при помощи повторного нивелирования, лазерных геодезических приборов, установленных на космических спутниках, и методом триангуляций.

Контрольные вопросы

1. Что такое новейшие тектонические движения?
2. Какие проявления современных вертикальных и горизонтальных движений известны и каковы их амплитуда и скорость?
3. Какие существуют методы изучения современных движений?

Литература

Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М., 1988.
Никонов А. А. Современные движения земной коры. М., 1979.

Глава 19

СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Всех, побывавших в горах, всегда поражают пласты горных пород, смятые, как листы бумаги, в причудливые складчатые узоры. Нередко слои как будто «разрезаны» гигантским ножом, причем одна часть слоев смещается относительно другой. Каким же образом и под влиянием каких сил горные породы могут принимать столь причудливый облик? Можно ли наблюдать этот процесс и как быстро он происходит?

В большинстве случаев осадочные породы, образующиеся в океанах, морях, озерах, обладают первично горизонтальным или почти горизонтальным залеганием. Если мы видим, что слои залегают наклонно, или вертикально, или смяты в складки, т.е. их первичное

горизонтальное залегание изменено, обычно говорят, что слои поджались действием сил, причина возникновения которых может быть разнообразна. Чаще всего имеют в виду силы, приложенные к пластам горных пород либо вертикально, либо горизонтально. Надавите на тетрадку снизу, она изогнется вверх, а если вы ее будете сдавливать с краев, положив на стол, она сомнется и тем сильнее, чем больше будет сила сжатия и чем дольше она будет действовать. Такие силы называются *поверхностными*, так как они приложены к какой-то поверхности пласта горных пород — нижней или боковой.

Однако в природе кроме поверхностных важную роль играют и *объемные* силы. Горная порода, например, каменная соль, будучи легче окружающих пород, всплывает очень медленно (1 — 2 см в год), но в течение миллионов лет ее перемещение может исчисляться десятками и сотнями метров.

Понятие о деформациях. Из физики известно, что изменение объема и формы тела вследствие приложенной к нему силы называют *деформацией*. Когда мы сжимаем в руке резиновый мяч, изгибаем палку, ударяем молотком по кирпичу, во всех случаях мы имеем дело с деформацией тела вплоть до его разрушения. Причины деформаций могут быть очень разными. Это и сила тяжести, самая универсальная из всех сил; это и влияние температуры, при возрастании которой увеличивается объем; это и разбухание, например увеличение объема пород за счет пропитывания водой; это и просто механические усилия, приложенные по определенному направлению к толще пород, и многие другие.

Важно помнить, что любая деформация происходит во времени, которое в геологических процессах может составлять десятки миллионов лет, т. е. процесс деформации протекает очень медленно. Поэтому геологические процессы из-за огромной длительности очень трудно моделировать в лабораторных условиях, так как невозможно воспроизвести такие большие временные интервалы.

Деформации бывают *упругими* и *пластическими*. В первом случае после снятия нагрузки тело возвращается в исходную форму (резиновый мяч), а во втором нет (кусочек пластилина) и сохраняет некоторую остаточную деформацию. Если прилагаемая к любому телу, в частности к горным породам, нагрузка возрастает, то тело, сначала деформируемое как упругое, переходит критическую величину, называемую *пределом упругости*, и начинает деформироваться пластически, т. е. его уже невозможно вернуть в исходное состояние (рис. 19.1). Если же нагрузку увеличивать и дальше, то может быть превзойден *предел прочности* и тогда горная порода должна разрушиться.

Слои горных пород, первоначально залегающие горизонтально, впоследствии оказываются деформированными, причем степень деформации может колебаться от очень слабой до исключительно сильной, когда мощные слоистые толщи оказываются перемятыми, подобно клочку бумаги, сжатому в кулаке.

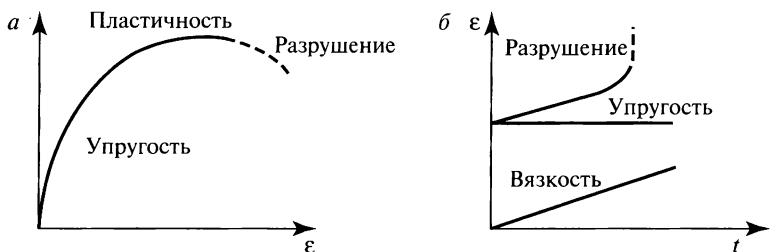


Рис. 19.1. Виды напряжений:
a — напряжение; *б* — деформация

Когда понятия «твердый», «мягкий», «хрупкий», «пластичный» используют в обыденной жизни, то всем ясно, что камни твердые, пластилин — вязкий и пластичный, кирпич — твердый и хрупкий одновременно. Но как эти привычные нам понятия перенести на горные породы, такие как известняк, мрамор, гранит, песчаник, базальт и др.? Известно, что воск — твердое вещество. Уроните свечку, и она расколется. Но если воск нагревать, он становится пластичным. Вывороченные при ремонте тротуара плитки асфальта, сложенные грудой и оставленные в таком виде под лучами Солнца на длительное время, в конце концов расплывутся и деформируются.

Смотря на смятые слои мрамора или известняка, мы понимаем, что они испытали пластическую деформацию, и нам кажется, что силы сжатия, приложенные к ним, были очень велики, так как породы твердые. На самом деле прилагать большие усилия совсем не обязательно. Все зависит от времени, и если очень долго (сотни тысяч и миллионы лет) создавать небольшое усилие, то твердые на первый взгляд слои горных пород будут изгибаться подобно слоям из пластилина.

19.1. Складчатые нарушения

Наблюдая толщи горных пород, смятые в складки, кажется, что формы складок бесконечно разнообразны. На самом деле их можно свести к нескольким основным типам и легко различать в кажущемся хаосе складок, различных по форме и размерам.

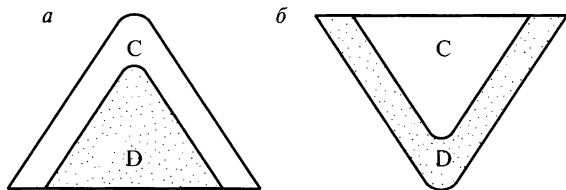
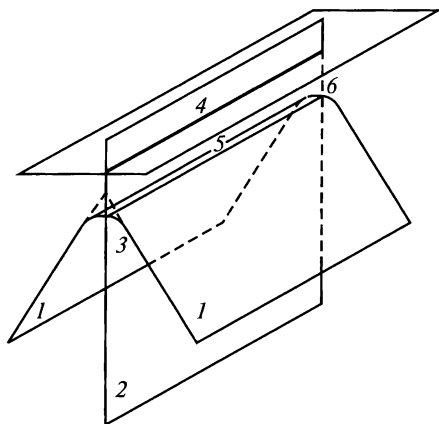


Рис. 19.2. Основные типы складок:
a — антиклинальная; *б* — синклиальная

Рис. 19.3. Основные элементы складок:

1 — крыло складки; 2 — осевая поверхность складки; 3 — угол при вершине складки; 4 — ось складки (линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью); 5 — шарнирная линия складки; 6 — замок складки



Два типа складок являются главными: *антиклинальная* и *синкли-нальная* (рис. 19.2). Первая складка характеризуется тем, что в ее центральной части, или в ядре, залегают более древние породы, во второй — более молодые. Эти определения не меняются, даже если складки наклонить, положить на бок или перевернуть.

У каждой складки существуют определенные элементы, описываемые всеми геологами одинаково: крыло складки, угол при вершине складки, ядро, свод, осевая поверхность, ось и шарнир складки (рис. 19.3).

С помощью этих понятий, обозначающих разные части (элементы) складок, их легко классифицировать. Например, характер наклона осевой поверхности складки позволяет выделять следующие виды складок: прямые, наклонные, опрокинутые, лежащие, ныряющие (рис. 19.4).

Особенно интересны складки с разными по форме сводами. Нередко можно наблюдать складки «острые», напоминающие зубья пилы, или, наоборот, с очень плавными, округлыми сводами (рис. 19.5). В горном Дагестане широко распространены крупные складки, называемые «сундучными» и «корытообразными». Они сложены толщами плотных известняков, изогнутых вверх наподобие сундуков и вниз —

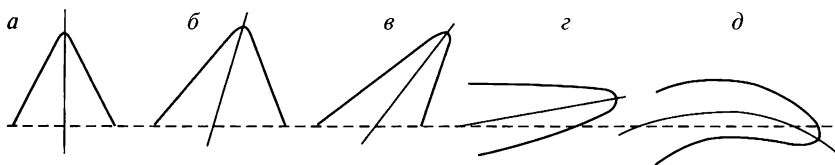


Рис. 19.4. Классификация складок по наклону осевой поверхности и крыльев (складки изображены в поперечном разрезе):

а — прямая; б — наклонная; в — опрокинутая; г — лежачая; д — ныряющая

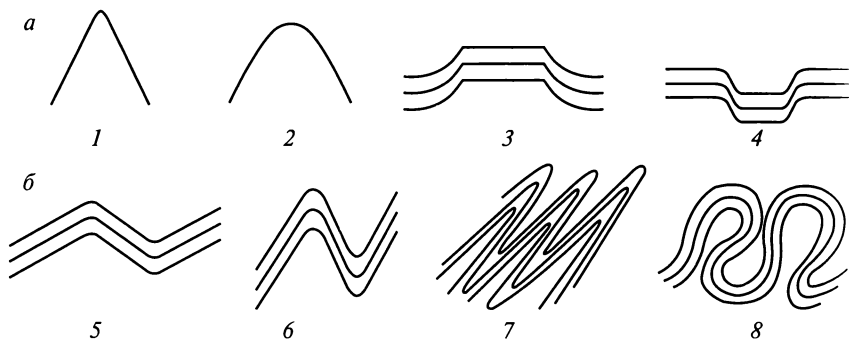


Рис. 19.5. Типы складок:

a — по форме замка: 1 — острые; 2 — округлые; 3 — сундучные; 4 — корытообразные; *b* — по углу при вершине складки: 5 — открытые; 6 — закрытые; 7 — изоклинальные; 8 — веерообразные

корыт. На обрывистом краю одной такой сундучной складки располагается знаменитый аул Гуниб.

Проведем простой опыт: возьмем любой журнал или тетрадь и начнем их сгибать в складку. Мы увидим, что страницы скользят и смещаются друг относительно друга и без такого скольжения изгиб журнала вообще невозможен. Точно так же ведут себя и слои горных пород, сминаемые в складку. Они скользят друг по другу, и при этом в своде складки мощность слоев увеличивается, так как материал слоев, раздавливаясь на крыльях, нагнетается и перемещается в своды складок. Такие складки называют *подобными*, потому что углы наклона всех слоев в крыле складки одинаковы и не меняются с глубиной. Но есть другой тип изгиба, когда, наоборот, мощность слоев остается везде неизменной, но при этом форма свода складки должна изменяться (рис. 19.6). Такие складки называют *концентрическими*.

Существует еще один очень интересный тип складок — *диапировый*. Образуется он в том случае, когда в толщах горных пород присутствуют пластичные и относительно легкие породы, например, такие, как соль, гипс, ангидрит, реже глины. Плотность соли ($2,2 \text{ г/см}^3$) меньше, чем плотность осадочных пород (в среднем $2,5 - 2,6 \text{ г/см}^3$). В далекие времена ранней перми на месте Прикаспийской впадины

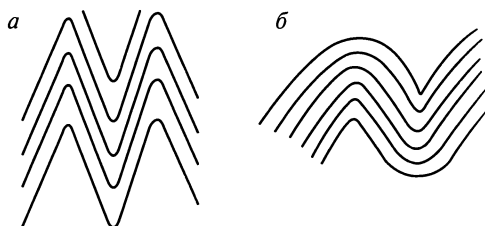


Рис. 19.6. Виды складок:

a — подобные; *b* — концентрические

существовал крупный морской залив. Климат был сухой, жаркий, и морская вода, попав в залив, периодически испарялась, а на дне откладывался тонкий слой соли. Так продолжалось сотни тысяч лет и постепенно накапливавшаяся соль образовала пласты мощностью в десятки и сотни метров. Это очень большая мощность: чтобы ее наглядно представить, посмотрите на главное здание Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Высота здания до кончика шпиля составляет 240 м.

Со временем климат и условия изменились и пласт соли, медленно погружаясь, был перекрыт уже другими осадочными породами — песками, глинами, известняками. Но соль легче перекрывающих ее пород, она менее плотная. Возникла инверсия плотности, т. е. легкая масса внизу, а более тяжелая — наверху. Это состояние неустойчиво, и достаточно небольших движений, например поднятия какого-то блока земной коры под соленосным пластом, как соль начинает перетекать, двигаться и при этом вести себя как очень вязкая жидкость. Как только на пласте соли образуются вздутия, сразу же начинает действовать Архимедова сила и соль благодаря своей относительной легкости движется вверх и всплывает в виде гигантской капли или гриба.

Всплывая, соль приподнимает слои, залегающие выше, деформирует их и прорывает, появляясь иногда на поверхности в виде соляного купола. Такие диапировые складки и купола широко распространены в Прикаспийской впадине, в которой имеются соляные толщи кунгурского яруса перми, образовавшиеся примерно 265—260 млн лет тому назад. За это время выше соли накопилась толща осадочных пород мощностью в несколько километров. Соль, приведенная в неустойчивое состояние тектоническими движениями, постепенно всплывала, образуя соляные купола и диапировые складки. Поскольку соль в ядре складки обладает куполовидной формой, то на поверхности мы наблюдаем структуру, напоминающую разбитую тарелку, так как в стороны от купола отходят радиальные разломы, а между ними наблюдаются концентрические трещины. Соляные купола растут очень медленно, примерно 1—3 см в год. Но за многие миллионы лет они «проходят» путь в несколько километров.

Геологами хорошо изучена форма соляных куполов во многих районах Белоруссии в Припятском прогибе, в Северной Германии, в Мексиканском заливе и других местах. Часто купола похожи на перевернутые капли, причем нередко они оторваны от основного слоя соли и уже «всплывают» сами по себе. Иногда верхняя часть такой гигантской капли расплывается в стороны и тогда соляной купол приобретает форму гриба на тонкой ножке.

Образование диапировых складок и соляных куполов хорошо поддается моделированию в лабораторных условиях, в котором роль соли и осадочных пород играют специально подобранные жидкости

с различной плотностью, при этом размер и время формирования модели соляных куполов сокращаются в тысячи раз, но благодаря пропорциональному уменьшению вязкости эквивалентного материала сохраняются условия подобия реальным структурам.

Изучение районов с соляными пластами и куполами важно потому, что соль является хорошим экраном или крышкой для нефти и газа, не пропуская их вверх. Поэтому под солью довольно часто находятся нефтегазовые месторождения.

Чаще всего мы видим смятые в складки слои горных пород в поперечном разрезе, в котором они выглядят наиболее эффектно. Но если разрезать складку в горизонтальной плоскости, то мы получим форму складки в плане. Можно видеть, что складки в этом сечении также разнообразны: они могут быть вытянутыми, очень длинными, но узкими — *линейными* или, наоборот, овальными, почти круглыми — *брахискладками*; иногда они приобретают квадратную форму (в разрезе — в виде корыта или сундука, о которых говорилось выше). Замыкание антиклинальной складки в плане называется *периклиналью*, а синклиальной — *центриклиналью* (рис. 19.7). Разнообразие формы складок зависит от свойств горных пород и направления действия силы, приложенной к пластам.

Как правило, в горных областях наблюдается сложное сочетание складок в большом объеме пород, т. е. все пространство занято складками, переходящими друг в друга. Обычно такое сочетание складок называют *полной складчатостью* в противоположность *прерывистой складчатости*, характеризующейся тем, что отдельные складки разделены обширным пространством с горизонтальным залеганием пород, как, например, на Русской плите, где мы наблюдаем пологие отдельные складки, иногда называемые валами.

Каким же образом возникают различные типы складок? Какие силы и сколько времени должны они действовать на пласты горных пород, чтобы их перекрутить, как веревку? Был ли этот процесс относительно быстрым или растягивался на десятки миллионов лет? Были ли силы, приложенные к пластам горных пород, исключительно большими или, наоборот, очень слабыми, но действовали длительное время? Всеми этими вопросами занимается та ветвь геологичес-

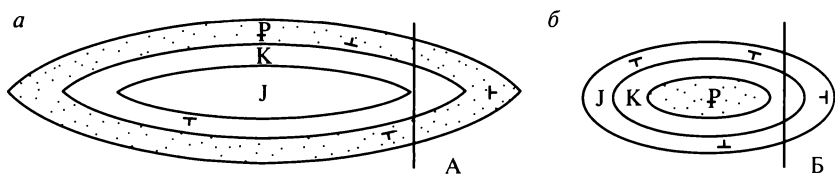


Рис. 19.7. Складки в плане:

а — линейная антиклинальная; *б* — брахискладка синклиальная; А — периклиналь — замыкание антиклинальной складки; Б — центриклиналь — замыкание синклиальной складки

кой науки, которая называется **тектоникой** (от греч. «тектос» — строитель). Именно тектоника рассматривает различные виды структур и условия их образования. Механизмы формирования практически всех известных типов складок можно свести к трем главным типам.

Первый тип — это *складки поперечного изгиба*. Они образуются в том случае, когда сила, сминающая горизонтально залегающий пласт, направлена перпендикулярно ему (рис. 19.8, б).

Второй тип складок — это *складки продольного изгиба*. В данном случае силы направлены вдоль пластов по горизонтали (рис. 19.8, а). Такой тип складок можно получить, сжимая на столе толстую пачку листов бумаги. При этом отчетливо будет видно, как листы бумаги, сминаясь в складки, скользят друг по другу, иначе, как уже говорилось, смять их невозможно. Представим себе, что продольное сжатие испытывают слои разной вязкости: твердые песчаники и мягкие глины. При общем смятии более податливые глины будут сильнее раздавливаться и выжиматься с крыльев складок в их своды, которые будут увеличиваться в объеме. В них как бы накачивается, нагнетается пластичная глина.

Третий тип складок — это *складки течения* или *нагнетания* (рис. 19.8, в). Они свойственны таким пластичным породам, как глины, гипс, каменная соль, ангидрит, каменный уголь. Складки из таких пород отличаются очень прихотливой формой. Надо отметить, что при высоких температурах, которые существуют на глубинах в несколько километров, пластичными становятся даже такие прочные породы, как кварциты, мраморы, известняки и песчаники.

Таким образом, формирование складок — это сложный и, самое главное, очень длительный процесс. Стоит обратить внимание на время, которое в геологии играет важную роль. Не следует думать, что складка может образоваться в течение нескольких лет. Этот процесс занимает миллионы, реже сотни тысяч лет. Тогда и силы, приложенные к пластам горных пород, могут быть не столь значительны, но зато устойчиво действовать длительное время, а горные породы ведут себя при этом как очень вязкая жидкость. Вместе с тем эти же породы обладают твердостью и хрупкостью. Если к ним быстро приложить какую-нибудь силу, например резко ударить молотком, они расколутся, но при медленном сдавливании «потекут» и начнут деформироваться.

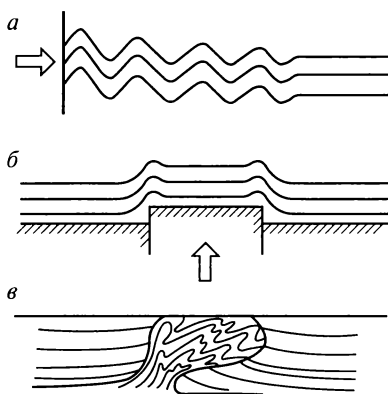


Рис. 19.8. Складчатость:

а — продольного изгиба; б — поперечного изгиба; в — нагнетания (стрелками показано направление действия давления)

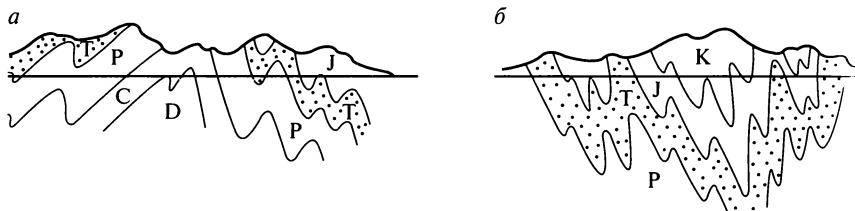


Рис. 19.9. Антиклинорий (а) и синклинорий (б)

Выше речь шла о видах и формах отдельных складок. В том случае когда мы рассматриваем достаточно обширный регион, в котором располагаются многочисленные складчатые нарушения, то в зависимости от той формы, которую они вместе принимают в пространстве, они именуется *антиклинориями* или *синклинориями* (рис. 19.9).

Где мы наблюдаем наиболее сложно построенные складчатые пояса, в которых нагромождение складок занимает огромные пространства? Это прежде всего участки столкновения — *коллизии* — крупных континентальных литосферных плит, например между Евроазиатской и Африканской, между Азией и Индостанской плитой, где возник грандиозный Альпийско-Гималайский складчатый пояс. Или это участки земной коры, в которых океанская плита погружается, т.е. субдуцирует в силу своей большей плотности, под континентальную (северо-восточная окраина Азии, Южно-Американские Кордильеры и др.). Именно в этих зонах, хотя и медленно, в течение сотен миллионов лет со скоростью 2—8 см в год происходит сближение и взаимодействие колоссальных масс земной коры, которое и вызывает смятие, коробление и перемещение осадочных и вулканогенных пород.

19.2. Разрывные нарушения

До сих пор речь шла о таких деформациях пластов горных пород, которые не нарушали сплошности пласта, хотя пласт при этом мог сильно изгибаться. Иными словами, даже в самых сложных складках можно проследить какой-либо пласт, выбранный нами наугад, по всей складке как в поперечном, так и в продольном разрезах.

Однако если тектонические напряжения увеличиваются, то в какое-то время может быть превышен предел прочности горных пород и тогда они должны будут разрушиться или разорваться вдоль некоторой плоскости — образуется *разрывное нарушение*, *разрыв* или *разлом*, а вдоль этой плоскости происходит смещение одного массива относительно другого.

Тектонические разрывы, как и складки, чрезвычайно разнообразны по своей форме, размерам, величине смещения и т.д. Для того

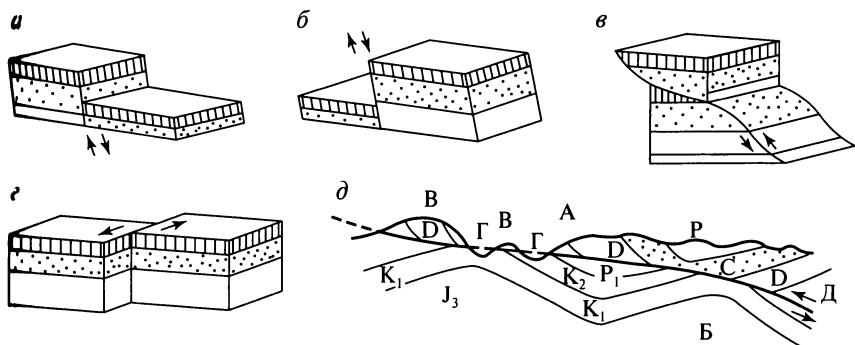


Рис. 19.10. Различные типы тектонических разрывов:

a — сброс; *б* — взброс; *в* — надвиг; *г* — сдвиг; *д* — покров; А — аллохтон; Б — автохтон; В — тектонический останец; Г — тектоническое окно; Д — корень покрова

чтобы разобраться в разрывных нарушениях, надо определить некоторые его элементы, как и в случае со складками.

Так, в любом разрыве всегда присутствует *поверхность разрыва*, или *сместитель*, и *крылья разрыва* или два блока горных пород, расположенных по обе стороны от поверхности разрыва, которые и подвергаются смещению. Так как в большинстве случаев поверхность разрыва наклонена, то блок пород или крыло, располагающееся выше сместителя, называют *висячим* — оно как бы «висит» над ним, а блок, располагающийся ниже, — *лежачим*. Перемещение крыльев друг относительно друга по сместителю является очень важным показателем, его величину называют *амплитудой смещения*.

По амплитуде смещения мы судим о том, маленькое или большое было смещение по разрыву. Но это смещение можно отсчитывать как по сместителю, так и по вертикали и горизонтали.

Существует несколько главных типов разрывов — это *сброс*, *взброс* (*надвиг*), *покров* (*шарьяж*) и *сдвиг*. Понять, что они собой представляют, позволяет рис. 19.10. Хорошо видно, что при сбросе поверхность разрыва наклонена в сторону опущенного блока, при взбросе — наоборот, как и при надвиге, только в последнем случае поверхность разрыва более пологая. У покрова поверхность разрыва близка к горизонтальной. Во всех этих случаях смещение имеет вертикальную и горизонтальную компоненты, а при сдвиге смещение происходит вдоль поверхности разрыва (любого наклона) и имеет только горизонтальную компоненту.

Можно легко убедиться в том, что совершенно безразлично, двигался ли один блок, а другой был неподвижен, или они оба перемещались на одно и то же, либо на разные расстояния. Важен конечный результат, и всегда сбросом будет называться разрыв, поверхность которого наклонена в сторону относительно опущенного блока или крыла.

В случае покрова (шарьяжа) выделяют *автохтон* — породы, по которым перемещается тело покрова, и *аллохтон*, собственно покров. Переднюю часть покрова называют *фронтом покрова*, а обнажающийся автохтон из-под аллохтона в результате эрозии — *тектоническим окном*. Расчлененные участки фронтальной части аллохтона называют *тектоническими останцами*.

Разрывные нарушения могут встречаться поодиночке, а могут образовывать сложные системы, например многоступенчатые грабены и горсты.

Грабен — это структура, ограниченная с двух сторон сбросами, по которым ее центральная часть опущена (рис. 19.11). Если сбросов с двух сторон много и они параллельны друг другу, то образуется сложный *многоступенчатый грабен*. Системы крупных многоступенчатых грабенов, которые протянулись на тысячи километров, образуя сложные кулисообразные цепочки, называют *рифтами* или *рифтовыми зонами*. Хорошо известна Великая Африкано-Аравийская система рифтов, прослеживаемая от южной Турции через Левант в Красное море и далее от района Эфиопии на юг Африки до реки Замбези. Длина такой континентальной рифтовой системы составляет более 6500 км. Она образовалась по геологическим понятиям совсем недавно, всего лишь 10 — 15 млн лет тому назад.

Горстом называют структуру, обладающую формой, противоположной грабену, т.е. центральная ее часть поднята. Это связано с тем, что грабен — провал, связанный с растягивающими усилиями, тогда как образование горста обусловлено сжатием.

Знаменитое озеро Байкал, крупнейшее в мире хранилище пресной воды, как раз и приурочено к асимметричному грабену, в котором наибольшая глубина озера достигает 1620 м, а глубина днища грабена по осадкам плиоценового возраста (4 млн лет) составляет — 5 км. Байкальский грабен многоступенчатый и является частью сложной рифтовой системы молодых грабенов, имеющей протяженность 2500 км

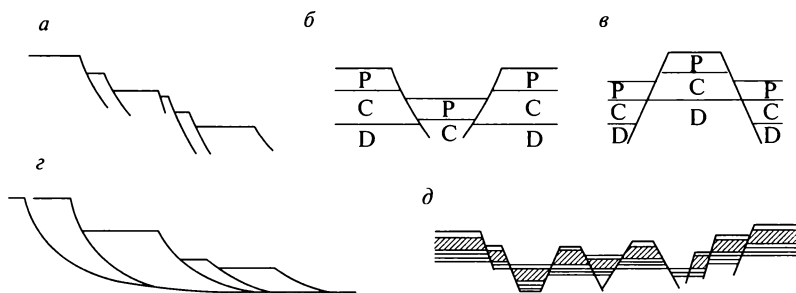


Рис. 19.11. Различные типы разрывных нарушений:

a — ступенчатые сбросы; *б* — грабен; *в* — горст; *г* — листрические сбросы; *д* — грабены и горсты в сложном рифте

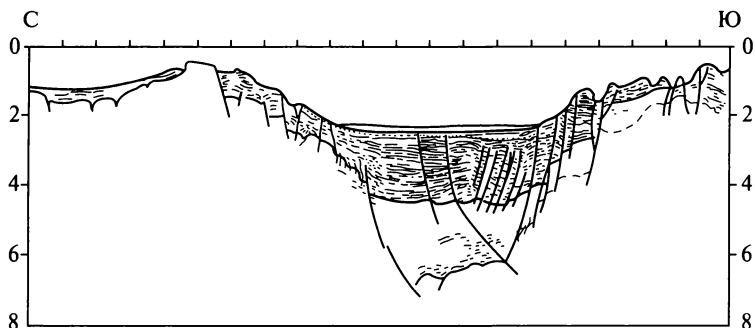


Рис. 19.12. Поперечный профиль через грабен оз. Байкал

(рис. 19.12). Такие же рифтовые системы, состоящие из грабенов, известны в Европе — Рейнский грабен, древние грабены Осло, Викинг в Северном море; в Северной Америке — Рио-Гранде.

Самые грандиозные рифтовые системы Земли, состоящие из узких грабенов, приурочены к сводам срединно-океанских хребтов. Их общая длина превышает 60 тыс. км. И там их формирование связано с постоянным растяжением океанской коры ввиду того, что из мантии Земли все время поступают базальты, которые наращивают океаническую кору. Этот процесс называют *спредингом*.

Пожалуй, никакие другие типы разрывов не вызывали таких ожесточенных споров, порой драматических, среди геологов, как покровы. «Родиной» покровов считаются Альпы, где их впервые описали в конце прошлого века.

Покровы и надвиги составляют характерную черту горно-складчатых сооружений, испытавших сильное сжатие, например Альпы, Пиренеи, Большой Кавказ, Канадские Скалистые горы, Урал и т. д. В настоящее время установлены покровы в Аппалачских горах востока Северной Америки, переместившиеся на запад по очень пологой поверхности более чем на 200 км с востока.

Еще более яркий пример — это Скандинавские горы, которые, протягиваясь с юга на север на 1500 км, представляют собой гигантский покров, надвинутый по горизонтальной поверхности с запада, со стороны Атлантики, на древние кристаллические толщи Балтийского щита на расстояние более 250 км. Из-под разрушенного и размытого покрова (аллохтона) местами в тектонических окнах проглядывают породы автохтона, т. е. тех толщ, по которым покров двигался.

Покровы и надвиги интересны тем, что под ними могут залегать важные полезные ископаемые, особенно нефть и газ. Но на поверхности никаких признаков нефти нет, и чтобы добраться до нее, надо пробурить 3 — 4-километровую толщу совсем других пород — аллохтона, что было сделано в Аппалачах и в Предкарпатье, да и во многих других местах.

Запад Северной Америки — Калифорния, это район частых и сильных землетрясений, причем последнее и очень мощное произошло в конце 1993 г., тогда разрушения охватили крупный город Лос-Анджелес. Виновником этих землетрясений является знаменитый тектонический разрыв-сдвиг — Сан-Андреас, т. е. сдвиг Святого Андрея. При сдвиге два блока горных пород перемещаются вдоль плоскости разрыва. Именно такая картина и наблюдается в сдвиге Сан-Андреас, причем величина среднего смещения оценивается примерно в 1 м за 100 лет. Непрерывными движениями по этому сдвигу смещаются русла рек, разрушаются и смещаются бетонные желоба для воды, изгороди. Наряду с медленными смещениями случаются и мгновенные подвижки, которые вызывают землетрясения.

Большие массы горных пород, смещаемые вдоль какой-либо поверхности разрыва, благодаря своему огромному весу оказывают друг на друга мощное давление, под воздействием которого образуется гладкая, отполированная поверхность в горных породах, называемая *зеркалом скольжения*.

Если между перемещающимися блоками горных пород попадают твердые обломки, то на зеркалах скольжения появляются штрихи и борозды, выдавленные этими обломками. Нередко в зоне разрыва наблюдается скопление остроугольных обломков разного размера за счет дробления блоков при смещении, иногда сцементированных глиной, образовавшейся из тонко перетертых обломков. Такие породы называют *тектонической брекчией*, или *милонитом* (от греч. «милос» — мельница). В крупных разрывных нарушениях мощность милонитов может достигать десятков метров.

Первичное залегание горных пород нарушается тектоническими движениями, приводя к образованию разрывов и складок. Изменения формы и объема тела называют деформацией, которая подразделяется на однородную и неоднородную. Пластичная деформация вызывает образование складок, а хрупкая — разрывов. Закономерное сочетание складок и разрывов образует складчатые пояса. Складчатые структуры формируются в результате продольного и поперечного изгибов, а также нагнетания.

Контрольные вопросы

1. В чем причина деформации горных пород?
2. Какие существуют виды деформаций?
3. Какие различаются элементы складок?
4. Какие существуют типы складок и по какому признаку они классифицируются?
5. Что можно сказать о типах складчатости и каковы условия их образования?
6. Какова классификация разрывных нарушений?
7. Как образуются соляные купола?

8. Что такое тектонические покровы и какова их амплитуда?
 9. Какие существуют элементы разрывов, складок и тектонических покровов?

Литература

- Белоусов В. В.* Структурная геология. М., 1984.
Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику. М., 2005.
Короновский Н. В. Общая геология. М., 2010.
Михайлов А. Е. Структурная геология и геокартирование. М., 1984.

Глава 20

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясения — это одна из самых страшных природных катастроф, не только вызывающая опустошительные разрушения, но и уносящая десятки и сотни тысяч человеческих жизней (табл. 20.1). Землетрясения всегда вызывали ужас своей силой, непредсказуемостью, последствиями. Человек в таких случаях чувствует себя отдаленным во власть «гнева Божья». Земная твердь, самое незыблемое в представлении человека, вдруг оказывается подвижной, она вздымается волнами и раскалывается глубокими ущельями.

Таблица 20.1

Самые разрушительные землетрясения мира

[данные Национального информационного центра землетрясений (NEIC) при Геологической службе США, 1997]

Дата	Место	Количество жертв, тыс. чел	Магнитуда
23 января 1556 г.	Шаньси, Китай	830	—
27 июля 1976 г.	Таньшань, Китай	255	8,0
9 августа 1138 г.	Алеппо, Сирия	230	—
22 мая 1927 г.	Кхининг, Китай	200	8,3
22 декабря 856 г.	Дамган, Иран	200	—
16 декабря 1920 г.	Гансю, Китай	200	8,6
23 марта 893 г.	Ардебиль, Иран	150	—
1 сентября 1923 г.	Кванто, Япония	143	8,3
28 декабря 1908 г.	Мессина, Италия	100	7,5
Сентябрь 1290 г.	Чихли, Китай	100	—
Ноябрь 1667 г.	Шемаха, Кавказ	80	—
18 ноября 1727 г.	Табриз, Иран	77	—
1 ноября 1755 г.	Лиссабон, Португалия	70	8,7
25 декабря 1932 г.	Гансю, Китай	70	7,6
31 мая 1970 г.	Перу	66	7,8

Известно большое число катастрофических землетрясений, во время которых число жертв составило многие тысячи. В 1556 г. в Китае, в провинции Шаньси, страшное землетрясение привело к гибели 830 тыс. чел., а многие сотни тысяч получили ранения. Лиссабонское землетрясение в Португалии в 1755 г. унесло более 70 тыс. человеческих жизней. Мессинское землетрясение в 1923 г. — 150 тыс., Тяньшаньское в Китае в 1976 г. — 255 тыс. Этот скорбный список можно продолжать и продолжать.

В Армении 7 декабря 1988 г. в результате Спитакского землетрясения погибло более 25 тыс. чел. и 250 тыс. было ранено. На севере Сахалина 27 мая 1995 г. мощным землетрясением был стерт с лица Земли городок Нефтегорск, где погибло более 2 тыс. чел.

Землетрясения разной силы и в разных точках земного шара происходят постоянно, приводя к огромному материальному ущербу и жертвам среди населения. Поэтому ученые разных стран не оставляют попыток определить природу землетрясения, выявить его причины и, самое главное, научиться его предсказывать, что, к сожалению, за исключением единичных случаев, пока не удается.

20.1. Механизм возникновения землетрясения и его параметры

Землетрясение тектонического типа, т. е. связанное с внутренними эндогенными силами Земли, представляет собой процесс расщепления, идущий с некоторой конечной скоростью, а не мгновенно. Он предполагает образование и обновление множества раз

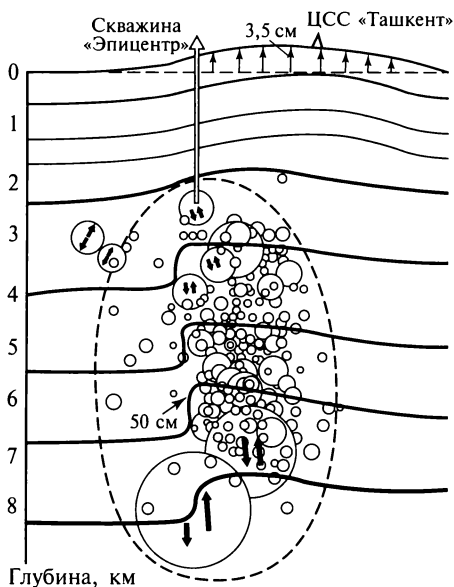


Рис. 20.1. Очаговая область землетрясения 1966 г. под Ташкентом. Большие круги обозначают место главного толчка, более мелкие — афтершоки. Стрелками показано направление подвижек. Стрелки у поверхности указывают на величину вспучивания по данным повторного нивелирования

номасштабных разрывов, каждый из которых не только высвобождает, но и перераспределяет энергию в некотором объеме. Когда мы говорим о том, что сила внешнего воздействия на горные породы превысила их прочность, то следует иметь в виду, что в геомеханике четко различают прочность горных пород как материала, которая относительно высока, и прочность породного массива, включающего помимо материала горных пород еще и структурные ослабленные зоны. Благодаря последним прочность породного массива существенно ниже, чем прочность собственно пород.

Скорость распространения разрывов составляет несколько км/с, и этот процесс разрушения охватывает некоторый объем пород, носящий название *очага землетрясения* (рис. 20.1). *Гипоцентром* называют центр очага, условно точечный источник короткопериодных колебаний.

В большинстве случаев, хотя и не всегда, разрывы имеют сдвиговую природу и очаг землетрясения охватывает определенный объем вокруг него. Сейсмология изучает упругие волны, распространяющиеся динамически в частотном диапазоне $10^{-3} - 10^2$ Гц со скоростями 2—5 км/с (рис. 20.2). Проекцию гипоцентра на земную поверхность называют *эпицентром* землетрясения. Интенсивность землетрясения эпицентра изображается линиями равной интенсивности землетрясений — *изосейстами*. Область максимальных баллов вокруг эпицентра носит название *плейстосейстовой области*.

Основному подземному сейсмическому удару — землетрясению — обычно предшествуют землетрясения, или *форшоки*, свидетельствующие о критическом нарастании напряжений в горных породах. После главного сейсмического удара обычно наблюдаются еще сейсмические толчки, но более слабые, чем главный удар. Их называют *афтершоками*, которые свидетельствуют о процессе разрядки напряжений при образовании новых разрывов в толще пород.

По глубине гипоцентров (фокусов) землетрясения подразделяют на три группы: 1) мелкофокусные — 0—60 км; 2) среднефокусные —

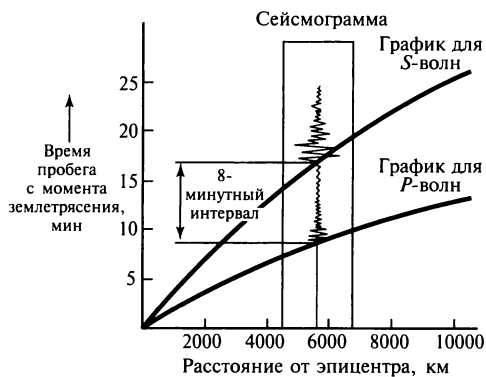


Рис. 20.2. Время пробега сейсмических волн от эпицентра землетрясения, используемое для определения расстояния от эпицентра до точки регистрации землетрясения

60 — 150 км; 3) глубокофокусные — 150 — 700 км. Но чаще всего эпицентры землетрясений сосредоточены в верхней части земной коры на глубинах 10 — 30 км, где кора характеризуется наибольшей жесткостью и хрупкостью.

Быстрые, хотя и неравномерные смещения масс горных пород вдоль плоскости разрыва вызывают деформационные волны — упругие колебания в толще пород, которые, распространяясь во все стороны и достигая поверхности Земли, производят на ней основную разрушающую работу. Существуют объемные и поверхностные сейсмические волны. К первым относятся продольные — P (более скоростные) и поперечные — S (менее скоростные) волны. Ко вторым — волны Лява — L и Рэлея — R . Волны P представляют собой чередование сжатия и растяжения и способны проходить через твердые, жидкие и газообразные вещества, в то время как волны S при своем распространении сдвигают частицы вещества под прямым углом к направлению своего пути.

Скорость продольных волн

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}},$$

где μ — модуль сдвига; ρ — плотность среды, в которой распространяется волна; λ — коэффициент, связанный с модулем всестороннего сжатия K соотношением

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu.$$

Скорость поперечных волн

$$v_s = \sqrt{\mu/\rho},$$

так как модуль сдвига μ в жидкости и газе равен нулю, то поперечные волны не проходят через жидкости и газы.

Поверхностные волны подобны водной ряби на озере. Волны Лява заставляют колебаться частицы пород в горизонтальной плоскости параллельно земной поверхности под прямым углом к направлению своего распространения. А волны Рэлея, скорость которых меньше, чем волн Лява, возникают на границе раздела двух сред и, воздействуя на частицы, заставляют их двигаться по вертикали и горизонтали в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению распространения волн.

Поверхностные волны распространяются медленнее, чем объемные, и довольно быстро затухают как на поверхности, так и с глубиной. Волны P , достигая поверхности Земли, могут передаваться в атмосферу в виде звуковых волн на частотах более 15 Гц. Этим объясняется «страшный гул», иногда слышимый людьми во время землетрясений. Последствия землетрясений в разных регионах мира, про-

шедших в последние годы, показаны на рис. 20.3, 20.4, а их географическое распространение — на рис. 20.5.

Сейсмические волны, вызываемые землетрясениями, можно зарегистрировать, используя так называемые сейсмографы — приборы, в основе которых лежат маятники, сохраняющие свое положение при колебаниях подставки, на которой они расположены. Первые сейсмографы появились сто лет назад. На рис. 20.6 изоб-

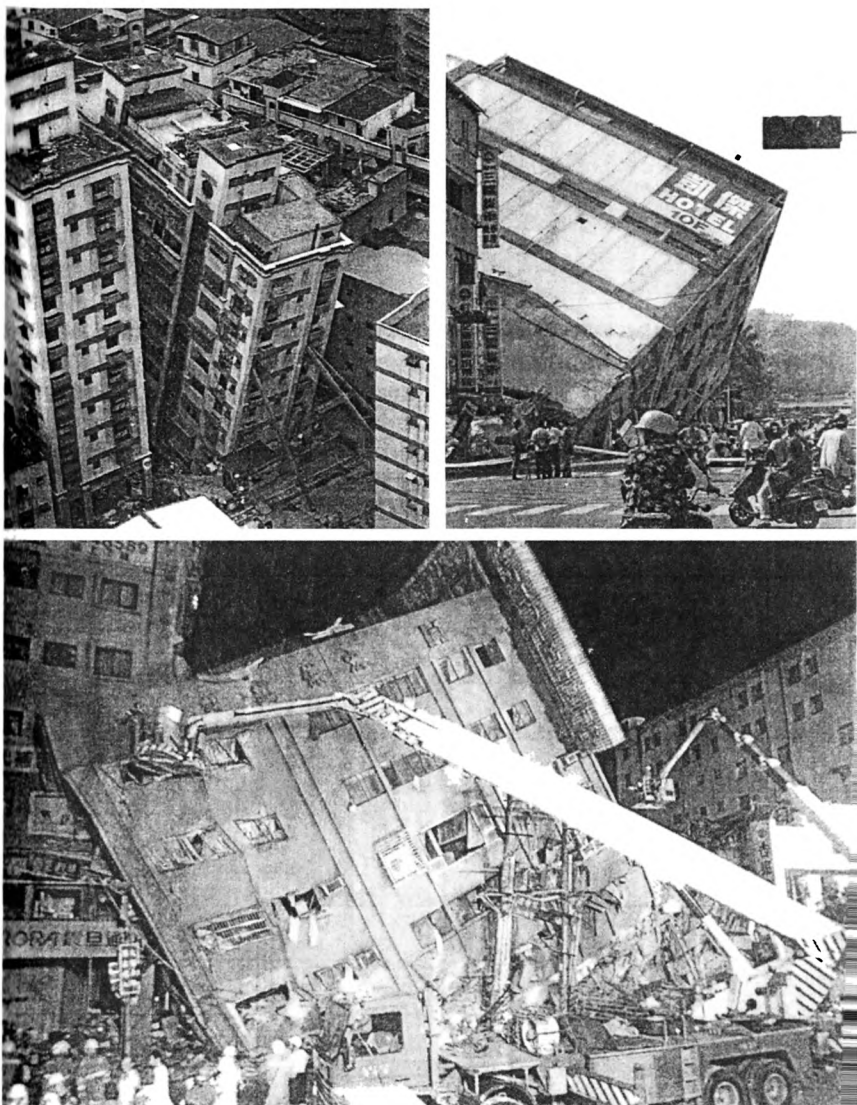


Рис. 20.3. Землетрясение в сентябре 2000 г. на Тайване

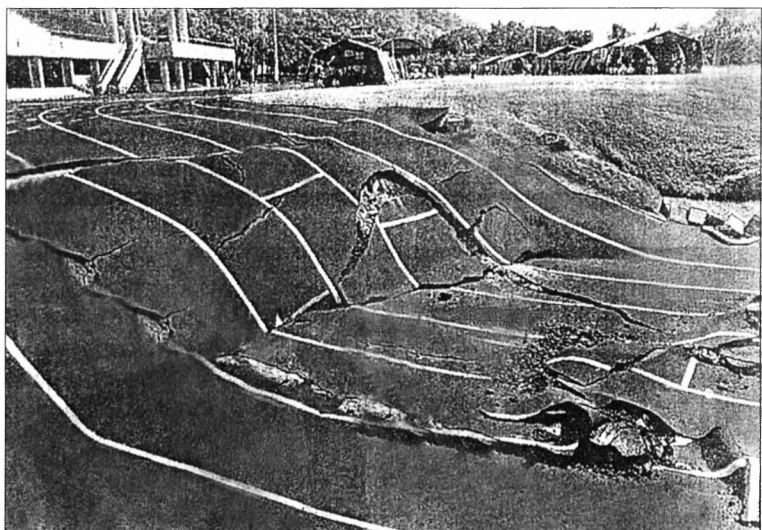


Рис. 20.4. Сейсмодислокации, возникшие во время землетрясения на Тайване

ражены принципиальные схемы вертикальных и горизонтальных сейсмографов, а также примеры сейсмограмм (рис. 20.7) — записей сейсмических колебаний, на которых хорошо наблюдаются первые вступления волн V , S и L . Отмечая время первого вступления волн, т.е. появления волны на сейсмограмме, и зная скорости

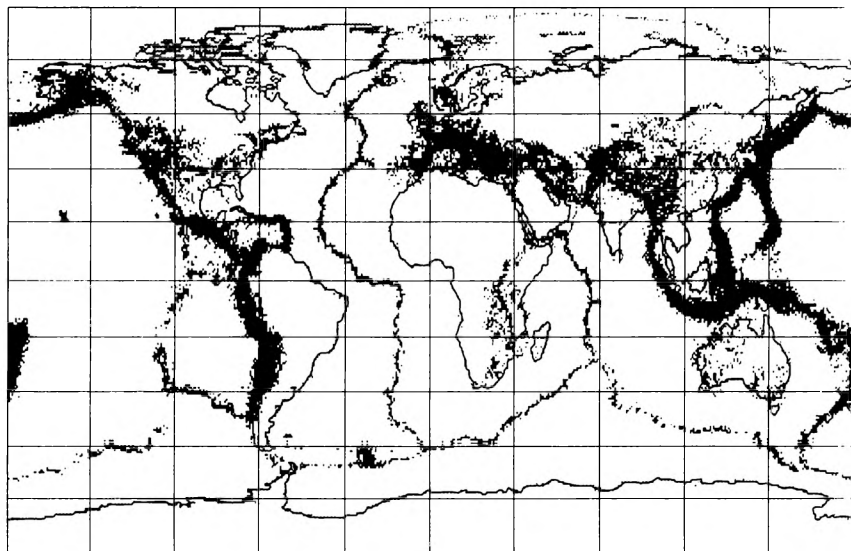


Рис. 20.5. Распределение эпицентров землетрясений на земном шаре

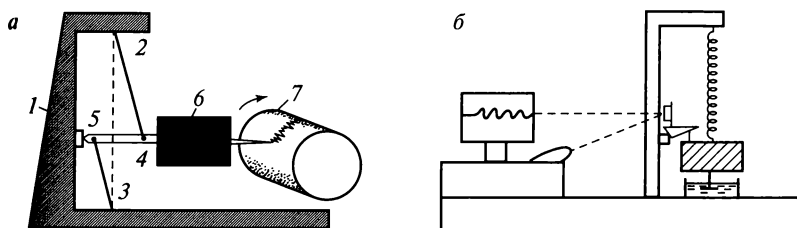


Рис. 20.6. Сейсмографы:

а — схема горизонтального сейсмографа с механической записью сейсмограммы острием по закоптелому барабану регистратора: 1 — станина прибора; 2, 3 — точки крепления стальных нитей к станине; 4, 5 — то же, к стержню груза сейсмографа; **б** — груз сейсмографа; 7 — закоптелый барабан; **б** — действие вертикального сейсмографа (на горизонтальные толчки прибор реагирует очень слабо)

их распространения, определяют расстояние до эпицентра землетрясения (рис. 20.8). В наши дни на земном шаре установлены многие сотни сейсмографов, которые немедленно регистрируют любое, даже очень слабое землетрясение и его координаты. Начиная с первых сейсмических станций, оснащенных высокочувствительными сейсмографами, созданными акад. Б. Б. Голицыным в начале XX в., сеть таких станций в России непрерывно расширялась, хотя станции располагались неравномерно, учитывая различную сейсмичность регионов. Сейчас этих станций в России более 140,

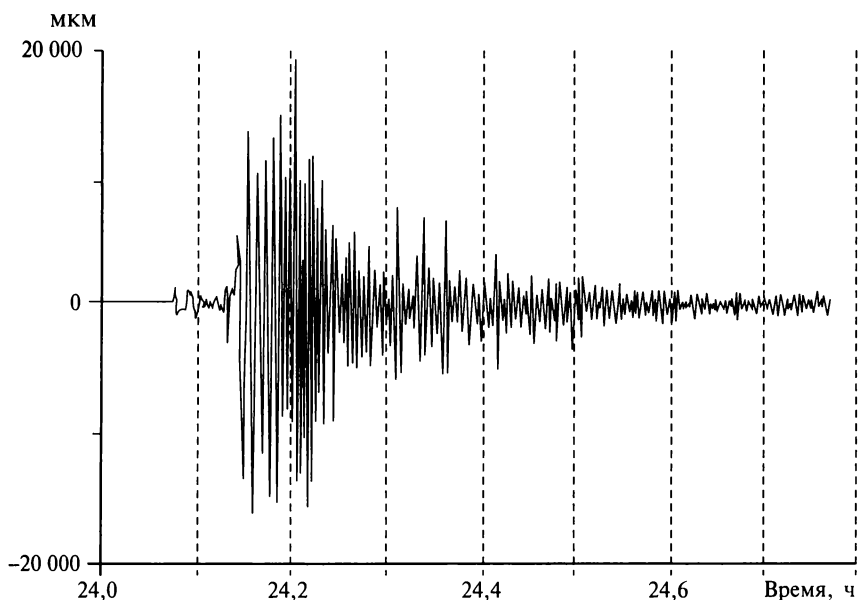


Рис. 20.7. Сейсмограмма землетрясения в Турции (Измит) в августе 1999 г.

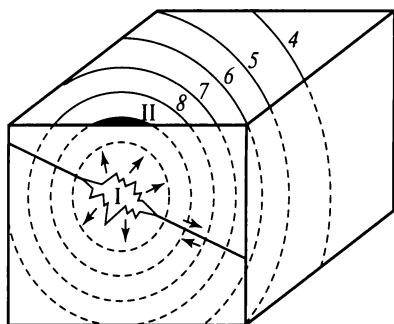


Рис. 20.8. Очаг землетрясения и распространение сотрясений в объеме породы:

I — область очага, или гипоцентр; II — проекция гипоцентра на поверхность Земли — эпицентр. Линии изосейст на поверхности — линии равных сотрясений в баллах



Рис. 20.9. Сейсмофокальная зона в районе Японских островов

что в 25 раз меньше, чем в Германии, причем только 15 % этих станций оснащено современными цифровыми сейсмографами. Существуют также девять центров сбора и обработки данных, работающих в режимах текущей и срочной обработки. Сведения о текущей сейсмической обстановке регулярно публикуются в сейсмологических бюллетенях и каталогах. Сейчас происходит развитие и переоснащение сейсмических сетей России современной аппаратурой. Определение глубины очага землетрясения (рис. 20.9) представляет собой более сложную задачу, а существующие методы не отличаются точностью.

20.2. Интенсивность землетрясений

Интенсивность, или сила, землетрясений характеризуется как в баллах (мера разрушений), так и понятием *магнитуда* (высвобожденная энергия). В России используется 12-балльная шкала интенсивности землетрясений MSK-64, составленная С. В. Медведевым, В. Шпонхойером и В. Карником (см. аббревиатуру MSK). Согласно этой шкале, принята следующая градация интенсивности или силы землетрясений (табл. 20.2).

Степень сотрясения на поверхности Земли, как и площадь, охваченная им, зависит от многих причин, в том числе от характера очага, глубины его залегания, типов горных пород, рыхлых отложений или скальных выступов, обводненности и др.

Для количественной оценки полной энергии сейсмических волн, выделившейся при землетрясении, широко используют шкалу маг-

Интенсивность землетрясений

Интенсивность землетрясения, баллы	Степень воздействия
1—3	Слабые
4—5	Ощутимые
6—7	Сильные (разрушаются ветхие постройки)
8	Разрушительные (частично разрушаются прочные здания и др.)
9	Опустошительные (разрушается большинство зданий)
10	Уничтожающие (разрушаются почти все здания, мосты, возникают обвалы и оползни)
11	Катастрофические (разрушаются все постройки, происходит изменение ландшафта)
12	Губительные (полное разрушение, изменение рельефа местности на обширной площади)

нитуд (M) по Ч. Ф. Рихтеру, проф. Калифорнийского технологического института:

$$M = \lg(A/T) + B \lg \Delta + \epsilon,$$

где A и T — амплитуда и период колебаний в волне; Δ — расстояние от станции наблюдения до эпицентра землетрясения; B и ϵ — константы, зависящие от условий расположения станции наблюдения.

Эта магнитуда вычислена по поверхностным волнам, хотя используются магнитуды по продольным и поперечным волнам.

Магнитуда 0 означает землетрясение с максимальной амплитудой смещения в 1 мкм на эпицентральной расстоянии в 100 км. При магнитуде 5 отмечаются небольшие разрушения зданий, а магнитуда 7 означает опустошительное землетрясение. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9—9,0. Соотношение магнитуды землетрясений и выделившейся энергии показано на рис. 20.10. Следует подчеркнуть, что глубокофокусные землетрясения обычно не порождают поверхностных сейсмических волн, поэтому существуют и другие магнитудные шкалы, например телсейсмическая для удаленных (более 2000 км от эпицентра) землетрясений или унифицированная магнитуда Б. Гутенберга, определяемая по амплитуде продольных объемных волн. Существует много модификаций шкал, позволяющих оценивать энергию всех землетрясений, происходящих на земном шаре, в том числе всех ядерных подземных и промышленных взрывов. В частности, оценка *сейсмического момента*

$$M_0 = \mu S <d>,$$

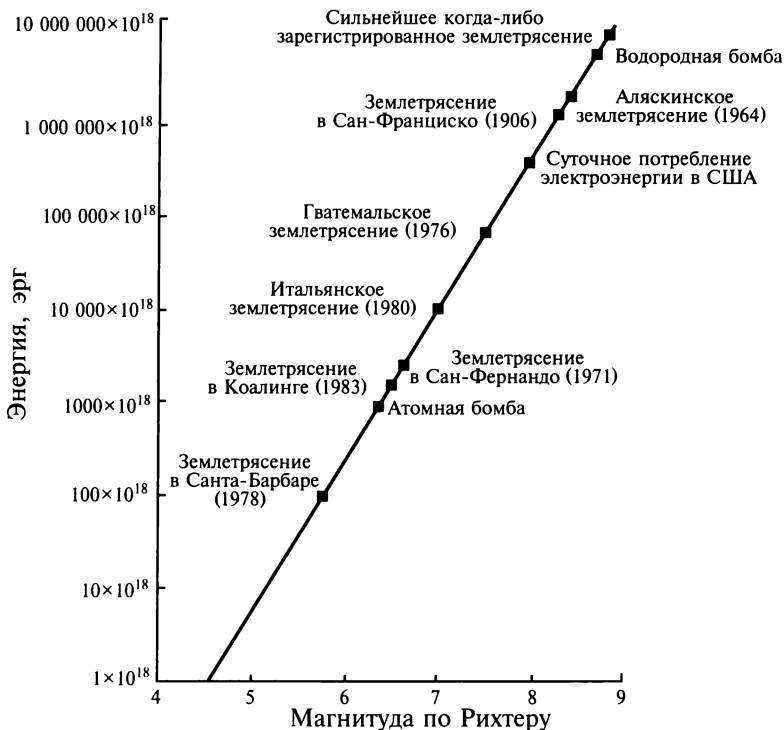


Рис. 20.10. Соотношение магнитуды землетрясений и выделившейся энергии

где μ — сдвиговая прочность пород в зоне разлома; S — площадь поверхности разлома; $\langle d \rangle$ — среднее смещение по разлому, позволяющее довольно объективно оценить величину землетрясения.

Магнитуда, вычисленная по сейсмическому моменту:

$$M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 10,7.$$

Наибольший из известных сейсмический момент был установлен для землетрясения в Чили в 1960 г.

Существует определенная зависимость между магнитудой M и силой землетрясения, выраженной в баллах:

$$J_0 = 1,7M - 2,2; \quad M = 0,6J_0 + 1,2.$$

Связь между магнитудой M , интенсивностью землетрясений J_0 и глубиной очага H выражается формулой

$$J_0 = aM - b \lg H + c,$$

где a , b и c — коэффициенты, определяемые эмпирически для каждого конкретного района, где произошло землетрясение.

Энергия, выделяемая при землетрясениях, достигает огромных величин и выражается формулой

$$E = \pi^2 \rho v (A/T),$$

где ρ — плотность верхних слоев Земли; v — скорость сейсмических волн; A — амплитуда смещения; T — период колебаний.

Рассчитывать энергию позволяют данные, считываемые с сейсмограмм.

Известный геофизик Б. Гутенберг, работавший, как и Ч. Ф. Рихтер, в Калифорнийском технологическом институте, предложил уравнение связи между энергией землетрясения и его магнитудой по шкале Рихтера:

$$\lg E = 9,9 + 1,9M - 0,024M^2.$$

Эта формула демонстрирует колоссальное возрастание энергии при увеличении магнитуды землетрясения. Так, увеличение магнитуды землетрясения на одну единицу вызывает возрастание энергии в 32 раза, в то время как амплитуда колебания земной поверхности увеличивается лишь в 10 раз.

Если взрыв стандартной атомной бомбы массой 100 тыс. т выделяет около $1000 \cdot 10^{18}$ эрг, то у всех сильных землетрясений она была намного больше, а сильнейшее из когда-либо зарегистрированных землетрясений выделило энергию, сравнимую с энергией взрыва водородной бомбы. Увеличение M на две единицы соответствует увеличению энергии в 1000 раз:

$$\lg E = aM + b,$$

где $a = 1,5$, $b = 11,8$ — коэффициенты.

Количество энергии, выделившееся в единице объема горной породы, например в 1 м^3 на 1 с, называют *удельной сейсмической мощностью*.

В российской сейсмологии используется также энергетический класс K для того, чтобы оценить величину землетрясения. K равняется десятичному логарифму сейсмической энергии, выраженной в эргах. Так, при $K = 15$ $E = 10^{22}$ эрг. Между величинами M и K существует связь $K = 1,8M + 4,6$, установленная для южных районов России, или для Дальнего Востока — $K = 1,5M + 4,6$.

Интенсивность землетрясения в эпицентре и в плейстосейстовой области тем выше, чем ближе к поверхности находится очаг. Однако с расстоянием от эпицентра в этом случае колебания быстро затухают. При землетрясениях на больших глубинах, например около 100 км в зоне Вранча в Румынских Карпатах, несмотря на $M = 5$, колебания ощущались даже в Москве в декабре 1978 г. При очень сильных землетрясениях ($M = 8$) сейсмоколебания охватывают огромную площадь радиусом около 1000 км. Площадь, охваченная разрушением, растет в зависимости от магнитуды. Так, при

$M = 5$ и глубине очага 40 км площадь разрушений составит 100 км^2 , а при $M = 8 - 20\,000 \text{ км}^2$.

Очаги землетрясений. Уже говорилось о том, что подавляющая часть землетрясений возникает в верхней относительно более хрупкой части земной коры на глубинах 7—30 км. Механизм этих землетрясений показывает, что все они образовались в результате смещения по разломам с почти обязательной сдвиговой компонентой. Так как очаг землетрясения расположен на глубине в земной коре, невозможно проводить прямые наблюдения и следить, например, за его активизацией. Поэтому любое описание очага землетрясения базируется на дистанционных наблюдениях, на использовании законов механики разрушения, моделирования и т. д. Теоретическими расчетами определяют возможные плоскости разрыва в очаге, его динамические параметры. Последние в первом приближении дают возможность понять, каков был *механизм разрушения*. Было ли это растяжение или сжатие, какова была сдвиговая компонента и ее ориентировка?

Размеры очагов землетрясений в целом увеличиваются с возрастанием магнитуды. Если очаг располагается неглубоко, то сейсмогенный разрыв может выйти на поверхность, как это случилось, например, во время Спитакского землетрясения. Очаг представляет собой не плоскость, а некоторый объемный блок литосферы, в пределах которого осуществляются подвижки по целому ряду отдельных разломов, сливающихся в один крупный сейсмогенный разрыв.

На севере о. Сахалин 27 мая 1995 г. произошло мощное землетрясение с $M = 7,7$. В эпицентр землетрясения попал поселок Нефтегорск, который был полностью разрушен. При этом погибло более 2000 жителей. По шкале MSK интенсивность землетрясения составила 9 баллов. Очаг землетрясения располагался вблизи поверхности и вышел на нее в виде системы разрывов общей протяженностью 40 км. Главный разрыв представляет собой правый взбросо-сдвиг с горизонтальным смещением до 8 м и вертикальным — до 2 м. Генеральный разрыв оперяется целым рядом более мелких, образуя сложную динамическую систему, прослеживающуюся до глубины 15 км. Этот главный сейсмический разрыв оказался унаследованным от геологически хорошо известного Верхнепильтунского правостороннего взбросо-сдвига, круто падающего к СЗ. Когда детально изучили приповерхностное строение этого разрыва, выявились горизонты палеопочв, нарушенные, по данным Е. А. Рогожина, сейсмогенными разрывами 1800, 1400 и 1000 лет тому назад, во время еще более сильных землетрясений, чем Нефтегорское.

Очаги землетрясений в Курило-Камчатской активной зоне с $M = 7,9 - 8,3$ имеют размеры уже в первые сотни километров, сейсмогенные подвижки в них превышают 10 м и в целом очаги охватывают большой объем литосферы в пределах верхней части погружающейся океанской плиты.

20.3. Механизм землетрясений

Следы землетрясений, происходивших в недавнем геологическом прошлом — в голоценовое время, т. е. за последние 10 тыс. лет, можно обнаружить в рельефе благодаря специальным методам, разработанным у нас в России. Сильные землетрясения всегда оставляют следы, «раны» на поверхности Земли. Когда детально изучили районы последних крупных землетрясений, произошедших в 1988 г. в Спитаке и в 1995 г. в Нефтегорске, то выявились следы прошлых, таких же сильных землетрясений в виде тектонических уступов, смещений горизонтов палеопочв, трещин, пересекающих различные современные элементы рельефа — долины, овраги, склоны гор и холмов, водоразделы. Такие сейсмогенные нарушения обычно накладываются на рельеф, совершенно не согласуясь с его элементами. В результате землетрясений возникают крупные оползни, осовы, оплывины, обвалы, прекрасно дешифрируемые на аэрофотоснимках, а крупные разломы и трещины — на космических снимках. Например, на горных склонах центральной части Большого Кавказа прекрасно видны неглубокие рвы, уступы, секущие эти склоны и располагающиеся, невзирая на особенности геологического строения местности. Их относительная свежесть свидетельствует, по-видимому, о недавних сильных землетрясениях.

Поэтому изучение палеосейсмодислокаций имеет большой практический смысл, так как их наличие однозначно свидетельствует об активной сейсмичности района в недалеком геологическом прошлом, и, следовательно, он может вновь подвергнуться сильному землетрясению.

20.4. Географическое распространение землетрясений и их геологическая позиция

Распространение на земном шаре землетрясений носит крайне неравномерный характер. Одни места характеризуются высокой сейсмичностью, а другие — практически асейсмичны. Зоны концентрации эпицентров представляют собой протяженные пояса вокруг Тихого океана и в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, простирающегося в широтном направлении от Гибралтара, через Альпы, Динариды, Кавказ, Иранское нагорье в Гималаи. Гораздо более узкие и слабо выраженные пояса сейсмичности совпадают с осевыми зонами срединно-океанских хребтов. Короткие зоны сейсмичности известны и в пределах Восточной Африки, и в южной части Северо-Американской платформы. Все остальные древние платформы и абиссальные котловины океанов — асейсмичны.

Географическое закономерное распространение землетрясений хорошо объясняется геологически в рамках современной *теории тектоники литосферных плит*. Наибольшее количество землетрясе-

ний связано с *конвергентными* и *дивергентными* границами литосферных плит и поясами их коллизии. Высокосейсмичный пояс вокруг Тихого океана связан с погружением, субдукцией холодных и тяжелых океанских плит под более легкие континентальные. Места перегиба океанических плит маркируются глубоководными желобами, за которыми располагаются островные дуги типа Алеутской, Курильской, Японской и другими с активным современным вулканизмом и окраинные моря или только вулканические пояса, как, например, в Южной и Центральной Америке. Возникновение сколов в верхней части погружающейся плиты свидетельствует о напряжениях, действующих в направлении пододвигания. Об этом свидетельствуют многочисленные фокальные землетрясения. По мере углубления океанической плиты, там, где она пересекает маловязкую астеносферу, гипоцентров становится меньше и они располагаются внутри плиты. Таким образом, погружающаяся плита, испытывая сопротивление, подвергается воздействию напряжений, разрядка которых приводит к образованию землетрясений, многочисленные гипоцентры которых сливаются в единую наклонную зону, достигающую в редких случаях глубин 700 км, т. е. границы верхней и нижней мантии. Впервые эту зону в 1935 г. описал японский сейсмолог Кию Вадати, а американский геофизик Хьюго Беншофф из Калифорнийского технологического института, создавший сводку по этим зонам в 1955 г., вошел в историю, так как с тех пор наклонные, уходящие под континенты самые мощные в мире скопления очагов землетрясений называют «зонами Беншофа».

Глубина зон Беншофа сильно отличается в разных местах. Под островами Тонга она заканчивается на глубинах почти в 700 км, в то время как под Западной Мексикой ее глубина не превышает 140 км. Внутреннее строение зон Беншофа достаточно сложное. Следует подчеркнуть, что, например, под Японской островной дугой прослеживается как бы двойная сейсмофокальная зона, включающая участок слабой сейсмичности. Под западной окраиной Южной Америки зона Беншофа имеет извилистые очертания в разрезе, то выполаживаясь, то погружаясь более круто.

В последнее время сейсмическая активность на восточной окраине северной Евразии, т. е. в пределах Камчатки, Курильской и Японской островных дуг, значительно возросла. В 1991 — 1993 гг. было 5 — 6 сильных землетрясений с $M = 6,5$, в 1994 — 14, в 1995 — 20, в 1996 — 12, причем многие землетрясения были очень сильными. Все они связаны с процессами неравномерной субдукции океанической плиты.

В субширотном коллизионном поясе, простирающемся от Гибралтара до Гималаев и далее, распределение гипоцентров носит неравномерный и сложный характер, подчиняясь молодому, неоген-четвертичному структурному рисунку Альпийского складчатого пояса и прилегающих территорий. Гипоцентры землетрясений в основном верхнекоровые, мелкофокусные, а более глубокие (более 100

км) встречаются лишь спорадически. Отдельные наклонные сейсмофокальные зоны, скорее «лучи», с глубинами гипоцентров до 150 км известны на юге Апеннинского полуострова, в районе зоны Вранча в Румынских Карпатах. Плохо выраженные сейсмофокальные зоны небольшой протяженности располагаются в горах Загрос, к северу от Месопотамского залива, наклоненные к северу; в районе хребтов Западный Гиндукуш и в Гималаях. На Памире наблюдаются почти вертикальные сейсмофокальные «гвозди», уходящие на глубину 40—50 км.

В целом же сейсмичность коллизионного пояса хорошо отражает обстановку общего субмеридионального сжатия, в поле которого попадает мозаика из разнородных структурных элементов — складчатых систем и жестких, более хрупких микроконтинентов. Например, в Кавказском пересечении этого пояса на распределение мелкофокусных землетрясений большое влияние оказывает перемещение к северу древней Аравийской плиты. Этот жесткий клин, вдавливаясь в складчатые системы Альпийского пояса, вызывает образование сдвиговых зон, контролирующих сейсмичность и отжимание масс к западу. Именно в результате этого процесса сформировался Северо-Анатолийский правый сдвиг, с которым связаны неоднократные разрушительные землетрясения, в том числе последнее в районе г. Измит в Западной Турции, повлекшее за собой многочисленные жертвы. Аравийский клин медленно, но постоянно, со скоростью 2,5 см/год давит на Альпийский пояс, и он как бы «потрескивает», реагируя на возрастающие напряжения их разрядкой в виде землетрясений.

Очень протяженный узкий сейсмический пояс слабых и крайне мелкофокусных, до 10 км глубиной, землетрясений совпадает с осевой рифтовой зоной срединно-океанических хребтов общей протяженностью более 60 тыс. км. Частые, но слабые землетрясения происходят в обстановке непрерывного растяжения, что характерно для дивергентных границ литосферных плит, так как в зоне рифтов океанических хребтов происходит спрединг и наращивание океанической коры.

Такие же условия тектонического растяжения характеризуют и континентальные рифты в Восточной Африке, в Европе — Рейнский грабен, в Азии — Байкальский рифт, Восточно-Китайские рифты. Следует отметить, что некоторое количество катастрофических землетрясений произошло, казалось бы, совсем в неподходящих для землетрясений местах. Например, Агадирское (Марокко), 1960 г.; Лиссабонское (Португалия), 1975 г.; Йеменское (юг Аравийского п-ва), 1982 г. и ряд других. Эти землетрясения связаны с активизацией разломных зон.

Наведенная сейсмичность. Техногенное воздействие человека на геологическую среду достигло такой силы, что стали возможными землетрясения, спровоцированные инженерной деятельностью че-

ловека. Понятие «наведенная сейсмичность» включает в себя как возбужденные, так и инициированные сейсмические явления.

Под *возбужденной сейсмичностью* понимают определенное воздействие на ограниченные участки земной коры, которое способно вызывать землетрясения. *Инициированная сейсмичность* подразумевает существование уже как бы «созревшего» сейсмического очага, воздействию на который играет роль «спускового курка», ускоряя событие.

Если землетрясения возникают в результате наведенной сейсмичности, то это означает, что верхняя часть земной коры находится в неустойчивом состоянии или, как говорят, в метастабильном, и доаточно некоторого воздействия на нее, чтобы вызвать разрядку накопившихся напряжений, т.е. землетрясение.

В качестве техногенных причин выступают такие, которые создают избыточную нагрузку или, наоборот, недостаток давления. В качестве первых особенно характерны крупные водохранилища. Первое такое землетрясение с $M = 6,1$ произошло в США в 1936 г. в районе плотины Гувер, где раньше землетрясения не были зафиксированы. В Калифорнии в 1975 г. произошло землетрясение силой около 7 баллов, после того как была построена высокая (235 м) плотина и создано большое водохранилище вблизи города Оровилл. В 1967 г. в районе плотины Койна в Индии через 4 года после создания водохранилища произошло разрушительное землетрясение с $M = 6,3$. В середине 60-х годов довольно сильное землетрясение ($M = 6,2$) имело место вблизи плотины Крамаста в Греции.

Чем больше водохранилище, тем выше вероятность возбужденного землетрясения. Отмечается, что в подобных землетрясениях наблюдается значительное число форшоков и афтершоков. Кроме массы воды как избыточного нагружения земной коры важную роль играет снижение прочностных свойств горных пород ввиду проникновения по трещинам воды.

Добыча нефти и газа, откачка воды из земных недр приводят к изменению пластового давления воды, что, в свою очередь, влияет на перераспределение напряжений, оживлению подвижек по разломам, возникновению новых трещин. Как правило, землетрясения, вызванные этими явлениями, невелики по своей силе. Однако очень сильные землетрясения с $M = 7,0$ и $7,3$ произошли в 1976 и 1984 гг. в Узбекистане, в районе гигантского месторождения газа в Газли. Раньше в этой местности прогнозировались лишь слабые сейсмогенные подвижки. После начала эксплуатации с 1962 до 1976 г. было откачано 300 млрд m^3 газа и пластовое давление стало неравномерно изменяться. Наблюдалась форшоковая активность. Главные толчки произошли в тех зонах, где изменение гидродинамических условий было сильнее всего.

Влияние добычи нефти на активизацию сейсмических событий имело место на севере Сахалина, в Западной Туркмении (Кумдагское землетрясение в 1983 г. с $M = 6,0$) и др.

Возбужденные землетрясения могут возникнуть также в результате закачки внутрь пластов каких-либо жидких промышленных отходов, как это произошло в районе г. Денвер в 1962 г. с $M > 5,0$, когда на глубине около 5 км резко возросло пластовое давление. Сейсмические воздействия оказывают и подземные ядерные взрывы, интенсивно проводившиеся в недавнем времени.

Естественные геологические процессы, такие, как земные приливы, изменение скорости вращения Земли, далекие землетрясения, солнечная активность, даже изменение атмосферного давления и фазы Луны, влияют на сейсмическую активность, особенно мелкофокусную. Интересны в этом отношении приливные деформации поверхности Земли, связанные с гравитационным взаимодействием Земли, Луны и Солнца. Интенсивность этого взаимодействия минимальна у полюсов и максимальна на экваторе. Волны, вызванные этим явлением, постоянно перемещаются по поверхности Земли с востока на запад.

Проблема наведенной сейсмичности в наши дни становится одной из важнейших и ей уделяется много внимания как в прикладной, так и в фундаментальной сейсмологии. Это особенно актуально в связи с быстро растущими городскими агломерациями, колоссальным отбором нефти, газа и воды из месторождений, строительством плотин и водохранилищ, что приводит к возрастанию сейсмического риска.

20.5. Прогноз землетрясений

Несмотря на все усилия различных исследователей, предсказать десятилетие, год, месяц, день, час и место, где произойдет землетрясение, пока невозможно. Сейсмический удар происходит внезапно и застигает врасплох. Созданные в нашей стране подразделения МЧС призваны не только оказывать помощь после катастрофы, но содействовать тому, чтобы ущерб от них был максимально снижен. Сейсмическое районирование (СР) территории России как раз и предназначено для этого. Когда мы говорим о прогнозировании землетрясений, следует различать прогнозирование сейсмичности как режима, т.е. *сейсморайонирование* и прогнозирование отдельных землетрясений по предвестникам, т.е. *собственно сейсмопрогнозирование*.

В настоящее время 20 % площади России подвержено землетрясениям силой до 7 баллов, что требует специальных антисейсмических мероприятий в строительстве. Более 15 % территории находится в зоне разрушительных землетрясений силой 8—10 баллов. Это Камчатка, Курильские острова и, по существу, весь Дальний Восток, Северный Кавказ и Байкальский регион.

Сейсмическое районирование — это составление разномасштабных специальных карт сейсмической опасности, на которых пока-

зывается возможность землетрясения определенной интенсивности в определенном районе в течение некоторого временного интервала. Карты обладают различным масштабом и разной нагрузкой.

Общее сейсмическое районирование (ОСР) составляется в масштабе от 1:5 000 000 до 1:2 500 000; детальное сейсмическое районирование (ДСР) — 1:500 000 — 1:100 000; сейсмическое микрорайонирование (СМР) — 1:50 000 и крупнее. ОСР является основным документом, а СМР используется для отдельных городов, населенных пунктов, крупных промышленных объектов. Карты ОСР используются в экономических целях, для строительства и землепользования. Первая карта ОСР, составленная в 1937 г. Г. П. Горшковым, все время совершенствовалась и последнее ее издание было в 1997 г. Балльность выделенных опасных в сейсмическом отношении зон непрерывно уточняется и в карту вносятся коррективы. Работа над картой ОСР России продолжается и в наши дни, так как необходимость долгосрочного прогноза и оценки сейсмического риска возрастает.

Прогнозирование землетрясений использует много факторов, в которые включаются различные модели подготовки землетрясения и разные предвестники: сейсмологические, геофизические, гидродинамические, геохимические.

Согласно *дилатантно-диффузионной модели*, процесс подготовки землетрясения разделяется на три стадии. Первая стадия характеризуется увеличением тектонического напряжения; вторая — возникновением микротрещин отрыва, так как напряжение практически равно пределу прочности пород. При этом происходит некоторое увеличение и упрочнение объема пород, называемое дилатансией. Если во время третьей стадии напряжения продолжают возрастать, то это приводит к макроразрушению объема пород, т. е. к землетрясению.

Модель *лавино-неустойчивого трещинообразования* была предложена в 1975 г. Она предполагает процесс взаимодействия полей напряжений трещин и локализации трещинообразования. Напряжения, действующие длительное время в горных породах, вызывают постепенное образование трещин. Когда достигается некоторая критическая плотность трещин, то начинается лавинообразный процесс их объединения, что сопровождается концентрацией трещин в одной узкой зоне, в которой и происходит макроразрыв, т. е. землетрясение. Существуют также модели неустойчивого скольжения, консолидации и др.

Предвестники землетрясений весьма разнообразны. Например, предвестники *электросопротивления*, когда за пару месяцев перед землетрясением наблюдается понижение электросопротивления глубоких слоев земной коры, что связано с изменением парового давления подземных вод. *Электротеллурические* предвестники свидетельствуют о том, что перед землетрясением начинается рост элект-

тротеллурических аномалий, что связывается с изменением **меняющегося поля напряжений**. *Гидродинамические* предвестники основываются на изменениях уровня вод в скважинах. Обычно за несколько лет до сильного землетрясения наблюдается падение уровня вод, а перед землетрясением — резкий подъем. *Геохимические* предвестники указывают на аномальное увеличение содержания радона перед землетрясениями.

Нередко, напоминая о трех-четырех удачных предсказаниях, **заявляют: прогноз возможен**. Подобный вывод совершенно **неправомерен**. Ибо подлинный прогноз — это вовсе не любые, сбывающиеся впоследствии предсказания, а лишь те, которые достаточно **надежно, устойчиво сбываются**, когда их делают по некоторым определенным правилам (алгоритмам). Естественно, что несколько удачных попаданий на фоне сотен ошибок типов «пропуска цели» или «ложная тревога» **никаких оснований для вывода о возможности прогноза не дают**.

В отношении прогноза **главное открытие последних лет: непредсказуемость землетрясений вызвана** вовсе не недостатком наблюдательных данных, как полагали еще недавно, а особенностями механизма разрушения, порождающими хаотичность сейсмического процесса.

20.6. Сейсмостойкое строительство и поведение грунтов при землетрясениях

Строительство в сейсмоопасных районах осуществляется с учетом специальных требований, направленных на повышение прочности зданий. Это и специальные фундаменты, и способы крепления стен зданий, и металлические «обручи», которыми, как бочку, **опоясывают здание, предотвращая тем самым развал панелей стен дома**; это и ограничение этажности и еще много других специальных **антисейсмических приемов, направленных на усиление конструкции в уязвимых местах**. Колебание сооружения зависит от многих факторов: формы и глубины заложения фундамента, жесткости конструкции, типа грунтов, резонансных частот и пиковых амплитуд предельно допустимого смещения. Дело в том, что возникновение резонансных колебаний **влияет на контакт фундамента с грунтом**. По мнению Е. А. Вознесенского, особую опасность представляют маятниковые колебания, резонансное усиление которых при расположении у центра тяжести сооружения далеко от его фундамента, например трубы, высотные здания, высокие мостовые опоры, телебашни и др. Раскачивание таких сооружений приводит к их разрушению. **Чрезвычайно важно знать некоторые важные характеристики грунтов, такие, как модуль сжатия, модуль сдвига, коэффициент затухания колебаний, вязкость грунтов, их слоистость, степень изотропности, влажность**. Рыхлые увлажненные грунты — гли-

ны, пески, суглинки — меняют свои механические свойства, когда через них проходят упругие сейсмические волны. Особенно опасно разжижение водонасыщенного грунта, когда при колебаниях исчезают контакты между зернами, слагающими грунт, и последние оказываются как бы «взвешенными» в воде, которая содержалась в порах. При этом прочность грунта резко снижается и сооружения либо разрушаются, либо наклоняются, перекашиваются или даже «тонут». Подобное катастрофическое разжижение грунтов наблюдалось во время землетрясений 27 марта 1964 г. у берегов Аляски около г. Анкоридж ($M = 8,4$) и 16 июня в Ниигате, Япония ($M = 7,5$).

Землетрясения приводят к активизации оползней и оползней-потоков в горных районах. Во время Хаитского землетрясения в Таджикистане в 1949 г. с $M = 8,0$ сорвавшиеся со склонов гор оползни-обвалы привели к гибели 25 тыс. чел.

Таким образом, избирательное усиление колебаний грунта определенных частот, потеря прочности грунтов и их разжижение, а также возникновение оползней — потоков и обвалов — вот что приводит к разрушению жилых зданий и промышленных сооружений во время землетрясений.

20.7. Цунами

Термин «цунами» в переводе с японского означает «большая волна в заливе». В нашей стране он стал известен после трагедии на Курильских островах, когда в 1952 г. в результате огромной волны высотой до 12 м был полностью разрушен г. Северо-Курильск на о. Парамушир.

В результате подводного землетрясения, происходящего в открытом океане, возникает зона локального возмущения уровня водной поверхности, как правило, над эпицентральной областью. Это возмущение обусловлено быстрым поднятием или опусканием морского дна, которое приводит к возникновению на поверхности океана длинных гравитационных волн, называемых волнами цунами. Длина волн цунами определяется площадью эпицентральной области и может достигать сотни километров и более. Если где-то в океане происходит мгновенное поднятие дна, то на поверхности воды возникает как бы водяная «шляпка гриба» высотой 5—8 м. Затем она распадается с образованием круговых волн, разбегающихся в разные стороны. Иногда в этой водяной «шляпке» наблюдаются всплески, небольшие фонтаны, брызги, появляются кавитационные пузырьки. Если какое-нибудь судно попадает в такую зону, то оно подвергается мощным ударам, вибрации и звуковому воздействию, причиной которой являются сейсмоакустические волны сжатия с амплитудой до 15 МПа.

Распространяясь во все стороны от эпицентральной области, волны проходят очень большие расстояния. Например, после сильного

землетрясения 4 октября 1994 г. вблизи о. Шикотан Курильской островной дуги с $M = 8,0$ по шкале Рихтера волны достигали побережья Южной Америки через 20—21 ч. Чаще всего скорость распространения волн цунами не превышает 200 км/ч, в то время как скорость сейсмических волн составляет несколько км/с, что позволяет дать прогноз возникновения цунами после землетрясения, которое регистрируется почти мгновенно, и оповестить население о приближающейся опасности. Скорость, с которой цунами подходит к берегу, равна

$$C = \sqrt{gH},$$

где $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; H — глубина океана. Например, если землетрясение происходит вблизи Курильской гряды и Восточной Камчатки, то время пробега волны составляет всего 10—60 мин, что очень мало для принятия срочных мер по эвакуации населения.

Когда цунами высотой 5—6 м подходит к отмелому берегу, высота волны начинает возрастать до нескольких десятков метров в силу различных причин. Явление увеличения высоты волны на пологом берегу хорошо известно, особенно любителям поплавать на доске перед гребнем волны. «Выросшая» в высоту волна всей мощью обрушивается на пологий берег, сметая все на своем пути, и проникает в глубь побережий иногда на десятки километров.

Цунами чаще всего наблюдаются в Тихом океане, где за последние 10 лет их произошло более 70. Так, 02.09.1992 г. волны высотой 10 м на побережье Никарагуа привели к гибели около 170 чел.; 12.12.1992 г. в Индонезии цунами высотой до 26 м погубили более 1000 чел.; 17.08.1998 г. волны высотой до 15 м обрушились на Папуа-Новую Гвинею, во время которого более 2000 чел. оказались смытыми волной в лагуну.

На Тихоокеанском побережье России цунами за последние 300 лет наблюдались 70 раз, причем самое разрушительное цунами произошло 04.11.1952 г., когда волной около 12 м был сильно разрушен г. Северо-Курильск на о. Парамушир. Остальные цунами, хотя и вызывали сильные разрушения, но человеческих жертв не было.

Цунами возникают не только в результате землетрясений. Известен случай на Аляске 09.07.1958 г., когда в бухту Литуя со склонов горы Фейрузер сошел огромный оползень в 80 млн м^3 , вызвавший волну в 524 м высотой, что почти равно высоте Останкинской телевизионной башне в Москве! Такая высота установлена по заплеску волн на склонах гор.

К появлению цунами приводят и взрывы вулканических островов. Например, цунами, возникшее при гигантском взрыве вулкана Кракатау в Зондском проливе 26 августа 1883 г., привело к гибели 36 тыс. чел., а волны достигли Африки и обогнули ее, так как в Англии был зарегистрирован подъем воды на 15 см. Под воздействием цу-

нами, по-видимому, погибла Минойская цивилизация на о. Крит в Эгейском море, когда в XV в. до н. э. произошло мощное взрывное извержение вулкана Санторин.

В очаге цунами нередко происходит быстрый подъем к поверхности холодных глубинных вод, при этом температура поверхностной воды в диаметре до 500 км понижается на 5—6 °С, и подобная аномалия держится более суток. Такие аномалии уже много раз зафиксированы со спутников в океанах вблизи Тихоокеанского побережья Америки, в Охотском море и других местах.

Существует специальная служба оповещения о приближающемся цунами. Однако ее эффективность не очень высока, так как не каждое землетрясение в океане вызывает цунами. Поэтому большой процент ложных тревог. На побережье Японии вдоль дорог установлены плакаты, на которых написано: «Путник, помни о землетрясении; услышав землетрясение, помни о цунами; увидев цунами, беги в гору». И это, нередко, единственная возможность спастись от разрушающей волны.

Сейсмические колебания океанского дна вызывают такое явление, как *моретрясение*, при котором море мгновенно «вскипает», образуются стоячие волны высотой до 5—6 м, водяные бугры, остающиеся на одном месте. Все это напоминает кипящее масло на сковородке. Часто моретрясение сопровождается сильным гулом. Это явление зафиксировано экипажами кораблей, подвергавшихся жуткой тряске, ударам по корпусу и вибрации, вызывавших даже разрушения на палубах. Моретрясения возникают при особом типе колебания океанического дна, когда образуются высокоэнергетические акустические волны. Если колебания дна происходят со скоростью 1 м/с, то на фронте волны сжатия скачок давления достигает 15 атм. Именно такая волна воспринимается судном как удар.

Превышение прочности горных пород и их разрыв вызывают формирование очага землетрясения и сейсмические волны разного типа, приводящие к разрушению на земной поверхности. Любое землетрясение характеризуется гипоцентром, эпицентром, интенсивностью, магнитудой и энергией. Существуют различные модели очаговых зон. Землетрясения приурочены к областям современной высокой тектонической активности и связаны с конвергентными и дивергентными границами литосферных плит. Сейсмическое районирование — основной метод предсказания землетрясения.

Контрольные вопросы

1. Что представляет собой землетрясение?
2. Что такое очаг землетрясения?
3. Какие существуют основные параметры землетрясения?
4. Каков механизм возникновения землетрясения?
5. Где и в каких структурах и зонах в наши дни происходят землетрясения?

6. Какие существуют типы сейсмических дислокаций?
7. Как образуются цунами?
8. Возможен ли прогноз землетрясений и цунами?
9. Как осуществляется сейсмическое районирование?

Литература

- Балт Т. В глубинах Земли: о чем рассказывают землетрясения. М., 1984.
Гир Дж., Шах Х. Зыбкая твердь. Что такое землетрясение и как к нему подготовиться. М., 1988.
Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М., 1979.
Моги К. Предсказание землетрясений. М., 1988.
Левин Б. В. Цунами и моретрясение в океане // Природа. 1996. № 5.
Никонов А. А. Землетрясения. Прошлое, современность, прогноз. М., 1984.
Природные опасности России. Сейсмические опасности / Под ред. В. И. Осипова, С. К. Шойгу. М., 2001.
Соболев Г. А. Основы прогноза землетрясений. М., 1993.

Глава 21

МАГМАТИЗМ

Магматические горные породы, образовавшиеся из расплава — *магмы*, играют огромную роль в строении земной коры. Эти породы сформировались разными путями. Большая их часть застывала на разной глубине, не доходя до поверхности, и оказывала сильное воздействие на вмещающие породы высокой температурой, горячими растворами и газами. Так образовались *интрузивные* (от лат. «интрузио» — проникать, внедрять) *тела*. Если магматические расплавы вырывались на поверхность, то происходили извержения вулканов, носившие в зависимости от состава магмы спокойный либо катастрофический характер. Такой тип магматизма называют *эффузивным* (от лат. «эффузио» — излияние), что не совсем точно. Нередко извержения вулканов носят взрывной характер, при котором магма не изливается, а взрывается, и на земную поверхность выпадают тонкодробленные кристаллы и застывшие капельки и осколки стекла — быстро охлажденного расплава. Подобные извержения называют *эксплозивными* (от лат. «эксплозио» — взрывать). Поэтому, говоря о магматизме (от греч. «магма» — пластичная, тестообразная, вязкая масса), следует различать *интрузивные процессы*, связанные с образованием и движением магмы ниже поверхности Земли, и *вулканические процессы*, обусловленные выходом магмы на земную поверхность. Оба эти процесса неразрывно связаны между собой, а проявление того или другого из них зависит от глубины и способа образования магмы, ее температуры, количества растворенных газов, геологического строения района, характера и скорости движения земной коры и т. д.

Как интрузивные, так и вулканические горные породы содержат крупные залежи полезных ископаемых и, кроме того, они являются надежными индикаторами тектонических и геодинамических условий геологического прошлого, что позволяет проводить их реконструкцию.

21.1. Понятие о магме

Магма — это вещество, которое образуется при определенных значениях давления и температуры и представляет собой флюидно-силикатный расплав, т.е. содержит в своем составе соединения с кремнеземом (SiO_2) и летучие вещества, присутствующие в виде газа (пузырьков) либо растворенные в расплаве. При затвердевании магматический расплав теряет летучие компоненты, поэтому горные породы содержат газов меньше, нежели магма. Силикатные магматические расплавы состоят из кремнекислородных тетраэдров, которые полимеризованы в разной степени. Если степень полимеризации низка, то тетраэдры, как правило, изолированы; если высока, то они сливаются в цепочки, кольца и т.д.

Любой магматический расплав — это трехкомпонентная система, состоящая из жидкости, газа и твердых кристаллов, которая стремится к равновесному состоянию. В зависимости от изменения температуры, давления, состава газов меняются расплав и образовавшиеся в нем ранее кристаллы минералов — одни растворяются, другие возникают вновь, и весь объем магмы непрерывно эволюционирует. Подобный процесс называют *магматической дифференциацией*. На нее оказывает влияние также и взаимодействие с вмещающими породами и потоками глубинных флюидов.

Процесс кристаллизационной дифференциации хорошо изучен, причем не только теоретически, но и экспериментально. Кристаллы, образующиеся в магме, обычно отличаются от нее по составу и плотности, что вызывает осаждение или всплывание кристаллов. При этом состав оставшегося расплава будет изменяться. В основных силикатных базальтовых магмах сформировавшиеся раньше всех кристаллы оливина и пироксена, как обладающие большей плотностью, могут скапливаться в нижних горизонтах магматической камеры, состав которой из однородного базальтового становится расслоенным. Нижняя часть приобретает ультраосновной состав, более высокая — базальтовый, а самые верхние части, обогащаясь кремнеземом и щелочными металлами, приобретают кремнекислый состав, вплоть до гранитного. Так образуются расслоенные интрузивные тела. Кристаллизационная и гравитационная дифференциация является одним из важнейших процессов эволюции магматических расплавов.

Не меньшую роль играет и взаимодействие магмы с флюидами. Как уже говорилось, магма — это флюидно-силикатный расплав, состоящий из главных нелетучих петрогенных оксидов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 ,

Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , по объему составляющих 90 — 97 %. Летучие компоненты в магме представлены CO_2 , H_2 , H_2O , HF и др. Оксид углерода, водород, вода легко (раньше всех) отделяются от расплава, способствуя образованию «сухих» магм. Фтор и другие летучие компоненты накапливаются в расплаве, так как они трудно отделимы от него. «Сухие» расплавы, например известные всем доменные алюмосиликатные шлаки, кристаллизуются при высокой температуре — около 1500 — 1600 °С. В то же время природные базальтовые расплавы имеют температуру кристаллизации 1200 — 1300 °С, а более кремнекислые и еще ниже.

Самый главный фактор, вызывающий понижение температуры кристаллизации, — это *флюидное давление*. Чем оно выше, тем температура кристаллизации ниже. Особенно велико влияние воды на структурные и химические свойства силикатных расплавов. Увеличение давления H_2O и ее растворение понижает вязкость расплавов и температуру их кристаллизации. Важное значение имеет продукт восстановления воды — водород H_2 и так называемое водно-водородное отношение $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2$, в зависимости от которого варьирует соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$, показывающее степень окисления — восстановления расплава. Повышенное содержание летучих (флюидов) компонентов способствует сохранению расплавов в жидком состоянии до более низких температур, чем у расплавов, не содержащих их.

Таким образом, флюидные компоненты, обладающие высокой растворимостью в расплавах, т. е. трудно отделяемые от него, понижают температуру кристаллизации расплава, а труднорастворимые компоненты, наоборот, повышают температуру кристаллизации. Если в магме содержится много летучих компонентов, которые могут легко от нее отделяться, то она приобретает способность взрываться, что проявляется в мощных эксплозивных извержениях вулканов. Отделение летучих компонентов от магмы происходит обычно в верхних горизонтах земной коры, где давление ниже. Обогащение одних участков расплава по сравнению с другими флюидными компонентами приводит к тому, что первые дольше сохраняют жидкое состояние, способствуя появлению полосчатых текстур и приводя к образованию несмешивающихся расплавов, т. е. к ликвации. Важно подчеркнуть, что потоки глубинных флюидов, проходя через расплав и взаимодействуя с ним, изменяют его состав за счет привноса одних и выноса других компонентов. Таким образом, флюидный режим, различная растворимость (магмофильность) флюидных компонентов в расплаве, повышение или понижение их давления оказывают решающее влияние на дифференциацию магматических расплавов, их вязкость и температуру кристаллизации.

Важным фактором эволюции и дифференциации магматических расплавов является их взаимодействие с вмещающими породами. Как правило, магма представляет собой наиболее легкоплавкий состав — *эвтектику*, поэтому и вынос компонентов из магматическо-

го расплава при взаимодействии с вмещающими породами происходит за счет компонентов, избыточных по отношению к эвтектике. В то же время магма усваивает такие компоненты окружающих пород, которые как раз и способствуют достижению ее эвтектического состава, т. е. самого легкоплавкого. Кислые и средние магмы, содержащие больше кремнезема по сравнению с основными и обладающие более сильными кислотными свойствами, энергично воздействуют на вмещающие породы. Поэтому у гранитных интрузивов такие обширные зоны измененных пород в окружающих толщах. При взаимодействии магмы с последними часто происходит их усвоение — *ассимиляция*, что приводит к возникновению новых пород, называемых *гибридными*.

Каким же образом магма превращается в горную породу? Кристаллизация магмы происходит не мгновенно, а постепенно, с одновременным падением температуры. Возможны несколько вариантов (рис. 21.1). В первом из них охлаждение происходит очень быстро, расплав переохлаждается и превращается в вулканическое стекло — обсидиан (точки $0 \rightarrow 1 \rightarrow 6$). Второй вариант связан с медленным охлаждением и кристаллизацией расплава. На диаграмме состояния линия, соединяющая точки, где в расплаве появляются первые кристаллы, называется *ликвидусом*, а линия, соединяющая точки, где полностью исчезает расплав, — *солидусом*. Между этими линиями находится поле сосуществования расплава и кристаллов. С падением температуры от точки 0 в точке 1 появляются первые кристаллы, состав которых отвечает точке 4 . При дальнейшем охлаждении эти кристаллы реагируют с оставшимся расплавом, состав которого движется от точки 1 к точке 2 , а состав кристаллов — от точ-

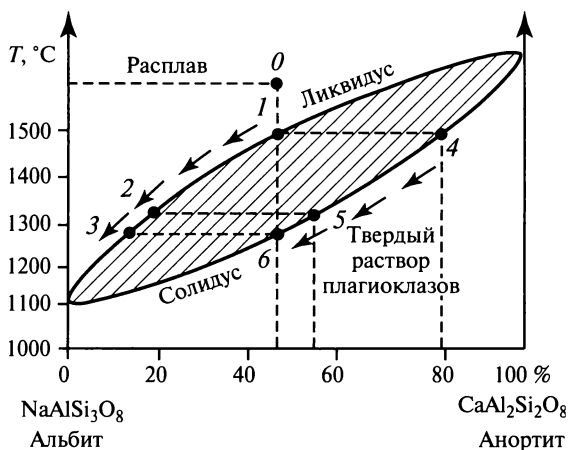


Рис. 21.1. Диаграмма плавкости для твердых растворов. Заштрихованное поле сосуществования кристаллов и растворов:
 $1 - 6$ — разные стадии кристаллизации расплава

ки 4 к точке 5. Если по каким-либо причинам, например в случае извержения, будет происходить быстрое охлаждение расплава, то возникнут породы с порфировой структурой, когда в стекловатой основной массе стекла, по составу отвечающей точке 2 или какой-нибудь другой, будут находиться вкрапленники плагиоклаза зонального строения. В ядре — кальциевый плагиоклаз точки 4, а во внешней зоне — натриево-кальциевый плагиоклаз точки 5.

В третьем варианте при очень медленном охлаждении расплав и кристаллы успевают полностью прореагировать между собой, поэтому состав расплава дойдет до точки 3 из точки 1, а состав кристаллов — до точки 6 от точки 4. Ранние кальциевые плагиоклазы при реакции с расплавом будут замещаться плагиоклазами с большим содержанием натрия. В конце процесса кристаллизации образуются полнокристаллические породы, сложенные незональным кальциево-натриевым плагиоклазом точки 6.

Из рассмотренного следует, что процессы превращения магмы, даже простого состава, в горные породы достаточно сложны и на них, кроме охлаждения, сильно влияют разные факторы, например колебания давления воды (p_{H_2O}).

Таким образом, магма — это флюидно-силикатный расплав, эволюционирующий сложным путем, зависящим от большого количества факторов (рис. 21.2), полный учет которых в настоящее время невозможен. Следует еще раз подчеркнуть важную роль флюидов в жизни магматических расплавов, концентрация, состав и магмофильность которых определяют пути их эволюции и дифференциации. Летучие компоненты препятствуют полимеризации, т.е. застыванию расплавов, понижая температуру ее кристаллизации. Наличие легко отделимых летучих компонентов приводит к вулканическим процессам, трудно отделимых — к интрузивным.

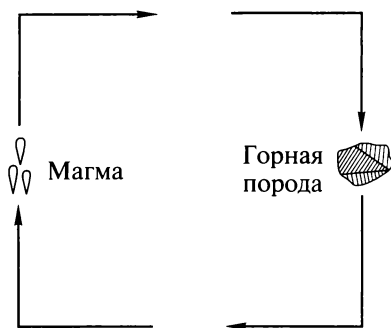


Рис. 21.2. Условия, способствующие плавлению горной породы, переходу ее в магму и охлаждению магмы с превращением ее в горную породу

21.2. Интрузивный магматизм

Первичные магмы, образуясь на разных глубинах, имеют тенденцию скапливаться в большие массы, которые продвигаются в верхние горизонты земной коры, где литостатическое давление меньше. При определенных геологических и в первую очередь тектонических условиях магма не достигает поверхности Земли и застывает

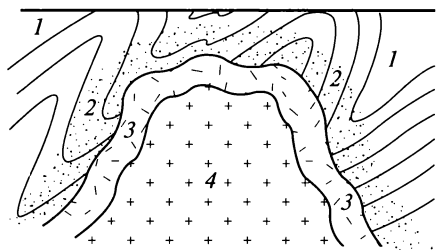


Рис. 21.3. Характер контактов в интрузивном массиве гранитов:

1 — вмещающие породы; 2 — зона экзоконтакта (изменение вмещающих пород); 3 — зона эндоконтакта (изменение гранитов); 4 — собственно интрузивный массив гранитов

(кристаллизуется) на различной глубине, образуя тела разной формы и размера — *интрузивы*. Любое интрузивное тело, будучи окруженное породами или *рамой*, взаимодействуя с ними, обладает двумя контактными зонами. Влияние высокотемпературной, богатой флюидами магмы на окружающие интрузивное тело породы приводит к их изменениям, выражающимся по-разному — от слабого уплотнения и дегидратации до полной перекристаллизации и замещения первичных пород. Такую зону шириной от нескольких сантиметров до десятков километров называют *зоной экзоконтакта*, т. е. *внешним контактом* (рис. 21.3). С другой стороны, сама внедряющаяся магма, особенно краевые части магматического тела, взаимодействуя с вмещающими породами и быстрее охлаждаясь, частично ассимилируют породы рамы, в результате чего изменяются состав магмы, ее структура и текстура. Такую зону измененных магматических пород в краевой части интрузива называют *зоной эндоконтакта*, т. е. *внутренней зоной*.

В зависимости от глубины формирования интрузивные массивы подразделяют на *приповерхностные*, или *субвулканические* (последнее слово означает, что магма почти подошла к поверхности, но все таки не вышла на нее, т. е. образовался «почти вулкан» или субвулкан) — от нескольких сотен метров до 1,0 — 1,5 км; *среднеглубинные*, или *гипабиссальные*, — до 1 — 3 км и *глубинные*, или *абиссальные*, — глубже 3 км. Подобное разделение не очень строгое, но в целом достаточно отчетливое. Глубинные породы, застывавшие медленно, обладают *полнокристаллической структурой*, а приповерхностные, в которых падение температуры было быстрым, — *порфировой*, очень похожей на структуру вулканических пород.

По отношению к вмещающим породам интрузивы подразделяют на *конкордантные*, или *согласные*, и *дискордантные* — *несогласные*.

Согласные интрузивы обладают разнообразной формой. Наиболее широко среди них распространены *силлы*, или *пластовые тела*, особенно в платформенных областях, где отложения залегают почти горизонтально. Базальтовые силлы широко развиты по краям обширной впадины — Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе (рис. 21.4), где они образуют многоэтажные системы плоских линзовидных интрузивных тел, соединенных тонкими подводящими каналами. Мощностъ силлов колеблется от нескольких десятков сантимет-

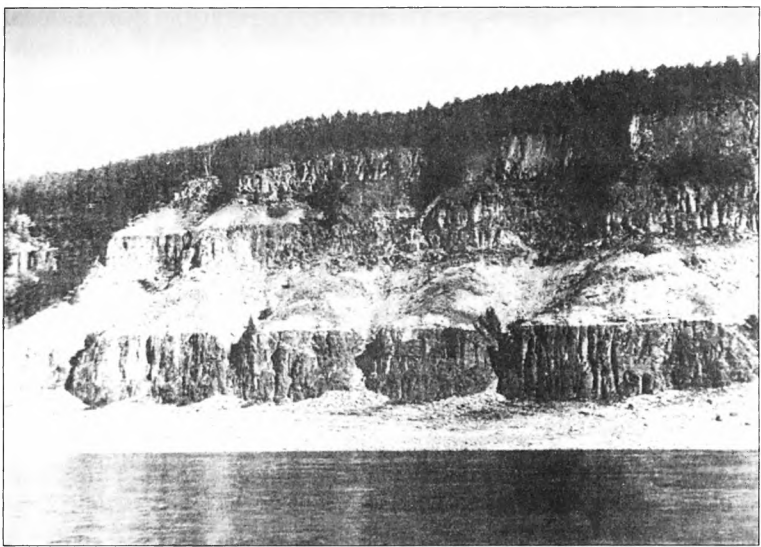


Рис. 21.4. Триасовые базальтовые силлы долеритов на р. Нижняя Тунгуска (Восточная Сибирь) (фото Н. В. Короновского)

ров до сотен метров. На Сибирской платформе они образуют так называемую *трапповую формацию* (от швед. «трап» — лестница). Так как силлы более прочные, чем вмещающие породы, они выделяются в рельефе в виде «ступеней гигантской лестницы». Силлы часто дифференцированы, и тогда в их подошве скапливаются более тяжелые минералы, образовавшиеся раньше более легких. Поэтому и состав пород силла на разных уровнях становится различным — более основным внизу и более кислым вверху. Для того чтобы магма внедрялась в слои, наподобие ножа в листы книги, необходимы условия тектонического растяжения, как это происходило в Тунгусской синеклизе по ее краям. За счет внедрения в слоистую толщу множества силлов увеличение ее мощности может достигать сотен метров и даже нескольких километров. При этом слои вмещающих пород не деформируются, а лишь перемещаются по вертикали, как бы «разбухая».

В результате внедрения магмы образуются различные формы интрузивных тел (рис. 21.5).

Лополит (от греч. «лопос» — чаша) — чашеобразный согласный интрузив, залегающий в синклинальных структурах и, так же как и силл, образующийся в условиях тектонического растяжения, когда магма легко заполняет ослабленные зоны, не деформируя сильно вмещающие слои. Размеры лополитов в диаметре могут достигать десятков километров, а мощность — многих сотен метров. Крупнейшие дифференцированные лополиты — Бушвельдский в Южной Африке площадью 144 000 км² и Сёдбери в Канаде. Чашеобраз-

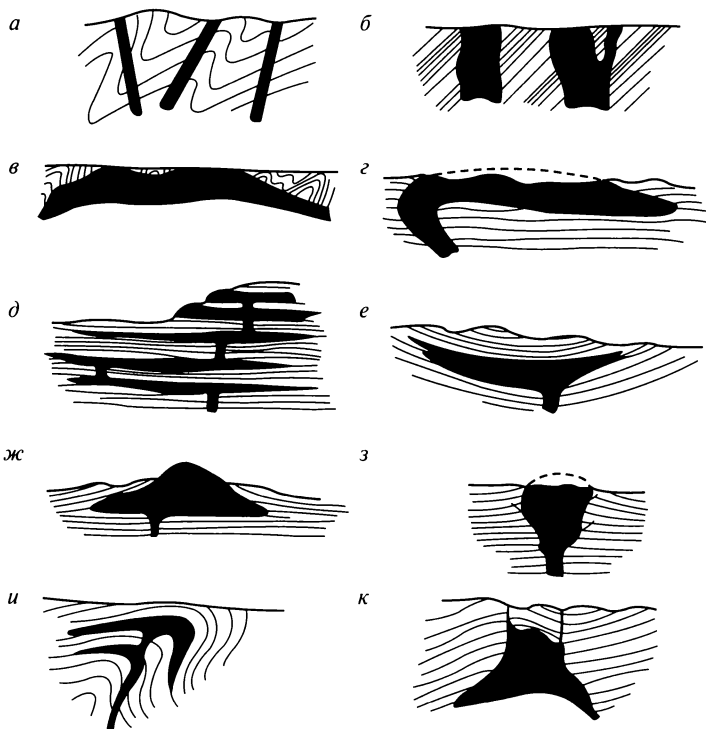


Рис. 21.5. Формы интрузивных тел:

а — дайки; *б* — штоки; *в* — батолит; *г* — гарполит; *д* — многоярусные силлы; *е* — лополит; *ж* — лакколит; *з* — магматический диапир; *и* — факолит; *к* — бисмалит

ная форма лополитов связана еще и с явлением проседания субстрата, под весом внедрившейся магмы.

Лакколиты в классическом виде представляют грибообразные тела, что свидетельствует о сильном гидростатическом давлении магмы, превышающем литостатическое в момент ее внедрения. Магма приподнимает вышележащие слои, «накачиваясь» в межслоевое пространство. Обычно лакколиты относятся к малоглубинным интрузивам, так как «приподнять» мощную толщу пород даже для большой порции магмы затруднительно. Идеальные грибовидные лакколиты встречаются не так уж и часто. Пожалуй, наиболее типичный пример — это лакколиты гор Генри в США. Многочисленные так называемые лакколиты в районе Минеральных Вод на Северном Кавказе или на Южном берегу Крыма на самом деле представляют собой каплевидные массивы, напоминающие «редьку хвостом вниз». Только в верхней части таких «капель» — *магматических диапиров*, слои залегают согласно с кровлей интрузива, а далее вниз он их пересекает, т. е. становится несогласным по отношению к вмещающим породам.

Несогласные интрузивы пересекают, прорывают пласты вмещающих пород. К наиболее распространенным несогласным интрузивам относятся *дайки* (от шотл. «дайк», «дейк» — забор) тела, длина которых во много раз превышает их мощность, а плоскости контактов практически параллельны (рис. 21.6) Дайки обладают длиной от десятков метров до нескольких сотен километров, например Великая дайка Африки нижнепротерозойского возраста 2580 млн лет имеет длину 600 км при ширине от 6,5 до 12,5 км. Естественно предположить, что образование даек связано с внедрением магмы по трещинам в условиях тектонического растяжения. Внедрение даек было хорошо изучено в Исландии, где их количество очень велико в связи с тем, что Исландия представляет собой приподнятую над поверхностью океана часть Срединно-Атлантического хребта, осевая рифтовая зона которого является дивергентной, где происходит наращивание океанского дна, его спрединг. Вертикальные дайки расположены перпендикулярно оси минимальных сжимающих напряжений. Иными словами, они ориентированы по простиранию рифтовой зоны. Многократное внедрение даек приводит к увеличению ширины зоны на суммарную их мощность. Магма, внедряясь снизу в толщу пород, действует на них как гидравлический клин, раздвигая породы в стороны, причем расклинивающие напряжения быстро уменьшаются к вершине клина, как показал проф. М. Г. Ломизе. Следует отметить, что на глубинах более 3 км возникновение зияющих трещин вследствие большого литостатического давления затруднено и поэтому только гидроразрыв способен обеспечить внедрение даек.

Дайки могут быть одиночными либо группироваться в кольцевые или радиальные рои параллельных даек. Радиальные и кольце-

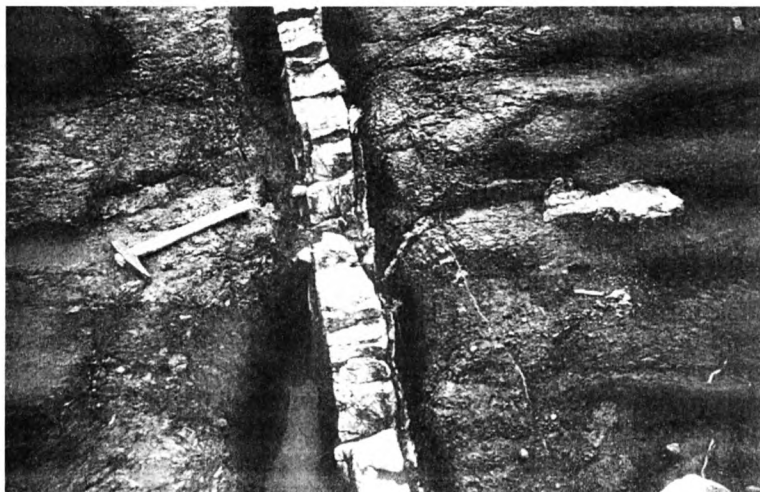


Рис. 21.6. Дайка среди вмещающих пород

вые дайки часто приурочены к интрузивным телам и вулканам, когда сказывается расклинивающее давление магмы на вмещающие породы и последние растрескиваются с образованием кольцевых и радиальных трещин. Кольцевые дайки могут быть не только вертикальными, но и коническими, как бы сходящимися к магматическому резервуару на глубине. Комплексы параллельных даек развиты в современных срединно-океанских хребтах, в зонах спрединга, т. е. там, где активно происходит тектоническое растяжение земной коры. От даек следует отличать *магматические жилы*, имеющие неправильную, ветвистую форму и гораздо меньшие размеры.

Большое распространение имеют *штоки* (от нем. «шток» — палка) — столбообразные интрузивы изометричной формы с крутыми контактами площадью менее 100 км².

Существуют и другие менее распространенные формы интрузивных тел. *Факолит* (от греч. «факос» — чечевица) — линзовидные тела, располагающиеся в сводах антиклинальных складок, согласно с вмещающими породами. *Гарполит* (от греч. «гарпос» — серп) — серпообразный интрузив, по существу, разновидность факолита. *Хонолит* — интрузив неправильной формы, образовавшийся в наиболее ослабленной зоне вмещающих пород, как бы заполняющий «пустоты» в толще. *Бисмалит* — грибообразный интрузив, похожий на лакколит, но осложненный цилиндрическим горстообразным поднятием, как бы штампом в центральной части. Все эти интрузивы, как правило, малоглубинные и развиты в складчатых областях.

Крупные гранитные интрузивы значительной мощностью и площадью во многие сотни и тысячи км² называют *батолитами*. (см. рис. 21.5). Наблюдая за крутыми, несогласными с вмещающими породами контактами, раньше думали, что подобные гигантские интрузивы «уходят» далеко в глубину и не имеют «дна». Однако впоследствии было доказано, что батолиты обладают вертикальной мощностью в первые километры и отнюдь не «бездонны». От батолитов, обладающих неправильной формой, часто отходят *апофизы* — более мелкие ветвящиеся интрузивы, расположенные в ослабленных зонах рамы батолита. Крупнейшие батолиты известны в Андах Южной Америки, где они непрерывно прослеживаются более чем на 1000 км, имея ширину около 100 км; в Северо-Американских Кордильерах длина батолита превышает 2000 км. Батолиты — это абиссальные интрузивы, как и многие штоки, в то время как дайки являются приповерхностными или малоглубинными образованиями.

Действительно, куда же девались колоссальные по объему толщи пород, на месте которых возник гранитный батолит площадью в тысячи км². Если это небольшая дайка, жила, силл, проблема решается проще, так как наблюдается раздвигание пород в обстановке тектонического растяжения. Для крупных интрузивных массивов, особенно гранитного состава, теория о раздвижении вмещающих

пород силой напора магмы не проходит, так как в этом случае должны были бы наблюдаться мощные зоны сильно дислоцированных пород шириной в несколько километров, а этого не происходит. Когда речь идет о внедрении в более высокие горизонты земной коры магматического расплава, то в его продвижении вверх играют роль разные силы и процессы, но, по-видимому, одними из важнейших являются тектонические обстановки и структура вмещающих пород. Вполне естественно, что магма движется туда, где давление меньше, т. е. в зоны, тектонически ослабленные, возникающие при образовании разрывов, в сводовых частях антиклинальных складок, в смыкающем крыле флексур, в краевых зонах прогибов, синеклиз, впадин и т. д. Именно в таких структурах, находящихся в обстановке тектонического растяжения, и формируются интрузивы. Характерны в этом отношении силы мощностью в сотни метров, внедряющиеся в слоистые породы, подобно ножу в книжные листы, и раздвигающие пласты, практически не деформируя их. Образование таких многоэтажных пластовых интрузивов возможно только в случае общего растяжения слоистой толщи пород.

Важную роль играет и гидростатическое давление магмы, ее напор и расклинивающее воздействие, как, например, в случае даек. Под воздействием напора магмы приподнимаются и деформируются пласты горных пород. Сильное смятие пластов вмещающих толщ хорошо наблюдается в экзоконтактных зонах интрузивных тел. Таким образом, активное, или «силовое», воздействие магмы на вмещающие породы несомненно имеет место (рис. 21.7).

Существенными являются процессы ассимиляции, когда агрессивная магма как бы «усваивает» часть пород из рамы интрузива, сама изменяясь при этом по составу и образуя гибридные породы. Однако все эти явления для объяснения проблемы пространства огромных батолитов, сложенных «нормальными», преимуществен-

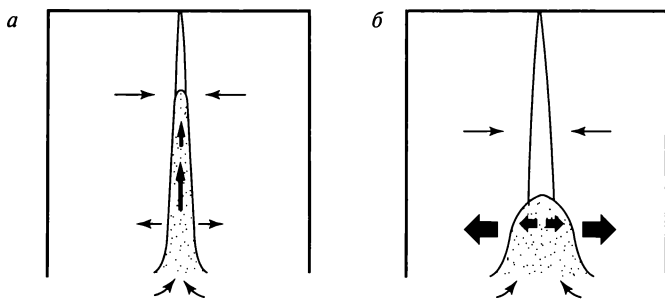


Рис. 21.7. Действие магморазрыва при внедрении дайки:

а — малая вязкость магмы; *б* — большая вязкость магмы. Давление магмы превышает минимальное сжимающее напряжение всего лишь в 1,2 раза. Чем вязкость магмы больше, тем дайка толще

но биотитовыми гранитами, имеют явно ограниченное значение. Главную роль в этом случае играют процессы магматического замещения, когда вмещающие породы преобразуются под воздействием потоков трансмагматических растворов. При воздействии последних осуществляются вынос химических компонентов, избыточных по отношению к эвтектике, и усвоение компонентов, стоящих близко к эвтектическому составу гранитной магмы. При таком процессе вмещающие породы перерабатываются на месте, что решает проблему пространства батолитов. Граниты, залегающие на месте генерации магмы, называют *автохтонными*, а граниты, связанные с перемещением магмы, — *аллохтонными*. Формирование аллохтонных гранитов зависит от состава вмещающих пород и происходит в несколько фаз внедрения. При этом ранние внедрения характеризуются более основным составом.

Внутреннее строение интрузивов устанавливается по форме их контактов и по ориентированным первичным текстурам, возникающим в магматическом теле еще тогда, когда оно находилось в жидком состоянии, и связанным с ориентировкой минералов, струй магмы различного состава и вязкости, направленной кристаллизации и т.д. Как правило, они параллельны экзоконтактам. При остывании магматических интрузивных тел возникают трещины, которые располагаются вполне закономерно по отношению к первичным текстурам течения. Изучая эти трещины, удастся восстановить первичную структуру интрузива, даже если не видно его контактных зон.

21.3. Вулканизм

Если жидкий магматический расплав достигает земной поверхности, происходит его извержение, характер которого определяется составом расплава, его температурой, давлением, концентрацией летучих компонентов и другими параметрами. Одной из самых важных причин извержений магмы является ее *дегазация*. Именно газы, заключенные в расплаве, служат тем «движителем», который вызывает извержение. В зависимости от количества газов, их состава и температуры они могут выделяться из магмы относительно спокойно, тогда происходит излияние, т.е. *эффузия* лавовых потоков. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырьками, вызывающими мощное взрывное извержение — *эксплозию*. Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит *экструзия* магмы.

Таким образом, способ и скорость отделения летучих определяют три главные формы извержений: эффузивное, взрывное и экструзивное. Вулканические продукты при извержениях бывают жидкими, твердыми и газообразными.

21.3.1. Продукты извержения вулканов

Газообразные продукты, или летучие, как было показано выше, играют решающую роль при вулканических извержениях, и состав их весьма сложен и изучен далеко не полностью из-за трудностей с определением состава газовой фазы в магме, находящейся глубоко под поверхностью Земли. По данным прямых измерений, в различных действующих вулканах среди летучих содержатся водяной пар, диоксид углерода (CO_2), оксид углерода (CO), азот (N_2), диоксид серы (SO_2), триоксид серы (SO_3), газообразная сера (S), водород (H_2), аммиак (NH_3), хлористый водород (HCl), фтористый водород (HF), сероводород (H_2S), метан (CH_4), борная кислота (H_3BO_3), хлор (Cl), аргон и другие, но преобладают H_2O и CO_2 . Присутствуют хлориды щелочных металлов, а также железа и меди. Состав газов и их концентрация очень сильно меняются в пределах одного вулкана от времени и места расположения. Зависят они и от температуры и в самом общем виде от степени дегазации мантии и типа земной коры. По данным японских ученых, зависимость состава вулканических газов от температуры выглядит следующим образом:

Температура, °C	Состав газов (без воды)
1200—800	HCl , CO_2 , H_2O , H_2S , SO
800—100	HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 , N_2 , H_2 , HCl
100—60	H_2 , CO_2 , N_2 , SO_2 , H_2S
60	CO_2 , N_2 , H_2S

Приведенные данные показывают, что наиболее высокотемпературные газы являются скорее всего *ювенильными*, т.е. первичными магматическими эманациями, тогда как при более низких температурах они явно смешиваются с атмосферным воздухом и водой, которая проникает в вулканические каналы по многочисленным трещинам. Такую атмосферную воду называют *вадозной* (от лат. «вадозус» — неглубокий). Ниже 100°C пары воды превращаются в жидкость, которая реагирует с малорастворимыми соединениями типа HCl , образуя агрессивные кислоты. В газах Ключевского вулкана на Камчатке при $800—300^\circ\text{C}$ преобладали H_2 , HF , CO , CO_2 , SO_2 ; при $200—150^\circ\text{C}$ — H_2 , HCl , CO , CO_2 , SO_2 ; при $100—50^\circ\text{C}$ — CO_2 , SO_2 ; при $81—50^\circ\text{C}$ — CO_2 . Газы континентальных вулканов отличаются от газов вулканов, расположенных на островах в океанах.

Состав газов очень изменчив не только в разных типах вулканов, но даже и в пределах одного вулкана, что хорошо показал известный французский вулканолог Г. Тазиев на примере газовых эманаций вулкана Стромболи в Липарских островах у северного побережья Сицилии. Содержание и состав газов непрерывно изменялись при опробовании через каждые 2 мин. Как уже говорилось, вулка-

нические газы — это главный движитель извержений. Характер выделения газов зависит от состава и вязкости магмы, а скорость отделения газов от расплава определяет тип извержений.

21.3.2. Жидкие вулканические продукты

Магма, поднимаясь вверх по каналу и достигнув поверхности Земли, изливается в виде *лавы* (от лат. «лаваре» — мыть, стирать), отличающейся от магмы тем, что она уже потеряла значительное количество газов. Термин «лава» вошел в геологическую литературу после того, как он стал использоваться для излившейся магмы вулкана Везувия (рис. 21.8).

Главные свойства лавы — химический состав, температура, содержание летучих, вязкость — определяют характер эффузивных извержений, форму, структуру поверхности и протяженность лаво-

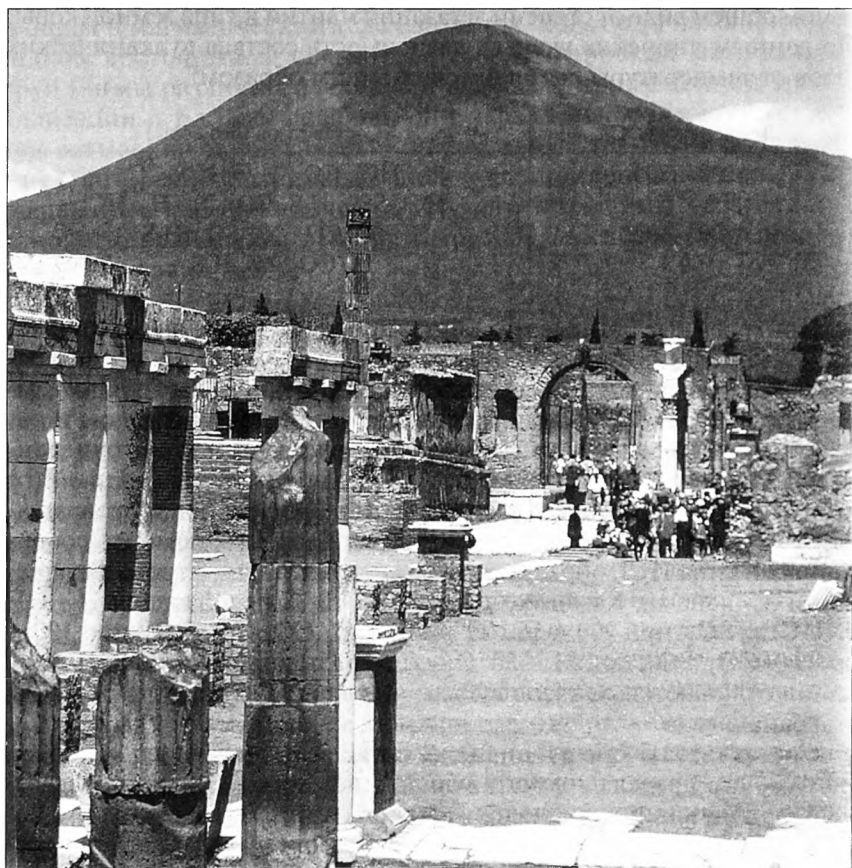


Рис. 21.8. Вид на вулкан Везувий

вых потоков. Если вязкость у лав низкая, то они могут растекаться, покрывая большие пространства и далеко уходя от центра излияния. Высокая вязкость, наоборот, вынуждает лавы нагромождаться недалеко от места извержения, а кроме того, они текут гораздо медленнее, чем маловязкие лавы.

Химический состав лав изменяется от кислых, содержащих более 65 % SiO_2 , до ультраосновных при содержании SiO_2 менее 45 %. Все остальные лавы имеют промежуточное содержание оксида кремния.

Кислые лавы ($\text{SiO}_2 > 65\%$) представлены риолитом, состоящим из кварца, кислых плагиоклазов, биотита, амфибола и ромбического пироксена. Основная масса представлена вулканическим стеклом. Характерна флюидальная текстура. К кислым лавам относятся и дациты с несколько меньшим содержанием SiO_2 .

К средним лавам ($\text{SiO}_2 = 65 - 53\%$) относятся широко распространенные андезиты (от гор в Южной Америке Анд), содержащие кварц, плагиоклазы, биотит, реже роговую обманку.

Наибольшим распространением пользуются основные лавы — базальты ($\text{SiO}_2 = 53 - 45\%$), породы темного цвета, часто черные, с вкраплениями основного плагиоклаза, оливина и пироксена (ромбического и моноклинного). Быстрое остывание лавы приводит к появлению зональных вкраплений минералов.

Ультраосновные лавы ($\text{SiO}_2 < 45\%$) — коматииты (от р. Комати в Ю. Африке) сейчас не встречаются, но были широко распространены в докембрии. Вкрапленники представлены оливином и редко клинопироксеном.

Температура лав может быть измерена непосредственно при извержении специальными приборами, пирометрами, а также путем экспериментов в лабораторных условиях. Температура ($^{\circ}\text{C}$) извергающихся лав в целом более высокая у базальтов, но постепенно снижается к риолитам:

Базальты	1000 — 1200
Андезиты	950 — 1200
Дациты	800 — 1100
Риолиты	700 — 900

Конечно, эти значения могут изменяться в некоторых пределах. Непосредственные измерения показывают, что базальты вулкана Килауэа (Гавайские острова) во время извержений 1952 — 63 гг. имели температуру от 1050 до 1190 $^{\circ}\text{C}$ (по Мак Дональду, 1972); базальтовые лавы вулкана Этна (1970 — 75 гг.) — от 1050 до 1125 $^{\circ}\text{C}$; андезиты вулкана Парикутин (1944) в Мексике — 943 — 1957 $^{\circ}\text{C}$; дациты вулкана Св. Елены в Каскадных горах США (1980) — 850 $^{\circ}\text{C}$ (по Дж. Фридману, 1981). Базальтовые лавы, остывая, сохраняют способность к течению при температурах 700 и даже 600 $^{\circ}\text{C}$, так как их вязкость снижается постепенно. В то же время кислые лавы, темпе-

ратура которых при появлении из подводящего канала около 700–900 °С, с уменьшением температуры значительно увеличивают вязкость и теряют способность к движению.

Цвет лавы отражает ее температуру, на чем собственно и основано действие пиromетра, в котором накал нити, регулируемый электрической батареей, должен достичь цвета лавы, после чего температура (°С) вычисляется по специально градуированной шкале:

Начало красного свечения	540
Темно-красное свечение	650
Светло-красное свечение	870
Желтоватое свечение	1100
Начало белого свечения	1200
Белое свечение	>1480

Изменение температуры с помощью этих признаков можно хорошо наблюдать, например по кинофильмам, иллюстрирующим извержения базальтовых вулканов на Гавайских островах. Цвет лавы очень быстро изменяется от ярко-желтого до темно-красного, а на поверхности потока остывшая черная корочка толщиной 20 см вполне выдерживает вес человека. Но под верхней остывшей коркой, имеющей очень низкую теплопроводность, лава еще длительное время остается горячей. Некоторые лавовые потоки даже через 30–50 лет сохраняют высокую температуру, явно выше 100 °С.

Плотность лав зависит от состава и флюидной динамики потока, но в целом она выше у базальтов — 2,8–2,6 г/см³, меньше у андезитов — 2,5 г/см³ и еще меньше у риолитов — 2,2–2,1 г/см³, при этом плотность уменьшается с увеличением температуры. Например, для базальтов с температурой 900 °С $\rho = 2,8$ г/см³, а при 1300 °С $\rho = 2,7$ –2,6 г/см³.

Вязкость лав — важная характеристика, определяющая подвижность лавовых потоков, их мощность и морфологию. Вязкость лав контролируется давлением, температурой, химическим составом, содержанием летучих, в частности, растворенной воды, количеством газовых пузырьков и содержанием кристаллов-вкрапленников. Все эти факторы действуют одновременно и поэтому воздействие каждого из них оценивается с трудом. Чем ниже температура, тем выше вязкость. Увеличение содержания кремнезема приводит к ощутимому снижению вязкости лав. Чем кислее лава, тем ее вязкость выше. Количество вкрапленников в лаве влияет на ее вязкость при постепенном увеличении их количества сначала незначительно, но после порога в ~60 % почти мгновенно.

Содержание газовых пузырьков в целом пропорционально уменьшению вязкости лавы, однако в кислых лавах, обычно высоковязких, влияние пузырьков может быть противоположным, так как они не могут свободно перемешаться в расплаве с высокой вязкостью.

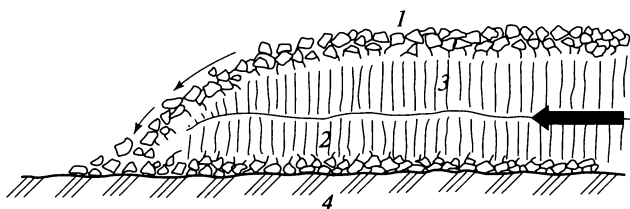


Рис. 21.9. Строение лавового потока среднего состава в продольном разрезе. Черная стрелка показывает направление движения лавового потока, тонкие стрелки — обвал глыб с фронта потока:

1 — верхняя лавобрежняя лавы; 2 — нижняя лавобрежняя; 3 — столбчатая отдельность; 4 — субстрат

Движение лавовых потоков, как правило, *ламинарное* и реже *турбулентное*, что создает хорошо различимую флюидальную текстуру в породах.

Строение лавовых потоков как в плане, так и в разрезе (рис. 21.9) сильно зависит от их химического состава и других факторов, рассмотренных выше.

Базальтовые лавовые потоки, как правило, имеют небольшую, в несколько метров мощность, и распространяются на многие десятки километров, например на Гавайских островах до 60 км. Миоценовые базальтовые лавовые потоки в долине р. Колумбия на западе США имеют длину до 160 км при максимальной мощности потока до 45 м.

Поверхность базальтовых лавовых потоков формируется за счет быстрого остывания тонкой корочки и, пока она еще не потеряла пластичность, при ее движении происходит сморщивание, наподобие пенки у остывшего киселя. Газовые пузырьки, поднимающиеся сквозь поток, скапливаются под этой корочкой и могут ее даже приподнимать над еще не остывшей лавой. Такую поверхность, напоминающую лежащие канаты, называют *пахоэхоз* (волнистая, гавайский термин). Эти «канаты» всегда направлены выпуклостью по направлению движения потока.

Так как с поверхности и с боков потока лава остывает быстрее, а в центре еще продолжается движение поступающих новых порций расплава, то в потоке образуется труба, потому что последние порции жидкой лавы ушли в верхнюю часть потока.

Поверхность пахоэхоз осложняется вторичными структурными формами — «пальцами», холмами, грядами, куполами выдавливания, за счет прорыва затвердевшей корки еще жидкой лавы при повышении гидростатического давления. Это же давление ответственно за формирование конусов разбрызгивания — *горнитосов*, сложенных остывшими брызгами лавы, вырвавшейся под давлением через треснувшую корку.

Другой тип поверхности базальтовых потоков называется *аа-лавой* и представлен остроугольными обломками лав с многочислен-

ными, отходящими во все стороны от обломков шипами, образующимися при растягивании еще вязкой корки потока, которая неоднократно дробится и вновь возникает. Так формируется поверхность аа-лавы мощностью в несколько метров.

В этих двух видах потоков скорость движения нижних горизонтов меньше, чем верхних, поэтому фронтальная часть потока со временем становится круче и с его верхней части скатываются глыбы и целые блоки, образующие осыпь у подножья фронтального уступа, на который постепенно «наезжают», как гусеница у танка, новые порции потока. Так, в основании потока формируется прослойка вобрекции, т.е. обломки лавы, лавой же сцементированные, а его верхнюю часть слагают аа-лавы. Иногда на поверхности аа-лав встречаются шаровидные глыбы — аккреционные лавовые шары диаметром 2—3 м, образовавшиеся в результате налипания на глыбу еще вязких кусков лавы, когда глыба перекатывается в верхней части потока.

Глыбовая лава отличается от аа-лавы только отсутствием шипов на остроугольных обломках и более гладкой поверхностью, иногда почти зеркальной. Классические глыбовые лавы наблюдаются в голоценовых, самых молодых дацитовых потоках Эльбруса, например вдоль канатной дороги от поляны Азау до верхней станции Мир. Глыбовые лавы имеют большую вязкость, чем аа-лавы, поэтому они чаще встречаются в андезитовых, дацитовых и риолитовых лавах. Внутренние части этих потоков нередко обладают слоистой текстурой, связанной с взаимным скольжением слоев разной вязкости.

Если фронтальная часть потока уже застыла, а лава продолжает поступать, то слои начинают изгибаться вверх, образуя тонкопластинчатую отдельность.

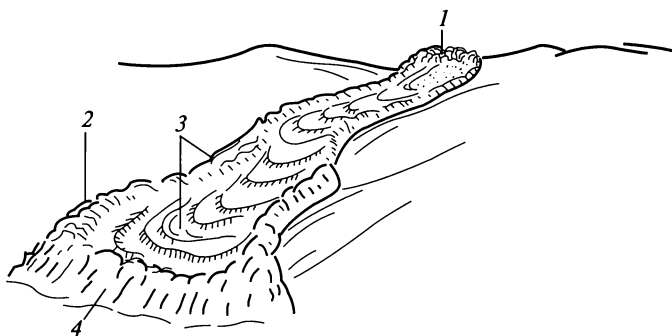


Рис. 21.10. Андезитовый голоценового возраста лавовый поток на Кельском плато (Большой Кавказ):

1 — моногенный лавовый купол; 2 — борт потока, застывший раньше других его частей; 3 — напорные валы на поверхности потока; 4 — фронт потока

В плане и разрезе лавовые потоки характеризуются наличием бортов или бортовых гряд, обычно возвышающихся над центральной частью потока (рис. 21.10). Эти гряды возникают из-за более быстрого и раннего охлаждения лавы, последующие порции которой движутся как бы уже в твердых лавовых «берегах». На поверхности потока между боковыми грядами возникают напорные валы, обращенные выпуклостью по движению потока, причем их высота увеличивается к фронту потока. Если лава очень жидкая, то потоки имеют уплощенную форму, хотя бортики и напорные валы сохраняются.

Многим известна так называемая столбчатая отдельность, прекрасные примеры которой есть во многих местах: в Дарьяльском ущелье на Военно-Грузинской дороге, в базальтах верхнего плейстоцена Гудаурского потока; на южном склоне Эльбруса в среднеплейстоценовых дацитах; на острове Малл в Шотландии, где находится знаменитая «мостовая гигантов», и т. д. Столбчатая отдельность образуется благодаря трещинам, возникающим в остывающем лавовом потоке. Возникает несколько вопросов: какой формы чаще всего бывают столбы? Как они образуются в плоскости потока и в его разрезе, мгновенно или постепенно? Как они (столбы) ориентированы по отношению к холодному субстрату?

Столбы есть не что иное, как часть вулканической породы, но уже не лавы, ограниченной поверхностями трещин. Столбчатая отдельность лучше всего выражена в однородных базальтовых потоках в так называемых флуд-базальтах, но встречается и в андезитах, дацитах и риолитах. Идеальная форма для столба в поперечном разрезе — это шестигранник, однако чаще встречаются четырех- и пятигранники. В разрезе лавового потока столбчатая отдельность занимает все внутреннее пространство от верхней глыбовой корки до лавобрекчии в основании потока, располагаясь по отношению к ним, а соответственно и к субстрату перпендикулярно. Всегда в столбчатой отдельности можно увидеть неровную линию, находящуюся примерно на $1/3$ расстояния от верха до подошвы, но ближе к последней. Вдоль этой линии (в разрезе) и поверхности (в плане) происходит как бы смыкание столбов, что обусловлено процессом их роста.

На каждом столбе в той или иной степени различимы поперечные трещины либо выступы, неровности и другие формы, разделяющие столб как бы на ряд шашек, из которых он и сложен. Во многих потоках можно наблюдать наклонные, изогнутые и даже закрученные вокруг своей оси столбы.

Когда лавовый поток останавливается и начинает остывать, то быстрее всего он охлаждается сверху. Охлаждение захватывает некоторую внешнюю зону и в ней возникают термические напряжения в силу уменьшения объема пород, возникших из лавы. Но так как они связаны с неподвижным субстратом, в породе возникают растягивающие напряжения, и если они превысят прочность по-

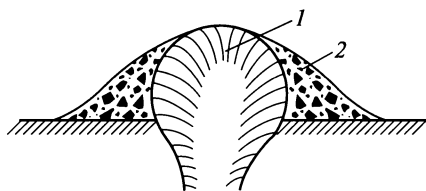


Рис. 21.11. Экструзивный купол риолитов миоценового возраста (Берегово, Закарпатье). В риолитах хорошо выражена столбчатая отдельность (1), а по краям купола — шлейф из обломков черных обсидианов (2)

которой термонапряжения превысили прочность остывшей породы. Этот интервал глубины и выражен на столбах поперечными структурами — «следами зубила» (*chisel marks* — англ.). Следовательно, отдельность возникает как прерывистый процесс, причем столбы «растут» как сверху вниз, так и снизу вверх, но так как охлаждение сверху сильнее, столбы растут быстрее. Столбы, растущие снизу и сверху, где-то встретятся, и тогда возникнет неровная поверхность их соприкосновения. Плоскость трещины всегда перпендикулярна поверхности охлаждения, т.е. субстрату, что позволяет реконструировать древний рельеф, на который изливались лавы (рис. 21.11). Точно так же возникает и столбчатая отдельность в интрузивных субвулканических телах.

Если лавовый поток изливается в море, озеро или на льды, его поверхность, очень быстро охлаждаясь, превращается в вулканическое стекло, которое, растрескиваясь в воде, образует массу пластинчатых осколков стекла. Подобные породы, называемые *гиалокластитам* в настоящее время широко развиты в Исландии, где извержения часто происходят в условиях ледников. Необходимо подчеркнуть, что стекловатые пластинчатые кусочки в гиалокластитах отличаются от пепловых частиц более простой формой. В глубоководных океанических рифтовых зонах, где гидростатическое давление препятствует эксплозивным извержениям, из трещин происходит выдавливание базальтовой лавы, как зубной пасты из тюбика. Как только порция лавы в виде капли попадает в воду, ее поверхность мгновенно охлаждается и превращается в стекловатую корочку, в то время как центральная часть образовавшейся лепешки еще расплавлена.

Эта капля, или скорее «подушка», уплощается, так как она еще пластична, а на нее перемешается новая порция «подушек», и так возникает толща, называемая *пиллоу*, или *подушечными лавами* (от англ. «пиллоу» — подушка). В разрезе остывших «подушек» хорошо видна раскристаллизованная внутренняя часть и стекловатая корочка, а сама «подушка» нередко нарушена радиальными и кон-

роды, то она растрескается, но не беспорядочно, а по определенным направлениям. Они возникают вследствие «выживания» только определенных центров охлаждения из многих, возникших первоначально в одном слое охлаждения. К этому центру и происходит как бы стягивание материала, а перпендикулярно этим линиям возникают плоскости трещин отрыва. Однако они проникают только на такую глубину, на

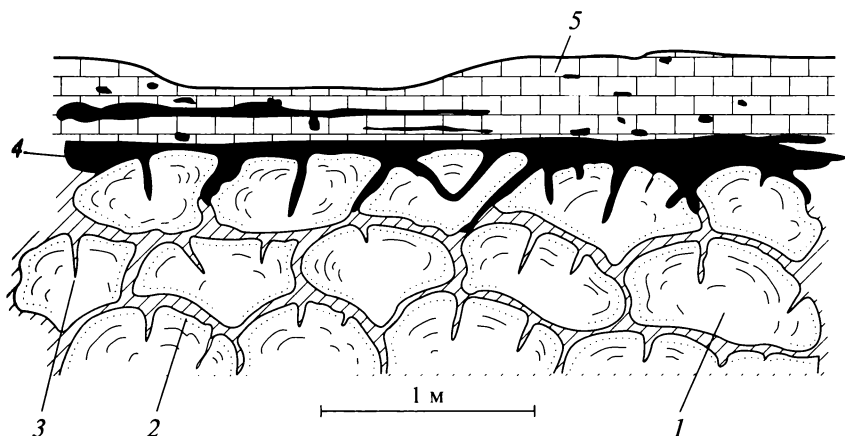


Рис. 21.12. Подушечные лавы базальтов и связанные с ними пелагические отложения:

1 — сфероид подушечной лавы с периферической вариолитовой зоной; 2 — гиалокластит; 3 — трещины в сфероиде, выполненные гиалокластитом; 4 — радиоляриевые кремнистые сланцы; 5 — карбонатно-кремнистые отложения с обломками базальтов. Подушечные лавы (2-й слой океанской коры), пелагические осадки (1-й слой)

центрическими трещинами, образовавшимися в результате сокращения объема при остывании. Нижняя поверхность у подушек уплощена, а верхняя — выпуклая. Это позволяет в древних толщах уверенно определять верх и подошву пластов, сложенных пиллоу-лавами (рис. 21.12).

Очень часто подушки напоминают толстые сардельки, как бы выходящие одна из другой. Это происходит вследствие того, что, выдавившись из трещины и немедленно покрывшись корочкой, порция лавы испытывает давление со стороны новой порции вытекающей лавы, которая прорывает тонкую корку и образует очередную подушку, пока ее корку также не прорвет очередная порция лавы. Пиллоу-лавы нередко ассоциируются с гиалокластитам. Промежутки между лавовыми подушками заполняются кусочками корки, стекловатой или осадками.

Так как базальтовые пиллоу-лавы образуются в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, впоследствии они входят в состав второго слоя океанской коры и в этом смысле крайне важны для геологических реконструкций как порода-индикатор определенной глубоководной обстановки.

Более кислые и более вязкие лавы андезитов, дацитов и риолитов образуют в отличие от базальтовых короткие потоки, обладающие всеми признаками, описанными выше, — бортами, напорными валами, крутым и высоким фронтом и, как правило, глыбовой поверхностью.

Если лава почти не способна к течению ввиду высокой вязкости, то, выдавливаясь из жерла, она образует *экструзивные купола* (от лат. «экструзио» — выдавливать). Иногда они растут за счет поступления новых порций лавы, нагромождающихся одна на другую; в других случаях напор лавы приподнимает уже застывшую первую порцию расплава.

Вулканические экструзивные купола достигают высоты в несколько сотен метров, например знаменитый купол Лассен-Пик в Каскадных горах США имеет высоту 600 м. Очень характерны риолитовые, в том числе обсидиановые, купола в Армении, Мексике и в других местах. Для кислых лав экструзивных куполов типична тонкая флюидальность как следствие ламинарного вязкого течения расплава. По периферии растущих куполов всегда образуются шлейфы мощных осыпей. Если экструзивный купол формируется в воде, то он окружен шлейфом гиалокластитов.

21.3.3. Твердые продукты взрывных извержений

Помимо жидких продуктов — лав при извержении вулканов, особенно взрывных, выбрасывается огромное количество твердого обломочного материала — *тефры*, как назвал его когда-то Аристотель. Сюда же включаются выбросы жидкой лавы, которая в процессе полета быстро остывает и падает на склоны вулкана уже твердой.

Классификация тефры может основываться на различных признаках, в частности на размерах обломков. Наиболее крупными из них являются *вулканические бомбы* (более 7 см в диаметре). Выбрасываясь из жерла вулкана, фрагменты разорванной газами магмы, обладая пластичностью, изменяют свою форму. Вращаясь в воздухе, они приобретают *веретенообразную* форму, причем наветренная сторона бомбы отличается от противоположной. Жидкая лава дает струи, которые превращаются в *ленточные* или *цилиндрические бомбы*. Отдельные куски лавы, разорвавшись в воздухе, образуют *сферические бомбы*. Ряд бомб, сформировавшись, вновь падает в расплав, тогда формируются *бомбы обволакивания*. Если бомба падает, еще не полностью остыв, она сплющивается, т.е. становится бомбой типа *коровьей лепешки*. Ряд бомб, остыв в полете, с поверхности еще выделяют газы из внутренних частей, которые разрывают уже почти твердую поверхность. Их называют *бомбами типа хлебной корки*.

При взрывах выбрасываются не только фрагменты и хлопья лавы, но и куски и глыбы ранее затвердевших пород, в том числе и субстрата, захватываемых со стенок жерла. Тогда образуются *бомбы типа глыб* с неправильными гранями и более мелкие обломки — *лапилли* (от лат. «лапиллус» — маленький камень).

Если лава фонтанирует, особенно во время извержения жидких базальтов, то образуются быстро застывающие капли — *слезы Пеле*

(богиня Гавайских вулканов), а если лава разбивается на тонкие стекловатые нити, то их называют *волосами Пеле*.

Любое скопление глыб или лапиллей называют *агломератом*. Когда обломки лавы цементируются такой же лавой, получается порода, называемая *лавобрекцией*.

Самые мелкие обломки тефры размером менее 1 мм называют *вулканическим пеплом*. Пепел состоит из мельчайших частиц вулканического стекла, напоминающих по виду колбочки, рогульки, треугольники, полумесяцы. Все они представляют собой остатки перегородок между пузырьками газа, выделившихся со взрывом из магмы при извержении. Частицы могут представлять собой обломки кристаллов и ранее сформировавшихся пород. Основные порции пепла выпадают вблизи вулканов, но иногда, будучи поднятыми высоко в стратосферу, ветром переносятся на огромные расстояния. Например, в 1912 г. при взрывах вулкана Катмай на Аляске пепел выпадал в Калифорнии на расстоянии почти 4000 км. Извержение вулкана Гекла в 1997 г. в Исландии образовало пепел, выпавший в Шотландии и Финляндии, а граница пеплового облака вулкана Кви-запу в Южном Чили проходила севернее г. Рио-де-Жанейро, т. е. в 3500 км от вулкана.

Так как пеплы выпадают на обширных площадях, пепловые слои служат хорошими корреляционными реперами при сопоставлении удаленных друг от друга разрезов. Метод корреляции по пепловым горизонтам называют *тефростратиграфией*.

Существует очень интересный и необычный тип вулканогенных образований, сочетающий в себе признаки как лав, так и туфов. Они обладают почти исключительно кислым — риолитовым или дацитовым составом и порой покрывают площади во многие тысячи км². По отношению к подстилающему рельефу они ведут себя как жидкие лавы, затопляя все понижения и нивелируя рельеф, образуя обширные плато. В вертикальных разрезах часто наблюдается грубая столбчатая отдельность. В основании разреза нередко располагается горизонт черных стекловатых пород или рыхлых пемз. В самих породах наиболее характерным структурным признаком являются линзовидные в разрезе и изометричные в плане стекловатые обособления размером в несколько сантиметров. Эти породы лишены лавобрекчий как в кровле, так и в подошве.

Под микроскопом имеют вид туфов и состоят из раздробленных вкрапленников минералов и пепловых стекловатых частиц, нередко тесно соприкасающихся между собой и как бы сваренных или спекшихся. Эти породы получили название *игнимбритов* (от лат. «игнис» — огонь, «имбер» — ливень) и сформировались кислые породы из *пепловых потоков*.

Последние возникают в случае особого типа извержений, когда газ, насыщающий кислую магму, на некотором уровне от поверхности в жерле подводящего канала начинает быстро отделяться от

расплава, резко увеличиваясь в объеме. Наконец, наступает стадия взрыва, и газ вместе с разорванной на мельчайшие частички магмой, являющимися лишь перегородками между стремительно расширяющимися пузырьками и обломками вкрапленников, вырываются на поверхность. Все частицы пепловой размерности и капли расплава окружены раскаленной газовой оболочкой и поддерживаются во взвешенном состоянии давлением газа, по силе равным массе частиц или превышающим ее. Такая высоконагретая масса ввиду очень малого трения ведет себя как жидкость и скатывается при малейшем уклоне рельефа от места извержения. Когда движение пеплового потока прекращается, масса оседает, газ улетучивается и еще высоконагретые пепловые частицы под собственным весом спекаются и свариваются, а в основании потока даже до обсидианоподобных пород. Потоки могут поступать непрерывно один за другим или через какое-то время, и тогда образуются мощные игнимбритовые толщи со столбчатой отдельностью. Дело осложняется тем, что подобные извержения на глазах человека не происходили, хотя примеры совсем молодых потоков известны.

Великолепные риолитовые игнимбриты с возрастом около 2 млн лет, залегающие в глубокой кальдере в верховьях р. Чегем на Северном Кавказе, имеют мощность более 2 км, а пепловые потоки распространялись к северу почти на 100 км. Огромные поля риолитовых игнимбритов миоценового возраста известны в Провинции хребтов и бассейнов в штате Невада в США, в Новой Зеландии, в Андах Южной Америки и в других местах.

Существуют потоки риолитов и дацитов, выполняющих древние речные долины и стекающие со склонов, но обладающие всеми признаками пепловых потоков. Такие игнимбриты не являются результатом спекания пепловых частиц, так как они сформировались за счет неравномерной расслоенности или даже в результате ликвации кислых расплавов. Подобные породы позднечетвертичного возраста известны по западному склону Эльбруса на Кавказе, в Армении, в Кении (Восточная Африка), на Камчатке и др.

Среди вулканогенных образований нужно отметить вулканические грязевые потоки, или *лахары* (индонезийский термин), отличающиеся отсутствием сортировки материала, огромными объемами в несколько км³. Лахары бывают холодными и горячими.

Во время извержений над вулканом часто идут дожди и вода, смешиваясь с горячей тефрой, грязекаменным потоком, устремляется вниз по склону. Под таким потоком в 79 г. н. э. был погребен г. Геркуланум, расположенный на берегу Неаполитанского залива у западного подножья Везувия. Гигантское поле древних грязекаменных вулканических потоков известно в Калифорнии в Сьерра-Неваде, где их объем оценивается в 8400 км³ при площади 31 тыс. км².

21.4. Типы вулканических извержений

В географическом распространении современных действующих вулканов наблюдается определенная закономерность (рис. 21.13). Они приурочены к срединно-океанским хребтам и активным континентальным окраинам, т. е. к областям, в которых происходят тектонические движения растяжения или сжатия. Некоторые вулканы и извержения показаны на рис. 21.14 — 21.18.

Вулканические извержения разнообразны. В одних случаях жидкая магма спокойно переливается через край кратера, в других — с огромной силой вырывается из жерла, в третьих — распыляется газами с образованием туфов и пеплов.

Тип извержений зависит от состава и газонасыщенности магмы. Чем больше в ней оксида кремнезема, тем магма более вязкая, густая и содержит большее количество газов. Именно такая магма и будет взрываться сильнее всего. В зависимости от характера извержений выделяют различные их типы чаще по названиям вулканов, в которых какая-либо из черт его активности выражена ярче всего.

Гавайский тип извержения — это относительно слабые выбросы очень жидкой базальтовой лавы, образующей невысокие фонтаны, большие пузыри и тонкие обширные покровы лавовых потоков, наслаивающихся один на другой, образуя крупные, но плоские щитовые вулканы. Благодаря тому что извержения сопровождаются фон-

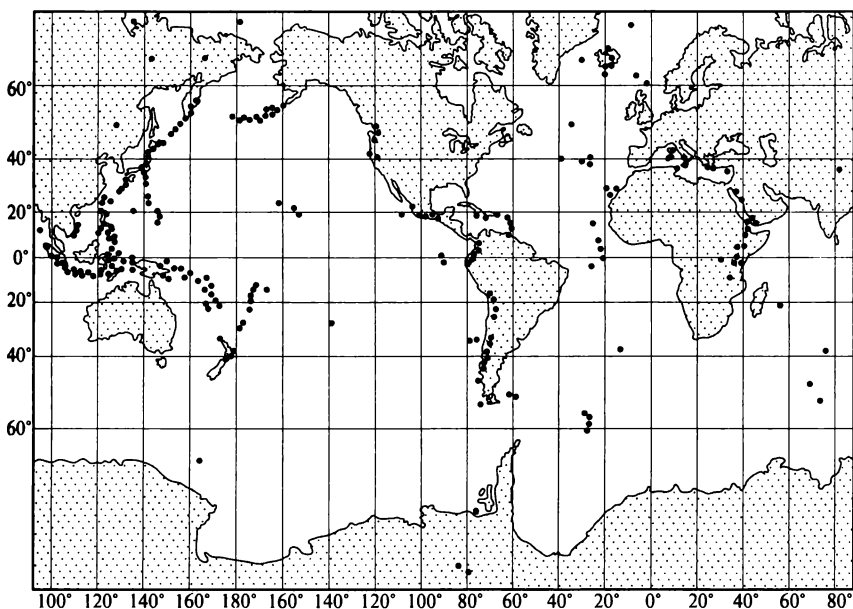


Рис. 21.13. Географическое распространение действующих вулканов:

• — вулканы



Рис. 21.14. Вулкан Крашенинникова на Камчатке. Хорошо видна цепочка кратеров



Рис. 21.15. Ключевской вулкан на Камчатке

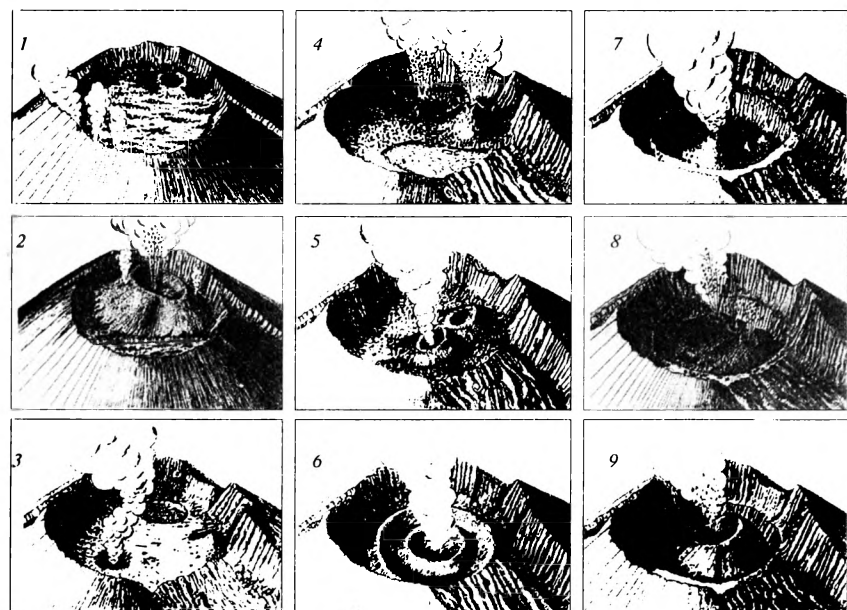


Рис. 21.16. Стадии изменения (1—9) кратера Ключевского вулкана с 1936 по 1966 г.



Рис. 21.17. Стратовулкан Кроноцкий на Камчатке

танированием лавы, ее разбрызгиванием, образуются валы и пологие конусы из хлопьев жидких базальтов. Наиболее характерными типами извержений такого рода обладают вулканы Гавайских островов в Тихом океане — Килауэа, Мауна-Лоа, Мауна-Кеа, Хапемау-мау и др. Извержения обычно происходят из открытых жерл спокойно, изредка сопровождаясь слабыми взрывами.

Извержения покровных базальтов трещинного типа отличаются очень большими объемами излившихся лав и слабой взрывной деятельностью. Как правило, извержения начинаются из протяженных трещин, и объем разлившихся лав может достигать десятков км³, а площадь — сотен км². Характер излияния лав спокойный, сопровождающийся слабым фонтанированием жидкой магмы, от чего над трещиной образуется как бы огненная завеса, как, например, часто бывает в Исландии. По мере развития извержений трещина постепенно закупоривается, излияния идут на убыль и сосредоточиваются в многочисленных, а потом все более редких отдельных жерлах.

Самое знаменитое извержение покровных базальтов произошло в Исландии в 1783 г. из трещины Лаки длиной около 25 км. Базальты покрыли площадь почти в 600 км², а их объем достиг 12 км³. В конце вулканической активности вдоль трещины образовалось более 100 шлаковых конусов высотой в несколько десятков метров. Надо отметить, что при этом извержении выделилось очень много сернистых газов, которые погубили урожай трав и соответственно стада крупного рогатого скота. На Исландию обрушился страшный голод.



Рис. 21.18. Северный прорыв извержения вулкана Толбачик на Камчатке

Стромболианский тип извержения назван по характеру деятельности вулкана Стромболи, расположенного в юго-восточном углу Тирренского моря у побережья Италии. Извержения обладают ритмичностью, и в воздух периодически выбрасываются вулканические бомбы и туфы. Высота выбросов редко превышает 300 м, потому что газы отделяются от сравнительно жидкой магмы у края жерла. Если магмы много, то она изливается в виде лавовых потоков. Извержения стромболианского типа образуют обычно шлаковые конусы.

Извержения вульканского типа характерны для вязкой магмы, насыщенной газами, что определяет умеренные или мощные взрывы, выбрасывающие высоко вверх обломки лав, иногда еще раскаленных, но быстро остывающих и образующих туфовые, пепловые и

глыбовые вулканические конусы. Сам остров Вулкано, где по преданию находится кузница бога огня Гефеста, располагается вблизи побережья юго-западной Италии. Извержения вулканического типа обычно не сопровождаются излияниями лавовых потоков.

Пелеекий тип извержений, названный так по вулкану Мон-Пеле на острове Мартиника в Карибском море, сопровождается не только мощными взрывами, наподобие вулканических, но и образованием раскаленных газово-пепловых лавин, с огромной скоростью скатывающихся со склона вулкана. Магма, как правило, вязкая, сравнительно низкой температуры, закупоривающая жерло вулкана. Когда давление газов превышает прочность этой пробки, происходят взрывы вулканического типа и выбросы лавин пелеекого типа. Этот тип извержений весьма опасен. Хорошо известна катастрофа 1902 г., когда из-за такой лавины погибло свыше 30 000 жителей города Сен-Пьер на Мартинике.

Плинианские извержения названы в честь древнеримского естествоиспытателя Плиния Старшего, погибшего во время извержения Везувия в 79 г. н. э., погубившего Помпеи, Геркуланум и другие города в окрестностях Неаполитанского залива.

Извержение Везувия в 79 г. н. э. началось внезапно и продолжалось 12 ч. Верхняя часть более древнего Везувия, имевшего высоту примерно 2,5—3 км, оказалась разрушенной и от нее сохранилась лишь восточная часть, называемая соммой. Из жерла вулкана 12 ч вырывался столб пемзовидных обломков, разносимых ветром к юго-востоку. Наибольшая интенсивность пемзопода пришлось как раз на Помпеи. Город, в котором жили 40 000 жителей, оказался погребенным под мощной 4—5-метровой толщей вулканических обломков. Многие жители погибли, и теперь мы можем видеть гипсовые слепки человеческих тел, получаемые при заполнении пустот в пемзовой толще гипсом, когда полости обнаруживают при археологических раскопках. Плиний Старший, который был адмиралом и командовал галерным флотом, стоявшим у мыса Мизень на севере Неаполитанского залива, отправился на галере к берегу около Помпеи и ночью умер. Описание извержения мы знаем из рассказа Плиния Младшего, племянника Плиния Старшего, оставшегося в живых, так как не поехал на галере дяди.

Плинианские извержения представляют собой, по существу, очень мощный вулканический тип. Внезапные взрывы и следующий за ними длительный пепло- или пемзопад связаны с тем, что к кратеру вулкана поднимается вязкая, насыщенная газами магма. Газовые пузырьки, расширяясь, разрывают магму, вспенивают ее, образуя кусочки пемзы и стекловатый пепел, разносящийся ветром на большие расстояния. Выброшенные вверх газово-пепловые облака «растекаются» на высоте нескольких километров в разные стороны, напоминая крону средиземноморской сосны-пинии. В результате плинианских извержений привершинная часть вулканического ко

нуса обрушивается, образуя чашевидное углубление — кальдеру с крутыми стенками. Этот тип извержения также представляет большую опасность для населения.

Газовые извержения относятся к особому типу, когда магма практически отсутствует и в обломках, выбрасываемых при взрывах, присутствуют лишь горные породы того фундамента или основания, через которое проходит взрывное жерло. Если магма подходит близко к поверхности Земли, в отдельных местах она может соприкаться с водой, которая, превращаясь в пар, вырывается со взрывом наверх. При этом образуются воронки диаметром в десятки и сотни метров, называемые в Германии *маарами*. После взрыва они обычно заполняются водой и превращаются в озера.

21.5. Вулканические постройки

Вулканические постройки подразделяют на простые и сложные.

Простые, или **моногенные, постройки** представлены относительно небольшими вулканическими конусами разного генезиса, сформировавшимися за одно или несколько извержений. Наиболее распространенные из них — это *шлаковые конуса*, на вершинах которых находится *кратер*, или чашевидное углубление (от греч. «кратер» — чаша). Подобные вулканы образуются при выбросе обломков во время эксплозивных извержений, и угол склона таких конусов чаще всего 30° , т. е. близок к углу естественного откоса сыпучих тел. Высота конусов достигает 500 м. Так, шлаковый конус вулкана Парикутин в Мексике, возникший в 1944 г., за год достиг высоты 400 м. Шлаковые конусы могут быть «нанизаны» на одну магмоподводящую трещину, как, например, в 1975 г. на Камчатке при извержениях около вулкана Плоский Толбачек. Подобных конусов много на острове Гавайи. Иногда возникают *конусы разбрызгивания*, когда хлопья жидкой лавы шлепаются около жерла и постепенно образуют конусовидный небольшой вулкан. Существуют также *тепловые конусы*.

Неоднократные извержения базальтовой жидкой лавы создают вокруг центра излияния пологий, но обширный *лавовый конус*, который может превратиться в *щитовой вулкан*, столь характерный для районов базальтовых излияний в Исландии, Каскадных горах США, на Гавайских островах.

Сложные вулканические постройки состоят из конусов, образованных потоками лавы и толщами тефры и называемых *стратовулканами* (от лат. «стратум» — слой) (рис. 21.19). Образуются они при чередовании эффузивных и эксплозивных извержений, при которых лавовые потоки и покровы тефры неравномерно наслаиваются на склоны растущего вулкана, нередко создавая правильные изящные конусы, такие, как у вулкана Фудзияма в Японии, Кроноцкого и Ключевского на Камчатке или Майон на Филиппинах. Высота стратовулканов достигает 3—4 км, считая от основания.

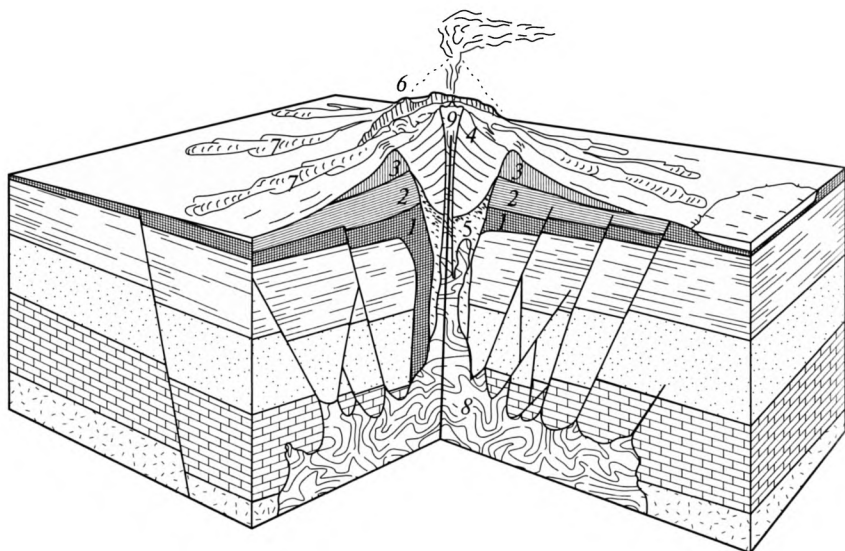


Рис. 21.19. Схема строения стратовулкана:

1—3 — разные вулканические толщи, образующие конус вулкана; 4 — молодой вулканический конус, выросший после взрывного извержения и образования кальдеры; 5 — широкое жерло, образовавшееся во время взрыва; 6 — край кальдеры; 7 — молодые лавовые потоки; 8 — близповерхностный магматический очаг; 9 — молодой вулканический канал, заканчивающийся кратером

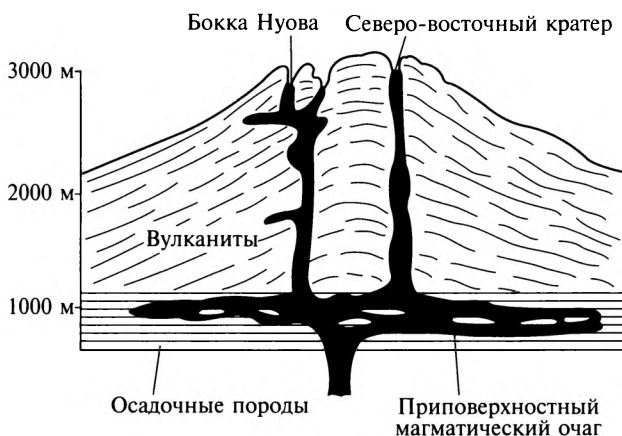


Рис. 21.20. Структурная модель вулкана Этна (Сицилия) по сейсмическим данным. Близповерхностный магматический очаг располагается непосредственно под вулканом на контакте с субстратом

На вершине вулкана располагается *кратер*, в донной части которого находится *жерло* — выводное отверстие *подводящего канала* (рис. 21.20).

Сам вулканический конус состоит из чередующихся толщ лав и различной *тефры*, в которую на разных уровнях могут внедряться *пластовые интрузивы* — *силлы* или появляться боковые *подводящие каналы*, открывающиеся на склонах, где возникают *побочные кратеры*. Формирование новых *подводящих каналов* происходит после длительного периода покоя вулкана, и *магме* легче пробить новый путь *наверх*, нежели следовать по старому *закупоренному каналу*. Так возникают новые *жерла* и новые *кратеры*, которые нередко оказыва-

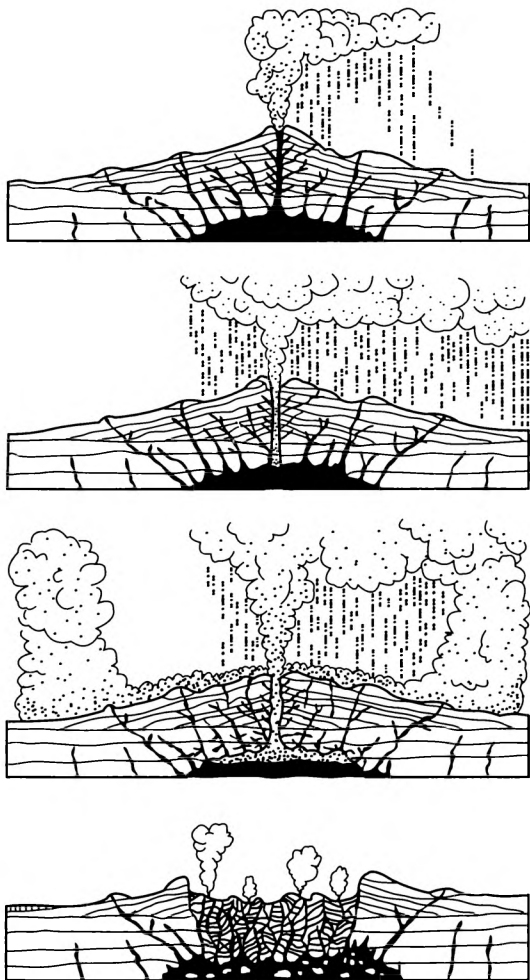
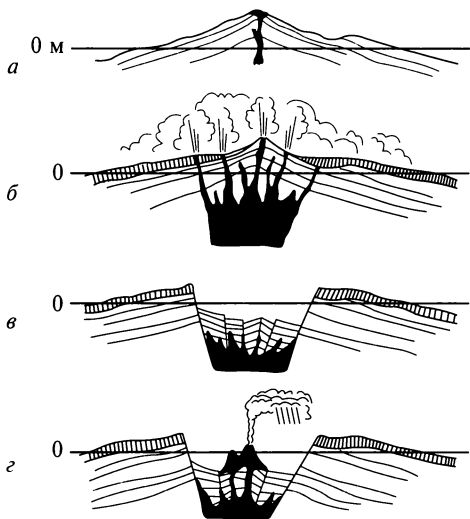


Рис. 21.21. Схема формирования кальдеры взрыва и провала

Рис. 21.22. Формирование кальдеры вулкана Санторин:

а — вулкан Санторин до извержения в XVI в. до н. э.; *б* — извержение в середине XVI в. до н. э. и образование пемзы до 100 м мощности (заштриховано); *в* — проседание части вулкана и образование кальдеры диаметром 16—18 км и глубиной до 0,5 км; *г* — формирование нового вулкана в центре кальдеры



ются сложенными друг в друга. При возникновении вулкана нередко образуются радиальные и кольцевые трещины, также заполняющиеся магмой и формирующие новые побочные кратеры.

Системы трещин появляются в результате оседания вулкана при перераспределении масс, когда из близповерхностного магматического очага магма выносится наверх, а в очаге создается ее недостаток, в то время как на поверхности — избыток.

В результате мощных эксплозий вершинная часть стратовулкана может быть уничтожена и тогда образуется обширная и глубокая округлая котловина — *кальдера* (от исп. «кальдера» — котел) диаметром от нескольких сотен метров до нескольких километров. Это так называемые *кальдеры взрыва* (рис. 21.21 и 21.22). Но существуют и *кальдеры провала*, которые образуются в результате оседания вершинной части вулкана по кольцевым разломам, так как в магматическом очаге под вулканом ощущается недостаток расплава. Известны очень большие кальдеры, например, Тимбер-Маунтин в Неваде, США, диаметром до 32 км, Ла-Гарита в горах Сан-Хуан, Колорадо, — около 50 км, Асо, Япония — 20 км, Санторин в Эгейском море в Кикладской островной дуге — 14 км и т. д. Часть кальдер образуется в результате обрушения беспорядочно ориентированных частей вулканической постройки, а часть в результате оседания по кольцевым разломам всего массива вулкана. Иногда кальдеры бывают вложенными одна в другую, например кальдеры вулкана Килауэа на Гавайях.

Кальдеры очень характерны для полей кислых игнимбритов, порождаемых пепловыми потоками, возникающими во время мощных эксплозивных извержений. Классическим примером такой кальдеры глубиной 2,5 км является Верхнечегемская на Северном Кавказе. Впечатляющая кальдера вулкана Санторин в Эгейском море

(см. рис. 21.22) образовалась в XVI в. до н. э. в результате грандиозных в основном explosивных пемзовых извержений вулкана, после которых сохранились лишь его части, образующие гирлянду островов вокруг кальдеры диаметром ~ 14 км. Глубина моря внутри кальдеры составляет несколько сот метров, а в ее центре впоследствии вырос новый вулкан, вернее два, Палео и Неокамени, последнее извержение которого было в 1957 г. От взрыва на краях кальдеры сохранился пласт пемзы мощностью до 100 м. Именно под ним греческим археологом Маринатосом в 60-е годы XX в. был обнаружен целый город — Акротири. Предполагается, что извержение Санторина погубило минойскую цивилизацию, а исчезновение большого острова иногда связывают с легендой об Атлантиде. Иногда в кальдере начинает вновь расти куполовидное поднятие, возникают отдельные вулканические конусы. Такие кальдеры называют *возрожденными*.

Следует отметить, что отток магмы из близповерхностного очага может вызвать опускание территории, намного превышающее размер вулканической постройки. Такие впадины называют *вулканотектоническими*.

21.6. Экологические последствия извержения вулканов

Даже единичные извержения вулканов способны привести к экологическим катастрофам, а если одновременно действуют десятки и сотни вулканов, то это уже может повлечь за собой глобальные катастрофические последствия.

Мощное explosивное извержение вулкана Санторин в Эгейском море в XVI в. до н. э. привело к гибели минойской цивилизации, центром которой был остров Крит. Огромные по силе взрывы вызвали пемзопад, распространившийся на все Восточное Средиземноморье, а на самом острове мощность пемзы достигала 100—150 м. Волны цунами достигли Крита, разрушив многие прибрежные поселения и потопив все корабли, стоявшие в гаванях. Так, на долгие тысячелетия исчезла высокоразвитая цивилизация, заново открытая лишь в XX в. Именно эта катастрофа сейчас активно обсуждается в качестве прообраза мифа об Атлантиде Платона.

Извержение Везувия в августе 79 г. н. э. похоронило под толщей вулканических туфов города Помпеи и Стабию, а Геркуланум оказался залитым мощным грязекаменным потоком. Об этих городах и людях, погребенных под туфами и обломками домов, забыли. И лишь в XVIII в. случайно наткнулись при прокладке водопровода на плиту с надписью и статую, после чего и начались интенсивные археологические раскопки. Подобных примеров можно привести очень много, и все они будут свидетельствовать о том, что любое извержение вулкана, explosивное или эффузивное, приводит к экологической катастрофе.

Колоссальный взрыв вулкана Кракатау в Зондском архипелаге в 1883 г. погубил почти 40 000 чел. В 1983 г. в Исландии произошло излияние жидких базальтов из трещины Лаки, объем которых составил более 12 км³. Для сравнительно малонаселенной Исландии это была катастрофа, так как сернистые газы, выделившиеся при извержении, уничтожили кормовые травы, от чего погибли поголовья овец и лошадей. Много людей, почти пятую часть населения Исландии, погубил голод.

Иногда пепел, выброшенный при извержении, может содержать ядовитые вещества и обладать большой кислотностью ($pH > 4$), при которой растения погибают, а металл подвергается коррозии. При извержении вулкана Геклы в 1947 и 1970 годах очень много травоядных животных отравились фтором и погибли.

Раскаленная тяжелая пепловая туча, вырвавшаяся в мае 1902 г. из жерла вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника в Карибском море, в мгновение разрушила город Сен-Пьер, в результате чего погибло более 30 000 жителей — практически все население этого города.

В наши дни извержения вулканов представляют такую же опасность, как и в прошлом. Пепел, выброшенный на большие высоты, забивает двигатели самолетов. В 1990 г. извержение вулкана Пинатубо на Филиппинах привело к эвакуации американской военной воздушной базы. К счастью, извержения вулканов сейчас можно предсказать с большой точностью и вовремя эвакуировать людей в случае опасности.

Последние исследования свидетельствуют о том, что массовые вымирания биоты, неоднократно случавшиеся в геологическом прошлом, могли быть связаны с извержениями вулканов. Например, рубеж в 183,6 млн лет (± 2 млн лет), начало татарского века ранней перми, характеризовался массовым вымиранием морской фауны и флоры. И в это же время миллионы км³ излившихся базальтовых лав способствовали резкому увеличению в атмосфере парниковых газов, а вулканический пепел, попавший в океан, изменил химический состав воды. Стабильная система «атмосфера — океан» оказалась нарушенной, и пережить это изменение смогли лишь некоторые виды организмов. Мощные излияния базальтов совпадают с эпизодами массового вымирания организмов 251, 200 и 65 млн лет назад.

Магматические горные породы возникают из алюмосиликатного расплава — магмы. Разнообразие магматических пород определяется дифференциацией магмы и ее взаимодействием с вмещающими образованиями. Флюидное давление играет большую роль в кристаллизации магмы. Способ и скорость отделения летучих определяют эффузивные, эксплозивные и экструзивные извержения вулканов. Типы вулканических построек и разнообразие извержений зависят от состава магмы, формы подводящего канала и концентрации летучих. Распространение вулканов связано с активными границами литосферных плит.

Контрольные вопросы

1. Какие существуют типы магматизма?
2. Что такое магма и каковы ее свойства?
3. Какова роль летучих компонентов в магме?
4. Каким образом магма превращается в горную породу?
5. Какие существуют типы интрузивов и их контактов?
6. Какие известны продукты извержения вулканов?
7. Какие существуют типы вулканических построек и какова их связь с составом магмы?
8. Какие известны типы вулканических извержений и в чем причина их разнообразия?
9. Каков механизм перемещения пепла?
10. Что такое поствулканическая деятельность?
11. Каков механизм действия гейзера?
12. Какова географическая и тектоническая позиция современного вулканизма?

Литература

- Апродов В. А.* Вулканы. М., 1982.
- Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б.* Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985.
- Короновский Н. В.* Последний день Помпеи // Природа. 1999. № 2.
- Короновский Н. В.* Эльбрус — действующий вулкан // Природа. 1985. № 8.
- Макдональд Г.* Вулканы. М., 1975.
- Маракушев А. А.* Вулканизм Земли // Природа. 1984. № 9.
- Раст Х.* Вулканы и вулканизм. М., 1982.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., 1964.

Глава 22

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

22.1. Магнитное поле современной Земли

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

Напряженность современного магнитного поля около 0,5 эрстед или 0,1 А/м, и считается, что в геологическом прошлом напряжен-

ность могла колебаться максимум на порядок. Геомагнитное поле Земли последние 2,0—3,5 млрд лет принципиально не изменялось, как это установлено палеомагнитными исследованиями, а это больше половины ее геологической истории. Еще в XV в. было обнаружено изменение магнитного склонения со временем. Так называемые вековые вариации всех остальных элементов магнитного поля сейчас установлены достоверно, и в связи с этим регулярно составляются специальные карты *изопор*, т.е. линий равных годовых изменений какого-либо элемента магнитного поля.

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

Происхождение магнитного поля Земли и по сей день остается загадкой для ученых, хотя существует много гипотез для объяснения этого феномена. То магнитное поле, которое существует, является полем, обусловленным причинами внутренней динамики Земли. Этот последний источник вносит наибольший вклад в формирование геомагнитного поля и именно его генезису посвящено большинство гипотез.

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

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

Условие возникновения конвекции определяется числом Рэлея:

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

где H — толщина слоя жидкости (толщина внешнего ядра $H = 1000$ км); β — температурный коэффициент объемного расширения; g —

ускорение свободного падения; δT — разность температур на верхней и нижней границах; ν — кинематическая вязкость $\nu = \eta/\rho$ (η — вязкость; ρ — плотность); a — температуропроводность жидкости.

Если это безразмерное число меньше или равно единице, конвекции не происходит. Если $Ra > 1$, конвекция существует.

Будет ли конвекция ламинарной или турбулентной, определяется числом Рейнольдса:

$$Re = Hv/\nu,$$

где v — скорость. По порядку $Re \approx Ra$, так что число Рэлея в задачах конвекции играет роль числа Рейнольдса: если $Ra \gg 1$, конвекция будет турбулентной.

Число Рэлея для жидкого ядра Земли оценивается $Ra = 10^9$, что существенно превышает пороговое значение числа Рэлея для турбулентной конвекции $Ra_{cr} = 2772$. Это дает основание полагать, что во внутреннем ядре возможна турбулентная тепловая конвекция. Оценка числа Рэлея для верхней мантии дает значение $Ra = 2 \cdot 10^6$, для нижней мантии $Ra = 2 \cdot 10^9$, что дает основания предполагать существование конвекции.

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

Характерным временем этого процесса является время магнитной диффузии, т. е. распада токовой системы за счет диффузии, равное 13 000 лет. Поэтому проблема динамо заключается в том, чтобы найти такие движения в жидком ядре Земли, которые непрерывно поддерживали бы магнитное поле. Можно сказать, что движения в ядре обусловлены необходимостью передачи теплоты изнутри наружу, а магнитное поле есть побочный продукт, вызванный тем, что жидкость оказалась электропроводной. В качестве слабого магнитного поля, необходимого для начала генерации, может быть межпланетное магнитное поле Солнца.

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

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

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

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

22.2. Магнитные свойства горных пород

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

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

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

- записываемым сигналом является магнитное поле Земли в зависимости от времени;

- магнитным носителем записи (аналогом магнитной ленты) служат магнитные минералы, рассеянные в горных породах, совокупность которых составляет геологическую летопись;

- фиксирование намагниченности происходит с помощью некоторых геологических процессов (остывание изверженных пород или литификация осадочных пород);

- сохранность записи обеспечивается в том случае, если в течение геологической жизни породы не происходило вторичного нагрева или переотложения, химических изменений магнитного носителя записи и т. д.;

- воспроизведение записи производится путем отбора коллекций образцов и проведения измерений остаточной намагниченности в лабораториях с последующей статистической обработкой результатов для выделения полезного сигнала на фоне случайного шума;

- полезный сигнал представляет собой направление (и величину) магнитного поля в некоторый фиксированный момент в геологическом прошлом во множестве географических точек.

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

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

Не вдаваясь в довольно сложные характеристики видов намагниченности горных пород и определяющих ее факторов, подчеркнем роль естественной остаточной намагниченности. Существует вид намагниченности, который, будучи однажды приобретенной породой, при благоприятных условиях сохраняется длительное время. Если мы вырежем из горной породы ориентированный в пространстве образец и проведем его специальную обработку, то можно измерить остаточную намагниченность этой горной породы и, следовательно, установить направление силовых магнитных линий той эпохи, в кото-

рой данная порода сформировалась и, как следствие, вычислить положение магнитного полюса. Проводя замеры следов прошлого геомагнитного поля в массовом порядке в горных породах различного возраста на разных континентах и при бурении глубоководных скважин в океанах, получаем возможность выявить историю магнитного поля Земли. В этом заключается суть палеомагнитологии.

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

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

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

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

тым процессом, поэтому вполне возможен пропуск какого-либо магнитного эпизода.

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

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

До рубежа в 570 млн лет, т.е. для всего фанерозоя, такая шкала тоже создана. Есть шкала и для рифея — венда (1,7 — 0,57 млрд лет), однако она еще менее удовлетворительна. Остаточная намагниченность обнаруживается даже у архейских пород с возрастом 3,4 млрд лет. Распределение геомагнитных инверсий во времени характеризуется довольно сложной ритмичностью, состоящей как из длительных, так и кратковременных интервалов обращения знака поля.

Основными результатами палеомагнитных исследований являются следующие сведения:

1. Магнитное поле Земли существует, по крайней мере 3 млрд лет и его характеристики всегда были близки к современным, скорее всего магнитное поле имело дипольный характер.

2. В геологическом прошлом магнитное поле Земли многократно меняло свою полярность. Последний раз это произошло около 730 тыс. лет тому назад; смена полярности происходит одновременно по всей поверхности Земли примерно за 10 — 50 тыс. лет; построена глобальная шкала инверсий на интервал 0 — 165 млн лет; построены региональные магнитостратиграфические шкалы инверсий.

3. Установлено, что аномальное магнитное поле Земли в основном обусловлено намагниченными горными породами.

4. Координаты палеомагнитных полюсов, определенные по различным тектоническим блокам для одного и того же момента времени в геологическом прошлом, оказались различными, что свидетельствует об относительных перемещениях блоков;

5. На основании количественных данных о положении древних магнитных полюсов построены реконструкции положений блоков земной коры в прошлом.

6. Остаточная намагниченность лунных пород с возрастом 4,6 млрд лет возникла в магнитном поле, сравнимом с полем Земли, тогда как сейчас магнитное поле Луны в тысячи раз слабее земного.

7. Открыты магнитные поля планет: слабые — у Меркурия и Марса, сильные — у Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна.

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

Палеомагнитология тесно связана с другими областями наук — с физикой (физика твердого тела, физика магнитных явлений, кристаллофизика, магнитная гидродинамика и т. д.), химией (химия ферритов, изучение процессов окисления), геофизикой (внутреннее строение Земли и планет) и, конечно, с другими разделами геологии, в частности с кристаллографией, петрографией, литологией, стратиграфией и тектоникой.

Магнитное поле Земли обусловлено причинами внутренней динамики. Магнитные свойства горных пород определяются содержанием в них минеральных зерен с различными магнитными характеристиками. Древнее магнитное поле Земли изучает палеомагнитология. Существуют временные инверсии магнитного поля. На их основе разработана магнитостратиграфическая шкала. Наличие магнитного поля установлено на других планетах Солнечной системы.

Контрольные вопросы

1. Что такое магнитное поле Земли?
2. Чем определяется магнитное поле Земли?
3. Каково происхождение магнитного поля Земли?
4. Что такое остаточная и приобретенная намагниченность?
5. Что такое палеомагнетизм?
6. Что такое инверсия магнитного поля?
7. На чем основана магнитостратиграфическая шкала?

Литература

Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами / Новая глобальная тектоника. М., 1974.

Короновский Н. В., Якушева А. Ф. Основы геологии. М., 1991.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.

Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. М. Палеомагнитология. М., 1982.

Глава 23

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм (от греч. «метаморфозис» — превращение) — это процесс преобразования первично магматических или осадочных пород под воздействием температуры (T), давления (P) и флюидов

(F) преимущественно водно-углекислых жидких или газовой-жидких, содержащих ионы K, Na, Ca, F, B, S и других, часто существующих в надкритических растворах.

Метаморфические изменения в горных породах начинаются при повышении температуры до 200 °С и увеличении всестороннего, т. е. *литостатического*, давления, вызванного весом вышележащих пород. Однако не только это давление играет важную роль. Не меньшее значение имеет стресс, боковое давление, обеспечивающее различное напряженное состояние горных пород, в результате которого открываются пути для миграции глубинных мантийных флюидов, являющихся главными переносчиками теплоты, так как кондуктивный теплообмен в горных породах крайне незначителен. Без флюидного потока вероятность метаморфизма невелика, хотя необходимо принимать во внимание и геотермический градиент, который сильно изменяется в разных районах (от 5 до 180 °С и даже более на 1 км глубины).

Перечисленные выше главные факторы метаморфизма — *температура, флюиды, давление* — оказывают влияние на любые горные породы, находящиеся на различной глубине, при этом время не особенно важно при метаморфизме. Например, лавы раннего протерозоя (2,2 млрд лет) в Прибайкалье почти не отличаются от голоценовых лав (6 — 4 тыс. лет) Эльбруса; глины кембрийского возраста (550 млн лет) под Санкт-Петербургом выглядят почти так же, как и современные глинистые отложения; многочисленными нефтяными скважинами вскрыты неизменные осадочные отложения на глубинах свыше 8 км. Известны случаи, например на о. Исландия, где по данным бурения начальные стадии метаморфизма установлены на глубинах всего 0,5 км. В то же время толщи пород на глубинах 20 км, если судить по данным сейсмических исследований, совсем не испытали метаморфических изменений. Поэтому флюиды являются одним из важнейших факторов метаморфизма.

Все метаморфические породы можно разделить на две группы, исходя из того, какие осадочные или магматические породы подвергаются метаморфизму:

1-я группа — парапороды, образовалась из первично осадочных пород, например из карбонатных пород получают мраморы, из песчаников — кварциты, из глин — филлиты и др.;

2-я группа — ортопороды, сформировалась из первично магматических пород, например, метабазиты — из базальтов.

23.1. Фации метаморфизма

Метаморфические породы весьма разнообразны. Из одних и тех же исходных, первичных пород, в зависимости от действия факторов метаморфизма, могут образоваться различные метаморфические породы. Меняющиеся температура, давление, химический со-

став флюидов приводят к изменению минерального состава первичной породы. Этот комплекс новых минералов, или парагенезис (сонахождение), называют *метаморфической фацией*. Так как исходные породы, подвергающиеся метаморфическим изменениям, чрезвычайно разнообразны, то в пределах одной метаморфической фации могут существовать разные парагенезисы минералов, а одна исходная порода давать разные метаморфические породы в различных фациях. Например, глина, метаморфизуясь, превращается в глинистые сланцы, а они в фации зеленых сланцев превращаются в филлиты; в амфиболитовой фации — в двуслюдяные сланцы; в гранулитовой фации — в биотит-гиперстен — кордиеритовые гнейсы.

Указанные выше фации — *зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая* отвечают ступеням метаморфизма: низкой, средней и высокой, соответствующим степени усиления метаморфических преобразований первичной породы. Гранулитовая фация и соответствующий ей парагенезис минералов свидетельствует о температурах 700 °С — 1000 °С, давлении от 2 до 12 кбар и глубинах порядка 10—40 км. При меньших температурах и давлениях другие минеральные парагенезисы будут характеризовать другие метаморфические фации — амфиболитовую, эпидот-амфиболитовую, зеленосланцевую, цеолитовую.

Переход от пород низших ступеней метаморфизма к высшим называют прогрессивным метаморфизмом. Если уже метаморфизованная порода подвергается воздействию более низких температур и давлений, то говорят о регрессивном (ретроградном) метаморфизме, или диафторезе.

Существуют породы, наиболее характерные для разных ступеней метаморфизма. Так, для низшей ступени типичны *зеленые сланцы*, образовавшиеся за счет базальтовых туфов и лав. Их зеленоватая окраска обусловлена развитием хлорита и эпидота.

Для фации зеленых сланцев также типичны *филлиты*, сложенные очень мелкими, меньше 1 мм, зернами кварца и чешуйками серицита и хлорита. Два последних минерала придают филлитам шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. *Хлорит-серицитовые сланцы* образуются при метаморфизме глинистых пород и для них типичны хлорит и слюда — серицит (мелкие чешуйки мусковита), а также кварц.

К низким ступеням метаморфизма относятся весьма необычные породы — *глаукофановые, или голубые сланцы* с типичным для них минералом — голубой роговой обманкой. Особенностью формирования этих пород является обстановка низких температур 200—400 °С и очень высоких давлений — до 1200 МПа, а это отвечает глубине в 40 км, если брать литостатическое давление. Но на такой глубине должна быть высокая температура. Однако в сильно метаморфизованных, древних докембрийских породах голубые

сланцы отсутствуют, хотя, судя по огромному давлению, они должны были бы там быть. Эти голубые сланцы являются результатом очень сильного стресса, т.е. одностороннего, а не литостатического давления, возникшего в условиях формирования крупных надвигов и покровов. Поэтому голубые сланцы образуют вытянутые полосы, согласно простиранию крупных разломов, и характерны для зон субдукции.

К средним ступеням метаморфизма относятся разнообразные *кристаллические сланцы* и *амфиболиты*. Кристаллические сланцы — полосчатые породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюд, образующихся как по осадочным породам — песчаникам и глинам (парагнейсы), так и по магматическим — лавам, гранитам и др. (ортогнейсы). Амфиболиты состоят из роговой обманки и плагиоклазов, иногда с биотитом и эпидотом и формируются за счет метаморфизма базальтов и габбро — основных изверженных пород (ортоамфиболиты) и карбонато-глинистых пород (параамфиболиты). Кристаллические сланцы — результат преобразования в основном глинистых пород и состоят из слюд, хлорита и амфибола, образующих характерную сланцеватость.

Амфиболитовая фация метаморфических пород образуется при температурах 500 — 700 °С и давлениях 200 — 800 МПа. При таких высоких температурах породы начинают испытывать частичное плавление в отдельных тонких слоях с образованием мигмы (от греч. «мигма» — смесь), а вся порода превращается в *мигматит* — полосчатые метаморфиты, в которых чередуются полосы гранитного состава (мигма) с полосками темноцветных минералов, еще не вовлеченных в плавление.

К высшей ступени метаморфизма относится *гранулитовая фация* (температура 700 — 1000 °С, давление 400 — 1200 МПа, глубина 10 — 40 км). Характерными породами этой фации являются *гнейсы*, *двупироксеновые* и *кристаллические сланцы* и *эклогиты*. Гнейсы состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, граната, кордиерита, пироксена, замещающего роговые обманки, и слюды. Гранулиты образуются за счет как первично-магматических, так и осадочных пород. Эклогиты сложены пироксеном — омфицитом и пироповым гранатом и представлены плотными тяжелыми породами, типичными для глубоких частей земной коры.

Таким образом, повышение температуры, давления и привнос флюидов изменяют первично-осадочные и магматические породы и превращают их в метаморфические различных фаций и ступеней. Усиление действия этих факторов в конце концов приводит к плавлению наиболее легкоплавких компонентов породы, а потом и полному плавлению. Этот процесс ультраметаморфизма, в результате которого путем различных пород могут образоваться граниты, называют анатексисом (от греч. «тексис» — плавление, «ана» — высшая ступень).

23.2. Изменения в первичных породах при метаморфизме

Процессы и факторы метаморфизма приводят к изменению минерального состава материнской породы. Например, при реакциях дегидратации происходят следующие превращения минералов:

мусковит + кварц → силлиманит + калиевый полевой шпат + вода

каолинит → андалузит + кварц + вода.

Новые минералы возникают в результате химических реакций, а также перекристаллизации минералов первичной породы, которые приобретают новую форму и размеры. В связи с увеличением температуры начинается миграция, диффузия ионов сначала вдоль границ зерен минералов, а затем и внутри их, где небольшие ионы прокладывают себе путь между более крупными. Этот процесс происходит в твердом состоянии. В породах средней и высокой степени метаморфизма можно встретить крупные, кристаллографически хорошо выраженные новые минералы, не типичные для первичной породы. Такие минералы или их скопления диаметром в несколько сантиметров называют *порфиробластами*. Особенно хорошо они выражены в кристаллических сланцах.

Если при метаморфизме химический состав породы не меняется, то говорят об изохимическом метаморфизме, а если изменяется — об аллохимическом. Но не только одни минералы замещаются другими. Происходит изменение структуры, текстуры и наступает полная перекристаллизация первичной породы. Чешуйки слюды — биотита, мусковита, серицита — приобретают ориентировку в пределах плоскостей, а если минералы, например амфиболы, имеют игольчатую форму, то длинной осью они ориентируются в одном направлении, образуя линейную текстуру. В результате метаморфическая порода приобретает сланцеватую текстуру — тонкие пластинки, на которые порода разбивается при ударе молотком. Пластинки слюды в филлитах обеспечивают шелковистый характер породы. На образование сланцеватой текстуры особое влияние оказывает стресс — одностороннее, а не литостатическое давление.

23.3. Параметры метаморфизма

При каких значениях давления (p) и температуры (T) происходил метаморфизм тех или иных пород? Ответить на этот вопрос помогает исследование двухфазных, газовой-жидких включений, находящихся в минералах и попавших туда в момент роста кристалла. *Метод гомогенизации* заключается в нагревании кристалла до тех пор, пока включение не гомогенизируется, т.е. не станет однородным. Температура, при которой происходит гомогенизация, и есть минимальное значение температуры образования минерала.

Чтобы установить давление, используют *метод геологической термобарометрии*, позволяющий рассчитывать p и T по составам минералов, находящихся в метаморфической породе, что дает возможность судить о термодинамической обстановке в момент формирования метаморфической породы.

Типы метаморфизма. Метаморфизм может проявиться на огромных площадях, поэтому называется региональным. В других случаях метаморфические изменения захватывают ограниченные участки, тогда метаморфизм называют локальным.

Региональный метаморфизм является наиболее распространенным, проявляясь на площадях в сотни тысяч км², что обусловлено погружением региона на глубины, достаточные для воздействия на первичные толщи пород высоких температур, всестороннего (литостатического) давления и флюидов. Такие метаморфические толщи развиты на древних щитах платформ, например на Балтийском и Украинском в пределах Восточно-Европейской платформы, на Алданском — Сибирской платформ и др. Архейские породы возрастом свыше 2,5 млрд лет метаморфизованы во всех регионах Земли; протерозойские возрастом 2,5—0,57 млрд лет — избирательно, а фанерозойские породы моложе 0,57 млрд лет, — только в складчатых областях и в тех структурах, которые подверглись наибольшему давлению и температурному воздействию. Поэтому в складчатых структурах можно наблюдать, как разновозрастные толщи аргиллитов переходят в глинистые сланцы, затем в филлиты, кристаллические сланцы и, наконец, в гнейсы.

Локальный метаморфизм проявляется на ограниченных площадях и подразделяется на контактовый и динамометаморфизм (дислокационный).

Контактовый метаморфизм развивается в интрузивных массивах, внедряющихся в любые толщи пород, воздействие на которые осуществляется температурой и флюидным потоком. Ширина и площадь контактового (экзоконтактового) ореола зависят от типа, состава интрузивного тела и его температуры. Интрузивы типа небольших даек и силлов обладают экзоконтактами от нескольких сантиметров до нескольких метров, и ввиду низкой температуры наблюдается лишь узкая зона дегидратации пород. Крупные гранитные массивы хотя и обладают невысокой температурой, но благодаря энергичному флюидному воздействию на вмещающие породы имеют обширные, до нескольких километров, контактовые ареалы, в которых наблюдается закономерная смена парагенезов минералов от высокотемпературных вблизи интрузивного массива до низкотемпературных вдали от него. Чем выше температура интрузивного массива, тем в контактовых ореолах развиты более высокотемпературные метаморфические породы.

Среди пород контактового метаморфизма наиболее распространены роговики, массивные темные породы, содержащие кордиерит,

андалузит, хлорит и мусковит. Если воздействию гранитов подвергаются карбонатные породы, то возникают скарны, метаморфические породы, которые образовались за счет метасоматоза (замещения) с привнесом SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO и B_2O_3 . Скарны могут возникнуть только под влиянием горячих щелочных флюидов, отделяющихся от остывающего гранитного расплава. Характерным для скарнов являются различные гранаты, турмалин и волластонит (CaSiO_3); типично образование железных магнетитовых руд, а также сульфидов меди, свинца и цинка, формирующих большие промышленные месторождения. Гора Магнитная прославилась месторождением магнетитовых руд, и в 30-е годы около нее возник г. Магнитогорск.

Динамометаморфизм связан с крупными разломами, в основном надвигами, покровами и сдвигами, при образовании которых всегда возникает стресс — напряжение сжатия, ориентированное в одном направлении. На глубинах, где литостатическое давление велико, породы под влиянием стресса приобретают пластическое течение, напоминающее раздавливание пластилина в руках. При этом раздавливаемый материал стремится выдавиться в сторону уменьшения градиента давления, а вновь образованные минералы, такие, как слюды, располагаются чешуйками параллельно поверхности смещения, создавая сланцеватость метаморфической породы. Конгломераты в таких зонах сплющиваются, длинные оси сжатых галек ориентированы по направлению перемещения, а уплощенные гальки — перпендикулярно сжатию. Поэтому следует различать *сжатие*, когда усилие направлено по нормали к объекту, и *стресс* со сдвигом, когда объект зажат между двумя пластинами, смещающимися в разных направлениях.

Динамометаморфизм проявляется в сравнительно узких зонах разрывных нарушений и сразу же исчезает за их пределами.

Активная континентальная окраина, где океанская литосфера погружается под континентальную, представляет собой хороший пример для демонстрации распределения метаморфических фаций и их связь с геодинамическими обстановками. Следует обратить внимание на положение фации голубых сланцев, требующих для своего формирования высоких давлений и сравнительно низких температур. Они как раз и располагаются в основании аккреционного клина, где создается большое давление. Амфиболитовая и гранулитовая фации находятся в нижней части континентальной коры и в самых верхах верхней мантии, ниже поверхности Мохо. Фации средних и низких ступеней метаморфизма располагаются в верхней коре.

23.4. Ударный метаморфизм

На поверхность Земли всегда падали, падают и будут падать метеориты — космические «гости» из нашей Солнечной системы. При падении на Землю метеорита образуется кратер, или *ас-*

проблема (греч. «астра» — звезда, «блема» — рана), которая всегда больше, чем упавший метеорит. Соударение метеорита о поверхность Земли зависит от массы тела и его скорости при движении в атмосфере, так как последняя играет роль тормоза. Знаменитый железный метеорит Хоба в Намибии (Африка) массой 60 т не сделал даже малейшего углубления на поверхности. Следовательно, его скорость при сближении с поверхностью Земли равнялась нулю.

Образование большинства кратеров соответствует скорости сближения с поверхностью Земли в 3—4 км/с. При такой скорости образуется ударная волна со скоростью 3—5 км/с, сжимающая горные породы с силой до 100 ГПа, давление, как полагает В. И. Фельдман, возрастает в миллиардные доли секунды (10^{-9} с). Естественно, что это колоссальное мгновенное сжатие вызывает такой же быстрый нагрев пород до 10 000 °С и выше, причем нагрев происходит в момент разряжения сжатия, когда ударная волна исчезает. Все это сопровождается дроблением, плавлением и испарением вещества мишени.

Горные породы, образующиеся при таком мгновенном ударном событии, называют *импактитами* (от англ. «импэкт» — удар) и подразделяют на три группы: 1) импактированные породы, т. е. подвергнутые воздействию ударной волны; 2) расплавленные породы; 3) импактные брекчии. Ударный метаморфизм проявляется в образовании различных пород и новых минералов, в изменении структуры минералов. Все зависит от давления и температуры. При $p = 10—35$ ГПа и $T = 100—300$ °С в породах и минералах образуются трещины и *диаплектовые* (от греч. «диа» — пере, «плектос» — витой, крученный) *структуры* в кварце и полевых шпатах, выражающиеся в скольжении блоков кристаллической решетки относительно друг друга (планарные элементы) и в конечном счете в превращении минерала в изотропное вещество. При $p = 45—60$ ГПа и $T = 900—1500$ °С минералы становятся аморфными и начинается их плавление.

При $p = 90$ ГПа и $T = 3000$ °С наступает плавление горных пород, а затем их испарение. Например, кварц ($2,2—2,5$ г/см³) переходит в более плотную ($2,85—3,0$ г/см³) модификацию, но его состав при этом не меняется. Углерод может переходить в алмаз или лонсдейлит, оливин и пироксен сменяются более плотными модификациями. Ударный метаморфизм имеет локальное распространение и не выходит за пределы метеоритного кратера.

Давление, теплота и глубинные флюиды изменяют горные породы в твердом состоянии, подвергая их изохимическому или аллохимическому метаморфизму. Основными типами метаморфизма являются региональный и локальный. Температура определяет три группы метаморфизма — низко-, средне- и высокотемпературный. Фации метамор-

физма выделяются на основе минерального состава измененных горных пород. Падение крупных метеоритов вызывает особый импактный метаморфизм.

Контрольные вопросы

1. Какие факторы влияют на метаморфизм?
2. Какие существуют метаморфические процессы?
3. Какие известны типы метаморфизма?
4. Что такое импактный метаморфизм?
5. Какие существуют фации метаморфизма?

Литература

Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985.

Петрография / Под ред. А. А. Маракушева. Т. III. М., 1986.

Глава 24

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Наиболее крупными структурными элементами земной коры являются **континенты** и **океаны**, характеризующиеся различным строением земной коры. Эти структурные элементы надо понимать не в строго географическом плане, а в геологическом или, вернее, в геофизическом смысле. Во-первых, тип строения можно определить только сейсмическими методами, во-вторых, не все пространство, занятое водами океана, представляет собой океанскую структуру. Ведь обширные шельфовые области и значительная часть материкового склона слагаются континентальной корой.

Различия между этими крупнейшими структурными элементами земной коры не ограничиваются разным типом земной коры, а прослеживаются значительно глубже, в верхней мантии, которая под континентами построена иначе, чем под океанами. Эти различия охватывают всю литосферу, а местами прослеживаются до глубин 700 км.

В пределах океанов и континентов выделяются и менее крупные структурные элементы. В первую очередь это стабильные, устойчивые структуры — **платформы** (рис. 24.1). Они могут быть не только на континентах, но и в пределах океанов; характеризуются, как правило, выровненным спокойным рельефом, которому соответствует такое же положение поверхности на глубине. Только под континентальными платформами платформенные структуры прослеживаются до глубин 30—50 км, а под океанами — до 5—8 км, так как океанская кора гораздо тоньше континентальной.

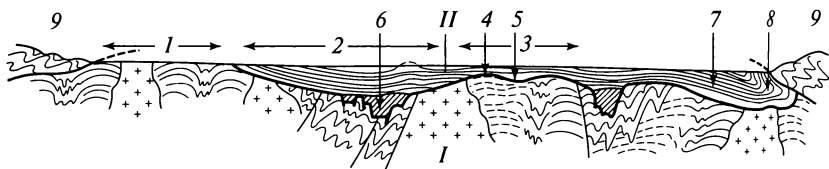


Рис. 24.1. Схема строения платформы:

I — фундамент; *II* — чехол; 1 — щит; 2 — синеклиза; 3 — антеклиза; 4 — свод; 5 — впадина; 6 — авлакоген; 7 — перикратонный прогиб; 8 — передовой прогиб; 9 — складчатая область

В океанах как крупнейших структурных элементах выделяются **срединно-океанские подвижные пояса**, представленные **срединно-океанскими хребтами с рифтовыми зонами** в их осевой части. Рифтовые зоны пересекаются **трансформными разломами**, по которым в горизонтальном направлении смещены осевые отрезки срединно-океанских хребтов. Рифтовые зоны в настоящее время, как и в геологическом прошлом, являются зонами **спрединга**, т. е. расширения океанского дна и наращивания новообразованной океанской коры. Следовательно, в океанах как в крупнейших структурных элементах земной коры выделяются устойчивые платформы и мобильные срединно-океанские пояса.

В пределах континентов находятся стабильные области — **платформы и эпиплатформенные орогенные пояса**. Последние сформировались в неоген-четвертичное время в пределах устойчивых структурных элементов после периода платформенного развития. К таким поясам можно отнести современные горные сооружения Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Западного и Восточного Забайкалья, территорию Восточной Африки и др. Кроме того, подвижные складчатые пояса, которые подверглись складчатости и орогенезу в альпийскую тектоническую эпоху, т. е. в неоген-четвертичное время, составляют **эпигеосинклинальные орогенные пояса**. К ним относятся Альпы, Карпаты, Динариды, Кавказ, Копетдаг, территория Камчатки и др.

На территории некоторых континентов, в зоне их перехода в океан (в геофизическом смысле), находятся **окраинно-континентальные подвижные геосинклинальные пояса**, представляющие собой сложное сочетание окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Это пояса высокой современной тектонической активности, выраженной в форме контрастности движений, высокой сейсмичности и активного вулканизма. В геологическом прошлом развивались и межконтинентальные геосинклинальные пояса, например Урало-Охотский, связанный с закрытием древнего Палеоазиатского океана, и др.

В 1873 г. американский геолог Д. Дэна ввел в геологию учение о геосинклиналях, основы которого были сформулированы американским геологом Дж. Холлом в 1857 г. Он показал, что горно-складчатые структуры возникли на месте прогибов, заполнявшиеся разно-

образными морскими отложениями. В силу того что общая форма этих прогибов была синклинальной, а масштабы прогибов огромными, их назвали *геосинклиналями*.

В течение последних 150 лет это учение набирало силу, дорабатывалось, детализировалось и благодаря совместным усилиям ведущих геологов многих стран сформировалось в стройную концепцию, представляющую собой эмпирическое обобщение огромного фактического материала. Однако учение страдало одним существенным недостатком — отсутствием геодинамической интерпретации наблюдаемых конкретных закономерностей развития отдельных геосинклинальных систем и не было способно указать место геосинклиналей в современном структурном плане земной коры, а также определить, где, в каком месте находятся в настоящее время современные геосинклинали. Устранить этот недостаток смогла новая концепция — концепция *тектоники литосферных плит*. Она возникла на рубеже 60—70-х годов XX в. и быстро превратилась в ведущую геотектоническую теорию. С точки зрения тектоники литосферных плит, или **новой глобальной тектоники**, геосинклинальные пояса возникают на границах взаимодействия различных континентальных и океанских литосферных плит.

24.1. Тектоника литосферных плит

В 50-е и 60-е годы XX в. геологические и геофизические исследования Земли проводились очень интенсивно. Особенно это касалось океанов, о строении дна которых и тем более о структуре земной коры в их пределах и ее свойствах мало что было известно. Накопление новых данных началось еще в первой половине XX в., но прошло еще много времени, прежде чем полученные факты помогли рождению новой геологической теории. Именно теории, а не гипотезы.

В чем разница между теорией и гипотезой? Теория обладает функцией «предсказуемости». С ее помощью, если теория правильна, можно прогнозировать те или иные свойства вещества, его строение, явления и т. д. Если прогноз подтверждается, следовательно, теория имеет право на существование. Гипотеза этими свойствами не обладает и не может объяснить появляющиеся новые данные.

Решающий вклад в современную геологическую теорию тектоники литосферных плит внесли следующие открытия:

- установление грандиозной, около 60 тыс. км, системы срединно-океанических хребтов и гигантских разломов, пересекающих эти хребты;

- обнаружение и расшифровка линейных магнитных аномалий океанского дна, дающих возможность объяснить механизм и время его образования;

- установление места и глубин гипоцентров (очагов) землетрясений и решение их фокальных механизмов;

• развитие палеомагнитного метода, основанного на изучении древней намагниченности горных пород, что дало возможность установить перемещение континентов относительно магнитных полюсов Земли. Заслуга в создании «тектоники плит», которая была сформулирована к концу 60-х годов XX в., принадлежит Тузо Уилсону (Канада), Ксавье Ле Пишону (Франция) и Джейсону Моргану (США).

Основная идея новой теории базировалась на признании разделения литосферы, т.е. верхней оболочки Земли, включающей земную кору и верхнюю мантию до астеносферы, на семь самостоятельных крупных литосферных плит, не считая ряда мелких (рис. 24.2). Эти плиты в своих центральных частях лишены сейсмичности, они тектонически стабильны, а вот по краям плит сейсмичность очень высокая и там постоянно происходят землетрясения разной силы. Следовательно, краевые зоны плит испытывают большие напряжения, так как перемещаются относительно друг друга.

Определив характер напряжений в очагах землетрясений на краях плит, удалось выяснить, что в одних случаях это растяжение, т.е. плиты расходятся и растяжение происходит вдоль оси срединно-океанских хребтов, где развиты глубокие ущелья — **рифты** (от англ.

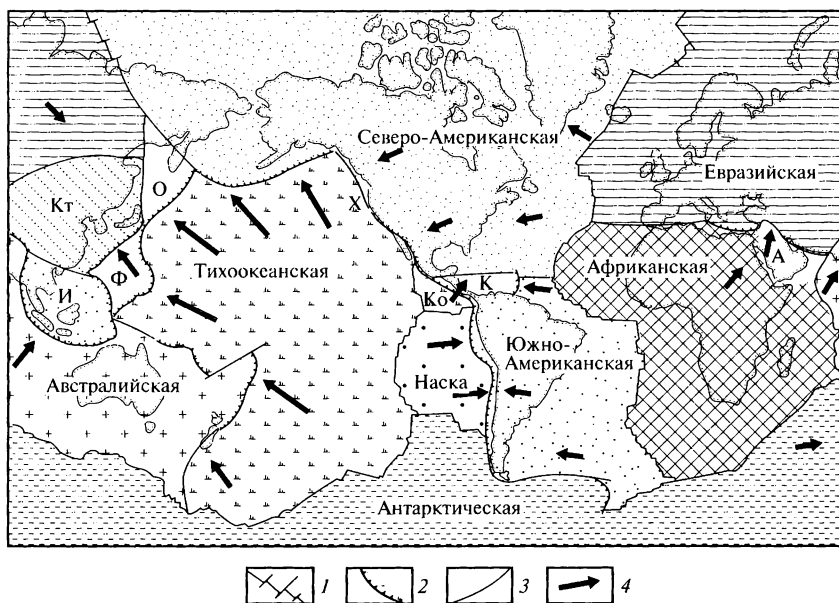


Рис. 24.2. Основные литосферные плиты (по В. Е. Хаину и М. Г. Ломизе):

1 — оси спрединга (дивергентные границы); 2 — зоны субдукции (конвергентные границы); 3 — трансформные разломы; 4 — векторы «абсолютных» движений литосферных плит. Малые плиты: Х — Хуан-да-Фука; Ко — Кокос; К — Карибская; А — Аравийская; Кт — Китайская; И — Индокитайская; О — Охотская; Ф — Филиппинская

«рифт» — расщелина). Подобные границы, маркирующие зоны расхождения литосферных плит, называют *дивергентными* (от англ. «дивергенс» — расхождение) (рис. 24.3).

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

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

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

Современными геодезическими методами, включая космическую геодезию, высокоточные лазерные измерения и т. п., установлены

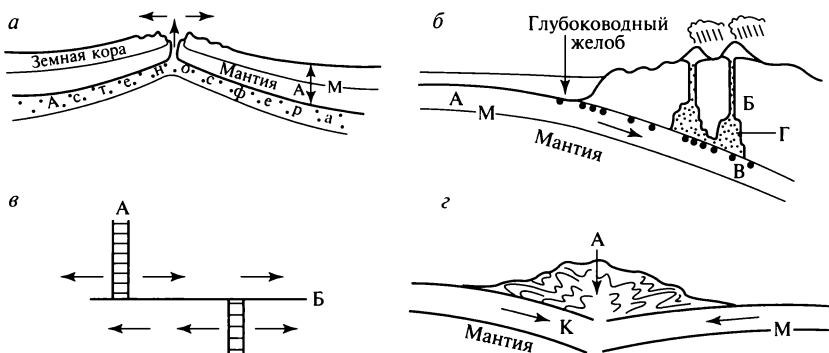


Рис. 24.3. Типы границ литосферных плит:

a — раскрытие океанских рифтов, вызывающих процесс спрединга (дивергентные границы): М — поверхность Мохоровичича; А — литосфера; *б* — субдукция (погружение) океанской коры под континентальную (конвергентные границы): А — океанская кора; Б — континентальная кора; В — гипоцентры землетрясений; Г — первичные магматические очаги; *в* — трансформные границы: А — рифты; Б — трансформный разлом; *г* — коллизионные границы: А — складчатая толща горных пород;

К — континентальная кора. Стрелками показано перемещение блоков коры

скорости движения литосферных плит и доказано, что океанские плиты движутся быстрее тех, в структуру которых входит континент, причем чем толще континентальная литосфера, тем скорость движения плиты ниже.

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

Строго симметрично по обе стороны срединно-океанских хребтов во всех океанах расположены линейные магнитные положительные и отрицательные аномалии. Везде видна одна и та же последовательность аномалий, в каждом месте они узнаются, всем им присвоен свой порядковый номер.

Ф. Вайн и Д. Мэтьюз из Кембриджского университета Великобритании в 1963 г. показали, что этот странный рисунок магнитных аномалий, не встречающийся на континентах, отражает последовательность внедрения базальтовой магмы в рифтовой зоне хребта (рис. 24.4 и 24.5). Застывая, базальты, проходя точку Кюри, приобретают намагниченность данной эпохи. Каждая новая порция магмы, внедряясь в уже застывшие, симметрично раздвигает их в обе стороны. Поэтому и магнитные аномалии располагаются симметрично относительно оси хребта. Иными словами, по обе стороны срединно-океанского хребта имеются две одинаковые «записи» изменения магнитного поля на протяжении длительного времени. Нижний предел этой «записи» — 180 млн лет. Древнее коры, чем океанская, не существует. Подобный процесс и есть спрединг.

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

Таким образом и происходит наращивание океанской литосферы по обе стороны хребта, по мере удаления от которого она становится холоднее и тяжелее и постепенно опускается, продавливая ас-

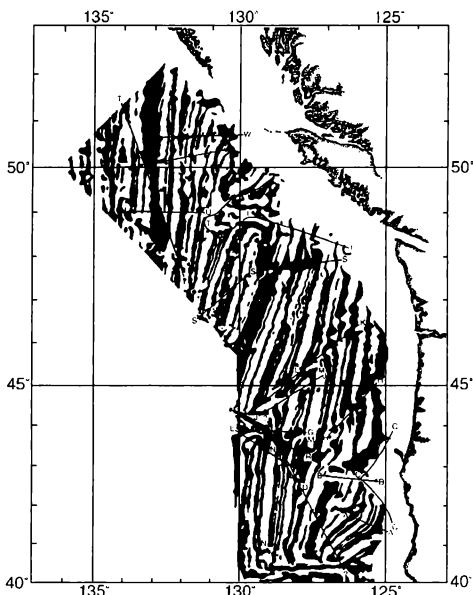


Рис. 24.4. Полосовые магнитные аномалии океанского дна у побережья Северной Америки

теносферу, а сам океан тем временем приобретает все большую глубину. Существует определенная зависимость между глубиной океана и возрастом океанического дна, выражаемая формулой

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

где h — глубина; t — возраст.

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

Зоны, где происходит субдукция, морфологически выражены глубоководными желобами, а сама погружающаяся океанская холодная и упругая литосфера хорошо устанавливается по данным сейсмической томографии — объемного «просвечивания» глубоких недр планеты. Угол погружения океанских плит различный, вплоть до вертикального, и плиты прослеживаются до границы вер-

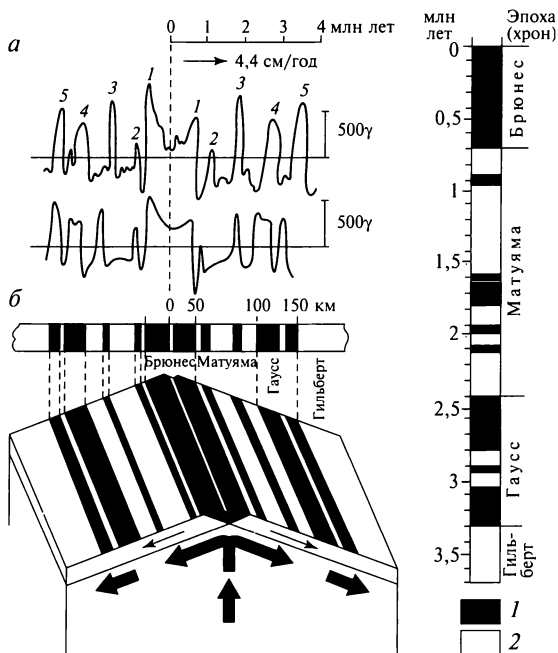


Рис. 24.5. Симметричная система линейных магнитных аномалий (в γ -излучениях) на пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия (51° ю. ш.): а — верхний профиль, рассчитанный по данным аэромагнитной съемки; б — нижний профиль, рассчитанный по магнитохронологической шкале; 1 — прямая полярность; 2 — обратная полярность

хней и нижней мантий в 670 км. Некоторые плиты останавливаются на этом уровне, иногда выполаживаясь и как бы скользят по границе. Другие — пересекают ее и погружаются в нижнюю мантию, местами достигая практически поверхности внешнего ядра на глубине 2900 км.

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

Гипоцентры землетрясений в зоне Беньофа не везде достигают границы верхней и нижней мантий. Иногда их глубина, например под Каскадными горами на западе США, не превышает первых десятков километров. Происходит это в тех случаях, когда холодная

пластина океанской литосферы разогревается и в ней уже не могут происходить сколы, вызывающие землетрясения.

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

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

Говоря о субдукционных процессах, нельзя не сказать о судьбе осадков, перекрывающих океанскую литосферу. Край плиты, под которую субдуцирует океанская, подрезает скопившиеся на ней осадки, как нож скрепера или бульдозера, деформирует эти отложения и прирашивает их к континентальной плите в виде *аккреционного клина* (от англ. «аккрешион» — приращение). Какая-то часть осадочных отложений погружается вместе с плитой в глубины мантии. В различных местах этот процесс идет разными путями. Так, у побережья Центральной Америки, где пробурены скважины, почти все осадки пододвигаются под континентальный край, чему способствует сверхвысокое давление воды, содержащейся в порах осадков. Поэтому и трение очень мало. В ряде других мест погружающаяся океанская литосферная плита разрушает, эродирует край континентальной литосферы и увлекает за собой вглубь ее фрагменты. Были произведены подсчеты количества материала, ежегодно увлекаемого на глубину (1,0—1,5 км³), задерживаемого у края нависающей плиты при аккреции (0,2—0,4 км³), и вещества тектонической эрозии (~0,6 км³).

Кроме явления субдукции существует так называемая *обдукция*, т. е. надвигание океанской литосферы на континентальную, примером которой является огромный тектонический покров (500 × 100 км) на восточной окраине Аравийского полуострова, сложенный типичной океанской корой, перекрывающей древние докембрийские толщи Аравийского щита.

Следует также упомянуть о столкновении, или *коллизии*, двух континентальных плит, которые в силу относительной легкости слагающего их материала не могут погрузиться друг под друга, а сталкиваются, образуя горно-складчатый пояс с очень сложным внутренним строением. Например, возникли Гималайские горы, когда 50 млн лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Так сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при

коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Тектоника литосферных плит позволила совершенно точно восстановить картину распада последнего суперматерика Пангеи-2, существование которого в 1912 г. впервые предсказал выдающийся немецкий геофизик Альфред Вегенер — основатель гипотезы дрейфа материков, которая в наши дни трансформировалась в концепцию новой глобальной тектоники. Рассчитанные абсолютные и относительные движения литосферных плит с момента начала распада Пангеи-2 хорошо известны и отличаются большой точностью.

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

Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии носит глобальный характер, так как касается всех районов земного шара и позволяет объяснить их историю развития, геологическое и тектоническое строение. На сегодняшний день этой теории нет разумной альтернативы и она вполне закономерно сменила господствовавшую до этого геосинклинальную концепцию, вобрав все наиболее ценное.

24.2. Основные структурные элементы платформ

На континентах различают по времени своего образования древние и молодые платформы. Последние иногда называют плитами. Древние платформы возникли в докембрийскую эпоху, а молодые плиты были сформированы за счет консолидации складчатых поясов в мезозое и кайнозое. Древние платформы являются устойчивыми глыбами земной коры, которые сформировались в архее или в раннем протерозое. Их отличительная черта — двухэтажное строение. Нижний этаж, или фундамент, сложен складчатыми, глубокометаморфизованными толщами пород, прорванными гранитными интрузивами, с широким развитием гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов или овалов — специфической формой метаморфогенной складчатости. Фундамент платформ формировался в течение длительного времени (более 2 млрд лет) и впоследствии подвергся очень сильному размыву и денудации. В результате этих процессов вскрылись породы, залегавшие ранее на незначительной глубине. Площадь древних платформ велика. Таковыми являются Восточно-Европейская,

Северо-Американская, Африканская, Сибирская платформы. Для них характерны угловатые очертания. Прямолинейные участки, которые выражены глубинными разломами или краевыми швами, сходятся под различным углом. Соседние складчатые системы либо надвинуты на платформы, либо граничат с ними через передовые прогибы, на которые, в свою очередь, надвинуты складчатые орогены. Границы древних платформ резко нарушают их внутренние структуры, что свидетельствует об их вторичном характере в результате расколов древних суперматериков Пангеи-0 и Пангеи-1 в докембрии.

Верхний этаж платформ представлен *чехлом*, или покровом, полого залегающих толщ осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Они располагаются с резким угловым и стратиграфическим несогласием на сильно дислоцированном фундаменте. Поверхность между чехлом и фундаментом отражает самое важное структурное несогласие в пределах платформ.

Строение платформенного чехла оказывается сложным, и на многих платформах на ранних стадиях образования чехла возникли грабены, грабенообразные прогибы — *авлакогены* (от греч. «авлос» — борозда, ров; «ген» — рожденный, т. е. рожденные рвом) (см. рис. 24.1). Авлакогены чаще всего возникали в конце протерозоя, в рифее, и образовали в теле фундамента протяженные системы. Мощность континентальных и реже морских отложений в авлакогенах достигает 5—7 км, а глубокие разломы, ограничивающие авлакогены, способствовали проявлению щелочного, основного и ультраосновного магматизма, а также развитию специфического для платформ траппового магматизма, выраженного в виде покровов, силлов и даек континентальных толеитовых базальтов. Этот нижний структурный ярус платформенного чехла, соответствующий авлакогенному этапу развития, сменяется формированием сплошного чехла платформенных отложений, чаще всего начинающихся с отложений вендского яруса.

Среди наиболее крупных структурных элементов платформ выделяются щиты и плиты. *Щит* — это выступ на поверхность фундамента платформы, который на протяжении всего платформенного этапа испытывал тенденцию к поднятию. *Плита* — часть платформы, перекрытая чехлом отложений и обладающая тенденцией к прогибанию. В пределах плит различают более мелкие структурные элементы. В первую очередь это *синеклизы* — обширные плоские впадины, под которыми фундамент прогнут, и *антеклизы* — пологие своды с приподнятым фундаментом и вследствие этого с относительно утоненным чехлом.

По краям платформ, т. е. там, где они граничат со складчатыми поясами, часто образуются глубокие впадины, которые называют *перикратонными* — располагающимися на краю кратона или платформы. Нередко антеклизы и синеклизы бывают осложнены второстепенными структурами меньших размеров. Такими являются

своды, впадины, валы. Последние возникают над зонами глубинных разломов, крылья которых испытывают разнонаправленные движения. В чехле эти разломы выражены выходами древних отложений из-под более молодых. Углы наклона крыльев валов не превышают нескольких градусов. Часто встречаются *флексуры* — изгибы слоев чехла без разрыва их сплошности и с сохранением параллельности крыльев, возникающие над зонами разломов в фундаменте при подвижке его блоков. Все платформенные структуры очень пологие, и в большинстве случаев измерить наклоны их крыльев невозможно.

Состав отложений платформенного чехла разнообразен, но чаще всего преобладают осадочные породы морского и континентального генезиса. Они образуют выдержанные пласты и толщи, протягивающиеся на значительные расстояния. Весьма характерны для платформ карботные толщи, например толщи белого писчего мела, органических известняков, типичных для гумидного климата, и доломитов с сульфатными осадками, которые именуется эвапоритами (от англ. «эвапорит» — выпаривать, сгущать), образующимися в аридном климате. Широко развиты континентальные терригенные толщи, приуроченные, как правило, к основанию крупных осадочных комплексов, отвечающих определенным этапам развития платформенного чехла. На смену им приходят эвапоритовые или угленосные паралические толщи в зависимости от климатических условий и терригенные — песчаные с фосфоритами и песчано-глинистые. Карбонатные толщи знаменуют собой «зенит» развития комплекса, а далее нередко происходит смена толщ в обратном порядке. Для многих платформ характерны покровно-ледниковые, тиллитовые отложения, которые образовались в вендском периоде, в конце ордовика или в конце каменноугольного периода.

Платформенный чехол в процессе своего формирования неоднократно претерпевал перестройку структурного плана, приуроченную к рубежам крупных геотектонических циклов: *байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского.* Участки платформ, испытывавшие максимальные погружения, как правило, примыкают к той пограничной с платформой подвижной области или системе, которая в это время активно развивалась.

Для платформ характерен специфический магматизм, который проявляется в моменты их тектонической активизации. Наиболее типична трапповая формация, объединяющая вулканические продукты — лавы, туфы и интрузивы, сложенные толеитовыми базальтами континентального типа, которые так называются вследствие того, что по отношению к океанским базальтам обладают несколько повышенным содержанием оксида калия, но все же не превышающим 1 — 1,5 %. Объем продуктов трапповой формации может достигать 1 — 2 млн км³, как это наблюдается на Сибирской платформе. Очень важное значение имеет щелочно-ультраосновная (ким-

берлитовая) формация, содержащая алмазы в продуктах трубок взрыва (Сибирская платформа, север Восточно-Европейской и юг Африканской платформ).

Кроме древних платформ выделяют молодые платформы — плиты. Они сформировались либо на байкальском, либо каледонском или герцинском фундаментах. Их характерной особенностью являются сильная дислоцированность чехла, меньшая степень метаморфизма пород структур фундамента. Примерами плит являются эпибайкальская Тимано-Печорская, эпигерцинская Скифская, эпипалеозойская Западно-Сибирская плиты.

24.3. Основные структурные элементы подвижных поясов

Подвижные геосинклинальные пояса являются чрезвычайно важным структурным элементом земной коры. Они обычно располагаются в зоне перехода от континента к океану и в процессе своей эволюции формируют континентальную кору. Смысл эволюции геосинклинали заключается в образовании прогиба в земной коре в условиях тектонического растяжения. Этот процесс сопровождается подводными вулканическими излияниями, накоплением глубоководных терригенных и кремнистых отложений. В процессе формирования геосинклиналей возникают частные поднятия, структура прогиба усложняется и за счет размыва поднятий, сложенных вулканитами, формируются граувакковые пески и песчаники. С течением времени появляются рифовые постройки, возникают лагуны, формируются карбонатные толщи, а вулканизм становится все более дифференцированным. Наконец, поднятия разрастаются, происходит своеобразная инверсия прогибов, внедряются гранитные интрузивы и все отложения сминаются в складки. На месте геосинклинального прогиба возникает горное поднятие, перед фронтом которого растут передовые прогибы, заполняемые молассами — грубообломочными продуктами разрушения гор, а в последних развивается наземный вулканизм, поставляющий вулканические продукты среднего и кислого состава — андезиты, дациты, риолиты. В дальнейшем горно-складчатое сооружение разрушается, а так как темп поднятия падает, то ороген превращается в пенепленизированную равнину. Такова вкратце идея геосинклинального развития.

В результате спрединга в океанах происходит наращивание океанской коры (рис. 24.6). Поскольку радиус Земли существенно не меняется, новообразованная кора должна поглощаться и уходить под континентальную, т. е. происходит ее субдукция (погружение). Эти районы отмечены необычайно высокой сейсмической активностью и мощной вулканической деятельностью, наличием островных дуг, окраинных морей, глубоководных желобов. Все эти процессы фиксируют *активную континентальную окраину*, т. е. зону взаимодействия океанской и континентальной коры. Напротив, те участки конти-

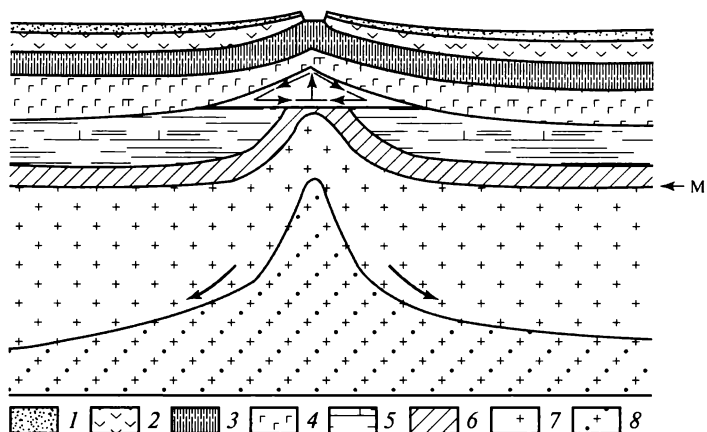


Рис. 24.6. Схематический разрез через срединно-океанский хребет (упрощенно):

1 — осадки (1-й слой океанской коры); 2 — подушечные лавы; 3 — комплекс параллельных даек (2-й слой); 4 — массивные габбро; 5 — полосчатое габбро; 6 — ультрабазиты (3-й слой); 7 — верхняя мантия; 8 — частично расплавленная верхняя мантия (разуплотненная мантия); М — граница поверхности Мохоровичича

ментов, которые составляют с частью океанов единую литосферную плиту, как, например, по западной и восточной окраинам Атлантического океана, называют *пассивной континентальной окраиной*. Они лишены всех перечисленных для активной окраины признаков, но, в свою очередь, характеризуются наличием мощной осадочной толщи, которая формируется над материковым склоном (рис. 24.7).

Сходство вулканогенных и осадочных пород ранних стадий развития геосинклиналей, так называемой офиолитовой ассоциации с разрезом коры океанского типа, позволило предположить, что последние закладывались на океанской коре и дальнейшее развитие океанского бассейна приводило сначала к его расширению, а затем и к закрытию с формированием мощной континентальной коры и образованием вулканических островных дуг и глубоководных желобов. В этом состоит сущность геосинклинального процесса, благодаря которому происходит развитие геосинклиналей.

Исходя из этого под геосинклинальным подвижным поясом (окайным или межконтинентальным) понимается подвижный пояс протяженностью в тысячи километров, закладывающийся на границе литосферных плит, характеризующийся длительностью проявления разнообразного вулканизма, активного осадконакопления и на конечных стадиях развития превращающийся в горно-складчатое сооружение с мощной континентальной корой. Примерами таких глобальных поясов являются межконтинентальные и окраинно-континентальные. К первым относятся Урало-Охотский палео-

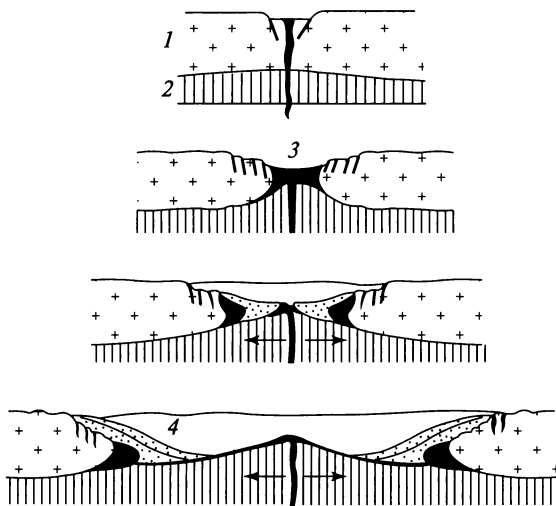


Рис. 24.7. Схема образования пассивных окраин атлантического типа:
 1 — континентальная земная кора; 2 — океанская кора; 3 — вулканические породы;
 4 — осадки

зойский, Средиземноморский (Альпийско-Гималайский) кайнозойский и Атлантический палеозойский. К окраинно-континентальным поясам относится Тихоокеанский подвижный пояс.

Геосинклинальные пояса разделяются на отдельные геосинклинальные области. В свою очередь, внутри геосинклинальных областей выделяются более мелкие геосинклинальные системы. Геосинклинальные пояса и системы отличаются историей развития, структурой и отделяются друг от друга поперечными разломами, пережимами и т. д. Они разделяются жесткими блоками земной коры — *срединными массивами* или *микроконтинентами*. Последние во время погружения всей геосинклинальной области оставались приподнятыми, и на них накапливался маломощный чехол. Как правило, эти массивы или микроконтиненты являлись обломками более древней платформы, которая подверглась дроблению при заложении подвижного геосинклинального пояса.

В конце 30-х годов XX столетия Г. Штилле и М. Кэй предложили разделять геосинклинали на эв- и миогеосинклинали. *Эвгеосинклиналию* (полной, настоящей геосинклиналию) они называли более внутреннюю по отношению к океану зону подвижного пояса, отличающуюся особо мощным вулканизмом, который начинался подводными излияниями основного состава, наличием ультраосновных интрузивных пород, интенсивной складчатостью и мощным метаморфизмом.

Миогеосинклираль (не настоящая геосинклираль) характеризовалась внешним положением (по отношению к океану), контактиро-

вала с платформой, закладывалась на коре континентального типа, более слабым метаморфизмом и вулканизмом или даже при полном их отсутствии.

Для установления положения древнего океанского бассейна и эвгеосинклинали важное значение играет наличие офиолитовой ассоциации пород. Нижняя часть состоит из ультраосновных, часто серпентинизированных пород — гарцбургитов и дунитов, выше располагается расслоенный комплекс габброидов и амфиболитов, выше — комплекс параллельных даек, сменяющийся подушечными толеитовыми базальтами, которые, в свою очередь, перекрываются кремнистыми сланцами.

Такая последовательность очень близка к строению земной коры океанского типа. Следовательно, офиолитовая ассоциация пород должна являться следами бывшего морского бассейна (океана) с корой океанского типа. Океанская кора в основании эвгеосинклинальных зон может быть как древней, так и новообразованной, сформировавшейся при раскалывании и спрединге континентальных массивов. Это не только фрагмент срединно-океанского хребта, но может быть фрагментом сложных систем островных дуг, окраинных морей или глубоководных желобов. Дальнейшее развитие эвгеосинклиналей приводило к постепенной субдукции и заканчивалось закрытием океанских пространств с образованием сложно построенных горно-складчатых областей.

Сокращение пояса и сжатие приводят к образованию тектонических покровов, фронтальная часть которых дает начало обвальным и подводно-оползневым толщам — *олистростромам* с включенными отдельными глыбами — *олистолитами*.

Орогенный этап развития подвижных поясов состоит в том, что вначале перед фронтом растущих поднятий возникают *передовые прогибы*, в которых накапливаются мощные толщи тонкообломочных пород с угленосными и соленосными толщами — тонкие молассы. В заключительную стадию горное сооружение растет быстрее, а передовые прогибы как бы «накатываются», смещаются в сторону платформ и заполняются грубообломочной молассой. В самих горных сооружениях возникают *межгорные впадины*. Для орогенного этапа характерен наземный андезитовый вулканизм, формируются крупные стратовулканы. Возникают краевые *вулканические пояса*, которые маркируют крупные разломы.

Континенты и океаны характеризуются различным строением земной коры и являются крупнейшими структурными элементами Земли. В океанах выделяются срединно-океанские подвижные пояса с трансформными разломами и зонами спрединга и стабильные структуры. К континентам приурочены платформы, эпиплатформенные и эпигеосинклинальные орогенные пояса, активные и пассивные континентальные окраины. Сложное строение имеют горно-складчатые пояса, ко-

торые в прошлом являлись структурами с океанским типом земной коры. Теория тектоники литосферных плит хорошо объясняет расположение и происхождение всех структур земной коры.

Контрольные вопросы

1. Какие основные структурные элементы земной коры можно выделить в настоящее время?
2. В чем разница в строении земной коры основных структурных элементов?
3. Каковы основные особенности структуры платформ?
4. Какой магматизм типичен для платформ?
5. Какие структурные элементы выделяются на платформах и в пределах горно-складчатых областей?
6. Что такое геосинклиналь?
7. Чем отличаются эв- и миогеосинклинали?
8. Что такое передовые прогибы и когда они возникают?
9. Как сформировались складчатые области?

Литература

- Короновский Н. В.* Общая геология. М., 2010.
Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М., 1991.
Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М., 1995.
Хаин В. Е., Короновский Н. В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М., 2007.
Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 2005.

Глава 25

ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМЛИ

Природные ресурсы Земли обычно делятся на две крупнейшие категории. Первая включает в себе ресурсы, которые необходимы для развития и продолжения жизни на Земле. Это главным образом биологические и энергетические ресурсы, которые сосредоточены в почве, подземных и поверхностных водах, атмосфере и в Мировом океане. Вторая категория включает те ресурсы, которые используются для развития и обеспечения культуры и цивилизации. При этом в их число входят как сырьевые материалы биологического происхождения, например древесина, так и естественные энергетические системы, находящиеся на поверхности Земли, например энергия рек. Однако основное место среди природных ресурсов, которые играют важнейшую роль в жизни и развитии цивилизаций, занимают материалы и сырье, заключенные в недра Земли. Их называют полезными ископаемыми, и именно они являются главным объектом геологии, которая изучает закономерности их происхож-

дения и локализации с целью поиска скоплений рудных залежей или месторождений и последующей разведки их мощности и условий залегания.

Развитие ранних цивилизаций начиналось с открытия, извлечения и использования тех или иных материалов, а человеческой цивилизации — с использования кремниевых орудий труда. Это означало, что первобытные люди целенаправленно искали те слои, в которых содержались кремниевые конкреции и слои кремния.

Сегодня геологи заняты поисками особо чистого кремнезема, из которого выплавляется сверхчистый металлический кремний, используемый в высоких технологиях (кремниевые жесткие пластины дисков компьютеров, кремниевые фотобатареи, пластины солнечных батарей, микроэлектронная промышленность, энергетические силовые установки, кварцевые лампы, кварцевые резонаторы в радиопередатчиках и т. д.). Если каменный век палеолит начался с использования камня в самых различных модификациях, то к его концу культура использования и переработки камня достигла больших высот. После палеолита, мезолита и неолита возник век металлов, который продолжается и в настоящее время. Бронзовый век начался с широкого использования сплавов меди и олова. Это означало, что начались целенаправленные поиски медных и оловянных руд и разработка рациональных способов выплавки руд этих металлов.

Затем наступил век железа и это означало начало и существенное расширение с течением времени направления поиска соответствующих руд. Далее с развитием цивилизаций в орбиту поисков включались все новые руды металлических и неметаллических полезных ископаемых, которые требовались для промышленных и хозяйственных нужд.

Природные ресурсы второй категории обычно подразделяются на энергетические и минеральные. Несмотря на кажущуюся отдаленность, эти две группы ресурсов тесно связаны между собой. Так, например, многие сырьевые материалы, добываемые из земных недр, используются для транспортировки энергии. Такими являются медь, серебро, золото, которые широко применяются для передачи электричества по проводам, а железо и алюминий — для транспортировки горючих полезных ископаемых.

В круг вопросов, изучаемых геологами, входят не только геологические процессы и производимые ими изменения на земной поверхности, улучшающие или ухудшающие условия жизнедеятельности человеческого общества, но и научно обоснованные целенаправленные поиски месторождений полезных ископаемых, а также изучение степени влияния эксплуатации, в том числе и влияние различных способов добычи полезных ископаемых на природную среду. Этими важнейшими проблемами современности

занимается новая отрасль геологии — экологическая геология. В этой отрасли геологи вместе с биологами, экологами, медиками и географами ведут совместные исследования, позволяющие оценить степень воздействия на окружающую среду и здоровье человека горнодобывающей промышленности и проблемы безопасного размещения отходов.

25.1. Энергетические ресурсы

Энергетические ресурсы включают горючие и негорючие источники энергии. К горючим относятся энергетические ресурсы, которые расходуются при производстве энергии. Они состоят из ископаемых и неископаемых материалов. К ископаемым относятся сконцентрированные скопления органического углерода, которые в настоящее время составляют основную часть источников энергии. Они включают в себя такие важные горючие полезные ископаемые, как нефть, природный газ, бурый и каменный угли, горючие сланцы. К горючим неископаемым природным ресурсам относятся материалы биологического происхождения — древесина и торф.

Негорючие источники энергии также состоят из двух типов. К ископаемым относится сырье для ядерных реакций, благодаря которому получают энергию на атомных электростанциях, и геотермальная энергия, т. е. энергия термальных источников. Наиболее важными неископаемыми и негорючими источниками энергии являются гидроэнергия, солнечная энергия и энергия приливно-отливных движений.

Вместе с тем необходимо особо подчеркнуть, что все перечисленные источники энергии как ископаемого, так неископаемого происхождения черпают энергию из тех же фундаментальных источников, которые являются движущей силой экзогенных и эндогенных геологических процессов, а ими являются гравитация, энергия Солнца и внутренней теплоты Земли.

Нефть (от перс. «нафт» — горючее) — это встречающаяся в естественном виде сложная смесь жидких углеводородов с большой примесью азота, кислорода и серы. При отделении легких компонентов из неочищенной нефти остается светлоокрашенный парафиновый воск, темный смолистый асфальт либо их смесь.

Длительное время ведется спор между сторонниками и противниками органического и неорганического происхождения нефти. Многие согласны с тем, что нефть образуется из преобразованных растительных и животных остатков в процессе диагенеза осадков. Доказательства в пользу органического происхождения нефти представляются очень убедительными. Это специфические оптические свойства, которыми обладает нефть и которые характерны только для органических соединений. В нефти содержатся определенные

пигменты, сходные с хлорофиллом растений или гемоглобином животных. Более 99 % всей встречающейся нефти ассоциируется с осадочными горными породами. Лишь в редких случаях нефть находят в изверженных и метаморфических породах, но и только в том случае, когда эти породы контактируют с осадочными толщами. Представляется, что из осадочных пород нефть может мигрировать в изверженные.

Процесс превращения исходного материала в нефть полностью не раскрыт. Полагают, что способствующими факторами являются жизнедеятельность бактерий, возрастание давления при уплотнении горных пород, высокая температура и естественная дистилляция в глубине, возможный дополнительный приток газообразного водорода из глубоких недр, присутствие катализаторов.

С геологией нефти тесно связано понятие «материнские породы». *Материнские породы* — это породы, из которых образуется нефть или природный газ. Во всех нефтедобывающих районах и областях встречаются мощные толщи темно-серых, шоколадно-коричневых, голубовато-серых или черных глин. Их темная окраска обусловлена присутствием большого количества органического вещества. Предполагается, что именно такие горные породы были материнскими.

Коллекторами (от лат. «коллектор» — собиратель) называют проницаемые горные породы, в которых скапливается нефть. Несмотря на то что глины являются материнскими породами, в них никогда не скапливается нефть в промышленных объемах, потому что глины недостаточно проницаемы. Хорошие коллекторы должны иметь высокие пористость и проницаемость, для того чтобы обеспечивалась как аккумуляция, так и свободная отдача нефти. Через коллекторы нефть свободно мигрирует.

Прекрасными коллекторами являются пески и песчаники, пористые известняки и доломиты, известняковые рифы и полости растворения внутри рифов. В том случае если пласты горных пород сильно раздроблены и покрыты множеством трещин, независимо от их состава, в них может находиться нефть.

Вероятно, когда происходит уплотнение слоев под весом вышележащих толщ, накопившихся над ними позже, нефть, природный газ и вода отжимаются из пластичных материнских глин в более проницаемые породы коллекторов, в которых эти флюиды начинают свободно мигрировать. Вследствие уплотнения пористость материнских глин снижается в три раза и более и они становятся практически непроницаемыми.

При переходе нефти из материнских пород в коллектор она может перемещаться в горизонтальном или вертикальном направлении в зависимости от строения вмещающих пород. Вода, на поверхности которой плавает нефть, облегчает ее перемещение. Если породы-коллекторы залегают наклонно, то нефть, скапливающаяся

в верхней части свода резервуара, всплывает по наклонной поверхности до тех пор, пока не окажется в структурной ловушке. Скопления нефти, приуроченные к краевым частям некоторых структурных впадин, прежде чем попасть в ловушки, образовались в результате перемещения нефти на десятки и даже сотни километров по горизонтали.

Нефтяная ловушка — это тело коллекторских пород, окруженных непроницаемыми породами таким образом, что они вместе создают естественным образом закрытый резервуар, в котором скапливается нефть (рис. 25.1). Нефть удерживается под непроницаемыми перекрывающими породами. Некоторые ловушки возникают в результате особенностей тектонической структуры, например в слоях антиклинального или куполовидного строения. Имеются стратиграфические и литологические ловушки, обусловленные разной проницаемостью слоев и линз, разной степенью цементации, фациальной изменчивости, присутствия тел органогенных построек (рифов). Довольно часто ловушки возникают при комбинации структурных и литологических факторов.

Вместе с нефтью почти всегда встречаются природный газ и воды повышенной солености (рассолы). В нефтяных ловушках нефть, газ и вода, имеющие разный удельный вес, разделены на слои вслед-

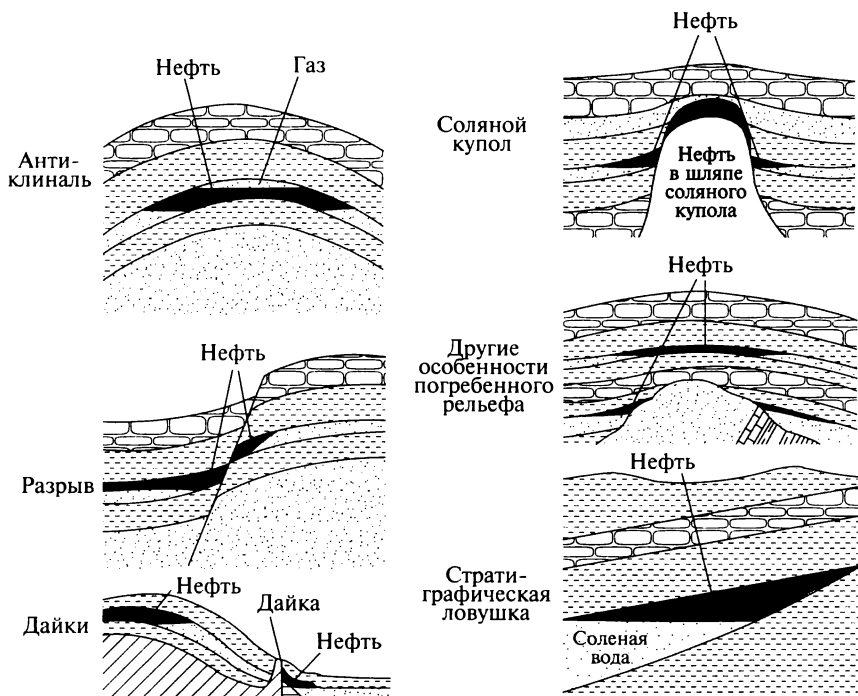


Рис. 25.1. Типы ловушек, удерживающих скопления нефти и природного газа

ствие того, что нефть не растворяется в воде, а газ растворим в ней в небольшой степени. Газ, как наиболее легкий, скапливается в верхней части ловушки, нефть — в средней части, а наиболее тяжелая вода находится в основании. Многие считают, что соленая вода в нефтяных месторождениях представляет собой морскую воду, заполнившую поры во время осадконакопления и сохранившуюся с тех далеких геологических эпох.

Нефтеносный район — это территория с подземными скоплениями нефти, экономически выгодными для разработки. Отдельно взятый нефтеносный район может содержать несколько залежей нефти, которые располагаются на разных стратиграфических уровнях, глубинах и в неодинаковых структурных условиях. Большая часть нефтеносных районов сосредоточена на севере и юге Восточно-Европейской равнины, в Западной Сибири, на юге Восточной Сибири, в Канаде, Мексике, на Ближнем и Среднем Востоке, в Южной Америке, в Северном море, Индонезии, США, а недавно были обнаружены богатые нефтеносные залежи на шельфах ряда морей.

Существуют три направления использования нефти: в качестве топлива, смазочных материалов и химического сырья. На нефть приходится около половины всех горючих материалов, используемых для производства энергии. Основные продукты, полученные в результате очистки нефти, следующие: бензин (50 %), дизельное топливо (25 %), а далее идут мазут, керосин, асфальт, топливо для реактивных двигателей, нефтяной кокс. Из нефти получают смазочные материалы, сжиженные очищенные газы, битум для дорожных покрытий, воск. В нефти заключены около тысячи разных так называемых нефтехимических соединений, которые используются для производства каучука, синтетического волокна, пластмассы, красок, растворителей, красителей, очищающих средств, смолы, удобрений, пестицидов и разнообразных лекарственных препаратов.

Прогнозируемые и разведанные запасы, так же как и добытые объемы, нефти в зарубежных странах оцениваются в баррелях (баррель равен $0,159 \text{ м}^3$). В России как запасы, так и объемы добычи измеряют в тоннах.

Все эксперты согласны с тем обстоятельством, что общее количество нефти на Земле ограничено. Хотя и не существуют точные цифры, так как они зависят от методики подсчета. По самым оптимистическим подсчетам общие запасы нефти вряд ли превышают 1000 млрд баррелей. Это означает, что при современном уровне потребления как выявленные (разведанные), так и прогнозируемые запасы нефти могут быть полностью исчерпаны в течение 100 лет. Однако это вовсе не означает, что наступит крах цивилизации. В течение этого времени нефть уступит свое ведущее место другим источникам энергии и ими станут термоядерная и солнечная энергетика.

Углеводородные газы. Природный углеводородный газ встречается либо вместе с нефтью, располагаясь над нею (см. рис. 25.1),

либо отдельно. В том случае, если нефть отсутствует, газ в породах-коллекторах располагается сразу над водой. Природный газ в основном состоит из бесцветного, без запаха, легко воспламеняющегося метана (CH_4). В нефтяных месторождениях присутствуют также другие углеводороды — этан, пропан, бутан, пентан и пары бензина. Бутан и пропан сжижают под давлением и в баллонах поставляют потребителям. Природный газ по специальным трубопроводам транспортируют на значительные расстояния. Часть природного газа превращают в углеродную сажу, которая используется для производства типографской краски и резинотехнических изделий. Крупнейшими запасами газа в мире обладают Россия, Ближний и Средний Восток, Северная Америка, Африка, Западная Европа.

Уголь. Угольные пласты, служащие объектами добычи, приурочены к определенным стратиграфическим уровням (каменноугольная, юрская, меловая системы, эоценовый отдел и т. д.). Толщи угля известны на территории России, на Украине, в США, Канаде, Западной Европе, Китае, Австралии.

В зависимости от удельной теплоты сгорания и химического состава угли подразделяют на несколько классов. Наиболее важным в классификации является ряд лигнин — полубитуминозный уголь — битуминозный уголь — антрацит. Удельная теплота сгорания лигнина составляет около 15 — 18 МДж/кг, а у антрацита теплота сгорания колеблется в пределах 33,9 — 34,8 МДж/кг. Присутствие глинистых частиц в угле снижают его удельную теплоту сгорания, вызывают высокую зольность, что приводит к сильному загрязнению воздуха при сжигании угля.

В отличие от нефти и природного газа, которые добываются с помощью скважин, а при этом способе добычи происходит минимальное разрушение поверхности, угли добываются открытым или шахтным способом. Выбор способа добычи зависит от глубины залегания угольных пластов, геологического строения района месторождения, особенностей рельефа. Глубоко залегающие и круто наклоненные пласты угля добываются наклонными и вертикальными шахтами. Открытая разработка или карьерная добыча ведется в том случае, если пласты угля залегают горизонтально и располагаются вблизи поверхности. Как открытый, так и шахтный способы добычи приводят к изменению поверхности и вызывают загрязнение подземных и поверхностных вод.

При добыче открытым способом поверхность Земли в результате вскрышных работ, когда происходит удаление почвенного слоя и пустых пород, ведет к нарушению рельефа. Однако при аккуратном ведении работ и проведении восстановительных мероприятий (рекультивация земель) выработанные площади могут быть приспособлены для других целей (оздоровительные зоны отдыха, рекреации, аквапарки и т. д.).

Подземная добыча угля ставит иные проблемы, которые дают о себе знать много лет спустя после прекращения разработок. Над заброшенными шахтами нередко происходят проседания, а иногда возникают локальные землетрясения при обрушении отработанных шахтных туннелей.

Проходка горных выработок и создание карьеров сопровождается раздроблением огромных масс пустой породы и выбрасыванием ее в отвалы. Раздробленная масса пород, находящаяся в отвалах карьеров и терриконах рядом с шахтами, приходит в соприкосновение с атмосферными, поверхностными и грунтовыми водами и подвергается выветриванию. Концентрация выносимых веществ достигает огромных масштабов, что приводит к изменению химического состава подземных и поверхностных вод. В угольных шахтах в результате растворения сульфидов железа воды становятся кислыми и загрязняют реки и водохранилища. К тому же тонко раздробленный материал сносится в речные системы и вода становится непригодной для хозяйственных и промышленных целей. Кроме того, добыча угля в шахтах весьма опасна, так как в них довольно часто происходят взрывы и подземные пожары из-за скопившегося метана.

Уголь применяют как топливо. Около $\frac{3}{4}$ добываемого угля идет на производство электроэнергии, одна шестая расходуется на производство кокса и одна десятая часть — используется различными отраслями промышленности. Значительная часть угля, ранее расходовавшаяся для производства тепловой элетроэнергии, заменена на тепловых электростанциях мазутом. Часть угля превращают в кокс и используют в металлургической промышленности. Кокс получают путем сжигания угля в специальных печах без доступа воздуха. Летучие компоненты при этом удаляются и остается обогащенный углеродом кокс. Он используется как топливо высокого качества и как восстановитель при плавке железной руды в доменных печах. Побочными продуктами в процессе коксования угля являются горючие газы и смолы, из которых получают сотни химических веществ.

Имеются попытки производства газа и искусственной нефти из угля в промышленных масштабах. Хотя эти способы технически выполнимы, применение их в настоящее время признано экономически нецелесообразным. Кроме того, эти способы получения газа и нефти сталкиваются с проблемами сильного загрязнения окружающей среды.

Согласно существующим подсчетам запасов угля на Земле должно хватить еще, как минимум, на одно тысячелетие. Мировая добыча угля сосредоточена в США, России, Германии и Великобритании.

К числу горючих полезных ископаемых относятся битуминозные (горючие) сланцы и песчаники. В горючих сланцах присутствует не нефть, а твердое, похожее на воск, вещество, из которого при перегонке могут быть экстрагированы углеводороды. Битуминозные песчаники — это песчаники, содержащие вязкий асфальт, образовав-

шийся как продукт при удалении легких фракций из сырой нефти в результате поверхностной фильтрации. Битуминозные или асфальтовые песчаники разрабатываются в открытых карьерах. При нагревании из них выплавляют асфальт, который затем очищают для получения из него бензина и других нефтепродуктов.

Путем переработки нефть из горючих сланцев получают в Китае, России, Австралии, Южной Африке и Шотландии. Битуминозные песчаники разрабатываются в России и Канаде.

Ядерное топливо. Главным видом топлива, не относящимся к категории горючих полезных ископаемых, является уран. Этот минерал в концентрированном виде встречается в кислых изверженных и гидротермальных горных породах и, в частности, в пегматитах. Однако чаще всего уран находится среди осадочных горных пород. Он широко распространен почти на всех континентах, за исключением Антарктиды (возможно, из-за отсутствия специальных геолого-поисковых работ). Уран добывают в США, Канаде, России, республиках Средней Азии, Западной Европе, государствах Африки и Южной Америки, Юго-Восточной Азии и т. д.

С началом использования атомного ядра в мирных целях было провозглашено, что ядерное топливо покончит со всеми энергетическими проблемами на земном шаре. Сегодня стало ясно, что атомная энергетика не только полностью не решает энергетические проблемы (ведущей остается тепловая энергетика), а сама по себе ставит массу новых проблем экологического характера. Использование атомной энергетики в широких масштабах усиливает недопустимый риск для человека. Главные проблемы, которые имеют прямое отношение к геологии, заключаются в безопасном размещении отвалов горных выработок и карьеров во время добычи радиоактивного сырья, размещении отработанных вод и поиске наиболее безопасных мест для строительства атомных электростанций и оценке мест хранения жидких и твердых радиоактивных отходов.

Все эти проблемы связаны с тем, что при производстве и использовании урана происходит концентрация чрезвычайно опасных радиоактивных веществ. Они концентрируются не только во время «сжигания» урана, но и при добыче и обогащении урановых руд, а также в процессе его переработки.

Предприятия по переработке радиоактивных отходов, так же как и сами атомные электростанции, необходимо размещать в геологически стабильных районах. Опускания земной поверхности, обусловленные тектоническими и иными геологическими процессами, вулканическая деятельность, разрушительные землетрясения, различные эрозионные склоновые и гравитационные процессы способствуют утечке и разносу радиоактивного материала. Предлагаемые в последние годы способы закачки жидких радиоактивных отходов в глубокие подземные горизонты, геологически малообоснованы, так как могут привести в случае действия того или иного гео-

логического процесса к миграции радиоактивных веществ в горизонты промышленной добычи подземных вод и даже к выходу вод, зараженных радиоактивными частицами, на поверхность в удалении на многие десятки и сотни километров от мест закачки.

В сферу геологических исследований входят наблюдения за жизнью активных разрывов и разломов, а также за развитием стихийных природных явлений геологического характера. Такой мониторинг необходим для обеспечения стабильной работы действующих атомных электростанций.

По оценкам специалистов атомным реакторам остается работать около 100 лет до полного истощения ядерного топлива. Однако процесс использования ядерного топлива можно растянуть путем использования вновь созданных реакторов, воспроизводящих новое ядерное топливо.

Перспективным источником энергии будущего является управляемая термоядерная реакция синтеза более тяжелых элементов из более легких. Эти реакции имитируют процессы, происходящие на Солнце. Однако для создания стабильно действующей управляемой реакции необходимо создать температуру порядка 10^6 °С. Сегодня ее невозможно получить в промышленных масштабах. Тем не менее определенный прогресс в направлении термоядерного синтеза имеется. В качестве одного из видов топлива для производства энергии может быть использован дейтерий, получаемый из морской воды.

Геотермальная энергия. В гл. 3 было обращено внимание на значительную величину теплового потока, постоянно поступающего на земную поверхность из глубоких недр. Тепловая энергия, доставляемая каждым тепловым потоком, в целом невелика, но при суммировании по всей поверхности земного шара ее значение оказывается очень большим. Использование геотермальной энергии упирается в поиск мест, где ее выход достаточно высок. Такие условия имеются в областях вулканической активности недавнего геологического прошлого. Это главным образом районы развития неогенового вулканизма. Магма или разогретые породы, находящиеся недалеко от земной поверхности, нагревают подземные воды и вызывают их циркуляцию (рис. 25.2). Горячая вода или пар захватывается у поверхности и преобразуется специальными термоустановками в электрическую энергию. В 1965 г. на Камчатке была построена геотермальная стан-



Рис. 25.2. Идеализированная схема геотермального резервуара

ция, которая работает по настоящее время. Впервые геотермальные источники теплоты стали использоваться в Италии и в настоящее время такие установки действуют в Исландии, Новой Зеландии и США. Хотя и не предполагается, что геотермальные источники смогут когда-либо стать основными поставщиками энергии, их вклад в мировую энергетику постепенно увеличивается и в некоторых районах вулканической активности, как, например, на Камчатке и Курильских островах, они становятся доминирующими источниками энергии. Так в некоторых районах геотермальные источники обогревают жилые здания, теплицы и небольшие промышленные предприятия.

25.2. Минеральные ресурсы

Металлические полезные ископаемые. *Рудой* называют природное минеральное соединение, содержащее один или несколько минералов, в которых концентрация металлов настолько велика, что это делает экономически выгодной их разработку. *Рудным минералом* называют минерал, заключающий какой-либо металл. Лишь немногие металлы встречаются в элементарной форме в самородном состоянии. В основном это золото, платина и серебро. Но абсолютное большинство металлов встречается в минералах в соединении с другими химическими элементами. Это наблюдается в сульфидах, оксидах, алюмосиликатах или карбонатах.

В большинстве руд рудные минералы встречаются с большим количеством пустой и вмещающей породы. *Пустая порода* — это не представляющие ценности и обычно не содержащие значительной концентрации металла минералы, образовавшиеся вместе с рудой. *Вмещающая порода* — это порода, окружающая руду. Довольно часто руда не имеет четко выраженных границ с вмещающей породой и они постепенно переходят друг в друга. Вследствие этого большой объем вмещающей породы извлекается при разработке вместе с рудой и только затем удаляется в процессе обогащения на горно-обогатительных комбинатах (ГОКах).

Многие руды обладают комплексным характером, так как включают два и более минералов с разными металлами. Так, в медной руде часто содержится некоторое количество серебра и золота и в значительных количествах железа.

В зависимости от происхождения рудные минералы разделяют на восемь групп (табл. 25.1).

Магматические полезные ископаемые формируются путем дифференциации выделяющихся из магмы в результате ранней кристаллизации и оседания тяжелых рудных минералов и компонентов. Значительная часть этих полезных ископаемых встречается в основании силлов или в дайках.

Пегматиты относятся к продуктам магматической дифференциации, но характеризуются тем, что содержат не тяжелые, а легкие

Генетические типы руд и рудных минералов

Генетический тип	Характерные типы рудных полезных ископаемых
Магматические руды (продукты магматической дифференциации) Пегматиты	Магнетит, хромит, ильменит (руды титана), платина Слюда, минералы лития, минералы бериллия
Контактово-метаморфические руды	Минералы вольфрама, олова, самородное золото, минералы меди, железа, цинка, серебра, свинца
Высокотемпературные руды больших глубин	Золото, олово
Руды умеренных глубин и умеренных температур	Медь, свинец, цинк, серебро, сурьма, ртуть, барит
Низкотемпературные руды небольших глубин	Золото, серебро, сурьма, золото
То же, образованные вблизи поверхности	Свинец, цинк
Полезные ископаемые осадочного происхождения	Уран, ванадий, полезные ископаемые кор выветривания: бокситы, железо, марганец, золото, платина, самородная медь, никель, барит, ртуть (киноварь); россыпи: золото, платина; хемогенные осадки: руды железа, марганца, фосфориты, каменная соль, гипс, калиевые соли, магнетит

компоненты магмы. Как правило, они представлены крупными кристаллами. В некоторых пегматитах имеются кристаллы турмалина (минерал бора) и апатита с фтором и реже хлором. В некоторых пегматитах имеются крупные скопления драгоценных камней (изумруда, топаза, рубина и др.) Полагают, что присутствие бора, фтора и хлора способствует росту кристаллов до необычайно больших размеров. Водяной пар и другие газы поддерживают магматический расплав в жидком состоянии, облегчая тем самым образование крупных кристаллов. Пегматиты обычно расположены в верхней части батолитов или вблизи нее.

Руды контактового метаморфизма возникают в результате замещения материала вмещающих пород при внедрении интрузии. Замещение происходит при помощи растворов, выделяющихся из магматической интрузии. Руды этого типа встречаются в приконтактовой части магматических и осадочных пород, в особенности в известняках и известковистых глинах. Минералы сульфидов, такие как пирит и халькопирит, оксиды (гематит и магнетит), и нерудные ми-

нералы пустой породы формируются одновременно и взаимно прорастают друг в друга.

Металлические руды, сформированные в условиях высокой температуры (300—500 °С) на большой глубине, залегают вокруг гранитных штоков и батолитов. Некоторые руды заполняют трещины или замещают избирательно вмещающие породы (рис. 25.3).

Другая группа образуется при умеренных температурах (200—300 °С) и на умеренной глубине (1—2 км). Ассоциированные с такими минералами вмещающие породы подвергнуты полной гидротермальной переработке и превращены в метаморфические породы.

Руды, выделяющиеся из низкотемпературных магматических растворов (100—200 °С) на глубине около 1 км и менее, как правило, распространены в областях молодого в геологическом смысле вулканизма. Примыкающие к этим рудам породы сильно изменены. Руды залегают в форме жил или систем жил либо замещают породы.

Некоторые руды металлов образуются из гидротермальных растворов на небольшой глубине и при низкой температуре, но при этом на значительном удалении от предполагаемого магматического очага. Частично они выделяются из прохладных ювенильных вод.

Руды урана и ванадия являются породами осадочного происхождения, которые приурочены к линзам песчаников и конгломератов. Эти металлы тонко рассеяны и инкрустируют трещины и плоскости напластования. Они встречаются также в виде удлиненных прожилков и нередко замещают ископаемые остатки древесины и материал окаменевших костей позвоночных.

Концентрация рудных минералов, связанных с осадочными породами и осадочными процессами, может быть объяснена:

- накоплением остаточных продуктов выветривания, которые располагаются в верхних горизонтах кор выветривания;

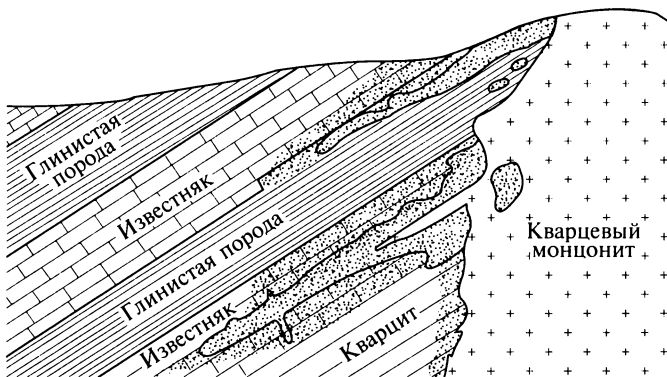


Рис. 25.3. Разрез рудной залежи контактово-метаморфического происхождения

- приуроченностью к россыпям;
- хемогенным осадконакоплением.

Одними из главных руд, образующихся при выветривании, являются бокситы — основное алюминиевое сырье. Часть бокситов является конечным продуктом выветривания алюмосиликатных магматических и метаморфических горных пород. Это значительной мощности своеобразные пласты — латеритные покровы. Часть бокситов образуется путем химического преобразования — медленного выщелачивания и изменения глинистых продуктов в карстовых воронках, а часть — представлена в форме делювиальных и колювиальных образований и располагается недалеко от мощной коры выветривания. Бокситоносные латеритные почвы и латеритные покровы широко распространены в странах с тропическим климатом — Гвинея, Гвиана, Суринам, Ямайка. Однако это вовсе не означает, что они образовались в настоящее время. Они стали формироваться с позднемелового времени, и основной пик образования латеритных покровов пришелся на эоценовую эпоху. С тех пор покровы сохранились благодаря существовавшему длительное время тропическому климату. В России имеются крупные бокситовые месторождения на Урале, Среднем Тимане, в районе Тихвина и Онеги. Они образовались в палеозойское время и представляют собой продукты длительной переработки изверженных и глинистых пород как на земной поверхности, так и в карстовых понижениях рельефа.

Все рудные минералы с высоким удельным весом и плохо растворимые в воде в современных физико-географических условиях способны легко накапливаться в россыпях механическим путем. В пределах россыпей концентрируются алмазы (рис. 25.4), золото, платина, рутил, титано-магнетит, ильменит и другие минералы.

Главными рудами металлов, которые образуются в результате химического выпадения из растворов, являются руды железа и марганца. Осадочное происхождение имеют также такие неметаллические полезные ископаемые, как известняки, фосфориты, каменная соль, гипс, калиевые соли.

Большим распространением пользуются железные руды известные под названием джаспилитов. Они распространены в пределах знаменитой Курской магнитной аномалии и в районе оз. Верхнего в США. Запасы железных руд исчисляются многими десятками



Рис. 25.4. Алмазоносная жила, с которой связано россыпное месторождение

млрд т. Возникли эти залежи на рубеже архея и протерозоя в результате первичного осаждения из морских вод кремнезема, сидерита, водных силикатов железа и оксида железа в восстановительных условиях. В результате гипергенных процессов часть железа окислялась и содержание его увеличилось до 50 %. В настоящее время разработаны рациональные методы обогащения рудного концентрата, благодаря чему используются и руды с низким содержанием железа. Эти железные окатыши и брикеты применяют для доменной плавки железа. Разработка железных руд на КМА ведется открытым способом в огромных карьерах.

Неметаллические полезные ископаемые включают огромное разнообразие пород и минералов, часть из которых показана в табл. 25.2.

Кроме вышперечисленных, другими неметаллическими полезными ископаемыми являются абразивы как осадочного, так и метаморфогенного происхождения, асбест, барит, бентонит, бораты, алмазы, графит, диатомит, полевои шпат, флюорит, граниты, магне-

Таблица 25.2

Главные неметаллические полезные ископаемые
(за исключением горючих полезных ископаемых)

Материал	Происхождение	Области использования и применения
Известняк	Осадочное	Строительный материал, цемент, щебень, металлургический флюс
Дробленый камень (щебень, гравий)	Различное	Наполнитель бетона, покрытие дорог, разнообразные насыпи
Бутовый камень	»	Строительный камень
Песок, галька	Осадочное	Наполнитель бетона, стекло, стекольное литье
Фосфатные породы	»	Удобрения, химикалии, чистящие средства
Соль	»	Пищевая промышленность, источник получения хлора и кальцинированной соды
Глины	»	Огнеупорное сырье, гончарное производство, керамика, кирпичное производство, наполнители, обесцвечивающие вещества
Сера	Вулканическое, восстановление сульфатов в корях выветривания	Производство бумаги, химикалии, удобрения, отбеливатели
Калиевые соли	Осадочное	Удобрения, химикалии, боеприпасы
Гипс	»	Строительство, цемент

зит, слюда, оливин, пемза, кварц, тальк, вермикулит, которые используются в различных отраслях. Одни из них, как, например, алмазы, полевые шпаты, слюда, пемза, имеют магматогенное происхождение, другие, как, например, кварц, бариты, имеют гидротермальное происхождение, третьи — являются типично осадочными образованиями, а четвертые имеют метаморфогенное происхождение.

25.3. Проблемы загрязнения окружающей среды в период добычи и транспортировки полезных ископаемых

Загрязнение окружающей среды начинается с момента разведки месторождений полезных ископаемых и заканчивается, когда минеральное сырье используется человеком.

Добыча каменного угля, так же как и любого другого полезного ископаемого, открытым, карьерным способом рано или поздно превращает живописный ландшафт в территорию с зияющими ямами и впадинами, гудами отвалов пустой породы и бесплодной голой землей. В процессе добычи и обогащения выбрасывается масса отходов. Некоторые из них смываются дождевыми водами в реки и озера, что серьезно отражается на их органической жизни и их водном режиме, а часть развеивается ветром. Особенно трудно преодолимой задачей является удаление загрязненных вод горных выработок.

Ряд крупных проблем связан с загрязнением нефтью, особенно во время бурения скважин в шельфовой части морей и океанов, например в Северном море и Мексиканском заливе. Открытие нефтяных месторождений на шельфе Северного Ледовитого океана, особенно у берегов Аляски, привело к большой экологической угрозе в связи с необходимостью ее транспортировки и многократными перекачками. Такие перевозки, как в северных и тропических морях, связаны с опасностью для окружающей среды. Прокладки нефте- и газопроводов на далекие расстояния, особенно через тундровые и лесотундровые ландшафты, также связаны с проблемами загрязнения окружающей среды, особенно при авариях на трубопроводах.

Больших размеров достигло загрязнение атмосферы за счет сжигания горючих полезных ископаемых независимо от того, сгорают ли они в тепловых электростанциях или в двигателях автомобилей. Выброс сернистых соединений из труб металлургических предприятий, перерабатывающих сульфидные руды или работающих на угле и мазуте электростанций, загрязняет воздух, воду и почву. Высокое содержание серы приводит к возникновению сильно действующих на земную поверхность кислотных дождей.

Фтор, выделяющийся на заводах по производству алюминия, оказывает вредное воздействие на окружающую среду.

В настоящее время многие лицензии на разработку и добычу многих полезных ископаемых предусматривают обязательное последующее восстановление почвенного слоя и растительности по составу, близкому к уничтоженному. Стоимость этих и других природоохранных мероприятий оплачивает конечный потребитель.

Природные ресурсы Земли подразделяются на энергетические и минеральные. Энергетические ресурсы включают горючие полезные ископаемые — нефть, природный газ, уголь, горючие сланцы и битуминозные песчаники, а также ядерное топливо и негорючие источники энергии — солнечную и геотермальную. К минеральному сырью относятся руды металлов и многие неметаллические минералы и горные породы.

Контрольные вопросы

1. На какие группы разделяются природные ресурсы Земли?
2. Какие стадии различаются в процессе образования нефти?
3. Что такое «материнские» и вмещающие породы?
4. Какие существуют коллекторы и ловушки нефти?
5. Какие проблемы возникают при различных способах добычи угля?
6. Как используется геотермальная энергия?
7. Каким образом возникает руда и чем она отличается от пустой породы?
8. Какие ресурсы являются невозобновляемыми, а какие являются возобновляемыми?
9. В чем заключаются проблемы загрязнения окружающей среды при разведке и добыче полезных ископаемых?

Литература

- Аллисон А., Палмер Д.* Геология. М., 1984.
Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. М., 1979.
Еремин Н. И. Неметаллические полезные ископаемые. М., 1991.
Романович И. Ф. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. М., 1986.
Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. М., 1997.
Шило Н. А. Основы учения о россыпях. М., 1985.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Воздействие на окружающую среду антропогенных факторов происходило во все времена развития человеческой цивилизации, но каждый этап цивилизации характеризовался своеобразными условиями хозяйствования и, соответственно, скоростью изменения природных условий. С течением времени это воздействие нарастало постепенно и достигло наивысшей степени в XX в. Прошедший век ознаменовался активным использованием человеком природной среды, в том числе геологической, особенно в его второй половине, когда скорость техногенного воздействия превысила естественные скорости многих геологических процессов и стала носить катастрофический характер. Современные технологии позволяют вовлекать в производство гораздо большую часть земной коры, чем это было раньше, причем данное положение касается как континентов, так и океанов. Каждые 15 лет в мире ровно вдвое увеличивается общая мощность производств. Следовательно, только за полвека она выросла почти в 4 раза.

Уже в начале XX в. начались глобальные изменения окружающей среды, которые не были замечены из-за потрясших мир социальных катастроф — двух мировых войн и экономического кризиса. Во второй половине XX в. начались катастрофы, связанные с загрязнением окружающей среды. В 1952 г. в Лондоне от смога погибло 4000 человек и 20 000 заболело различными легочными болезнями. В 1958 г. в Японии от загрязнения ртутью в г. Минамата пострадало почти 2000 человек.

Нас интересует, каким образом техногенная деятельность человека изменяет геологическую среду — приповерхностную часть земной коры и как скорости этого процесса соотносятся со скоростями естественных процессов. Современные данные показывают, что добыча минерального сырья в год превышает 100 млрд т, тогда как вынос обломочного материала всеми реками Земли в моря и океаны, а также морская абразия и денудация составляют 17,4 млрд т. Иными словами, искусственный отбор материала с поверхности Земли в 4 раза превышает естественный. Перемещение горных пород при различных строительных работах в 30 раз больше (~4000 км³), чем ежегодное перемещение осадков всеми текучими водами по земной

поверхности (около 13 км^3). Объем техногенных грунтов составляет 43 км^3 , отвалы золы при работе тепловых станций — 350 млн т , внесение удобрений и пестицидов в почву — 505 млн т , водозабор — $560 \text{ км}^3/\text{год}$ и т.д. Из недр Земли не только извлекаются полезные компоненты — руда, нефть, газ, уголь (примерно 110 млрд т ежегодно), но и вносится в нее и в атмосферу огромное количество вредных для здоровья веществ. Так, каждый год в атмосферу поступает 200 млн т оксида углерода, 50 млн т углеводородов, 146 млн т диоксида серы, 53 млн т оксидов азота, 250 млн т пыли, а в водоемы сбрасывается 32 млрд м^3 неочищенных вод и 10 млн т нефти. Ежегодно для земледелия становятся непригодными $6-7 \text{ млн га}$ почвы, в то время как для восстановления только лишь 1 см слоя почвы требуется не менее 100 лет . Выброс чистого углерода за последние 120 лет возрос в 50 раз, составив $5,3 \text{ млрд т}$. За это же время содержание CO_2 — главного парникового газа — возросло на 15% , а содержание метана (CH_4) ежегодно увеличивается на $0,8 \%$.

Средняя температура на Земле медленно, но неуклонно возрастает, что приводит к быстрой деградации ледников и повышению уровня Мирового океана, изменению ландшафтов и климатической зональности. Это в свою очередь приводит к усилению эрозионных процессов, увеличению скоростей выветривания, денудации поверхностного слоя.

Во многих районах земного шара поверхность изуродована огромными карьерами глубиной более $0,5 \text{ км}$; верхний слой земной коры «продырявлен» бесчисленными скважинами и шахтами глубиной в несколько километров. Земная поверхность покрыта гигантскими отвалами, которые получены в результате добычи, обогащения и переработки рудного и нерудного сырья, а также терриконами пустой породы, оставшимися после разработки угольных месторождений. При этом шахты, штольни, штреки и другие горные выработки постепенно обрушаются, вызывая провалы на земной поверхности. В местах расположения шахт и подземных горных выработок под угрозой разрушения находятся многие промышленные и жилые здания.

Большие площади заняты искусственно созданными водохранилищами — «рукотворными морями», которые полностью изменили естественный гидрологический режим рек, характер их стока, формирование дельт, а также микроклимат прилегающей территории.

На огромных пространствах развития криолитозоны нарушен естественный, тысячелетиями сохранявшийся баланс, так как поверхностный деятельный слой очень раним. Достаточно посмотреть на Западную Сибирь, где широко распространены термокарстовые явления и заболачивание.

Перечень техногенного воздействия на геологическую и окружающую среды можно продолжить. Сегодня важно понять, что широко распространенное мнение о том, что «земля» может выдержать

все что угодно, а вот биосфера очень чувствительна к техногенному воздействию, — ошибочно.

Хозяйственная деятельность человека настолько разнообразна и грандиозна, что ее влияние на поверхностную часть земной коры с трудом поддается учету. Эти воздействия можно подразделить на физические, физико-химические, химические и биологические.

Физическое воздействие определяется горно-технической, инженерно-строительной, сельскохозяйственной и военной деятельностью. Гигантские горно-обогатительные комбинаты (ГОК) или топливно-энергетические комплексы (ТЭК) способны за короткое время изменить геологическую среду так, что восстановить ее уже будет невозможно. Большое воздействие на геологическую среду оказывали подземные и наземные ядерные взрывы, проводившиеся в различных местах земного шара. В настоящее время около 15 % суши, т.е. $1/6$ всей ее площади, покрыто инженерными сооружениями — дорогами, каналами, водохранилищами, промышленными комплексами, зданиями и др. Их число двукратно увеличивается каждые 15 лет. Вследствие этой деятельности не только меняется рельеф земной поверхности, но и происходит изменение свойств пород, уплотнение или разуплотнение и разрушение горных пород, перенос в огромных масштабах обломочных частиц и изменение режима и уровня поверхностных и подземных грунтовых вод и т.д.

Физико-химическое и химическое воздействие на земную кору оказывают свалки твердых бытовых отходов (ТБО), промышленные и коммунальные стоки вод, в результате которых загрязняются запасы питьевых вод. В настоящее время хозяйственность только одного человека приводит к накоплению в год около 1 т коммунальных отходов. Большие площади отводятся под складирование разнообразных отходов от горного производства, а также от других видов хозяйственной деятельности человека. Сюда надо добавить и неупотребленные токсичные отходы, которых только в России ежегодно образуется больше 20 млн т. Все это разрушает верхнюю часть земной коры — геологическую среду и приводит к ее необратимым изменениям.

Техногенное воздействие сейчас проникает и в более глубокие горизонты земной коры из-за огромного количества нефтяных и газовых скважин, подземного строительства в городах, прокладки глубоко погруженных трубопроводов, тоннелей и др. Протяженность только железных дорог на Земле 1 млн 400 тыс. км, что соответствует 3,5 расстояниям от Земли до Луны, не считая автомобильных дорог, которых намного больше. Каждый километр дорог нарушает 2 га почвы и растительности.

Геологическая среда, природные ландшафты быстро изменяются из-за большого количества крупных водохранилищ, общая длина берегов которых в бывшем СССР равнялась 40 000 км, т.е. длине окружности экватора Земли. Усиленно переработанные берега из-

меняют рельеф, вызывают оползни, обвалы, подтопление, заболачивание.

Наличие больших объемов воды в водохранилищах, откачка нефти и газа из месторождений нарушают устойчивость горных пород, вызывая землетрясения. Это так называемая «наведенная сейсмичность» впервые была выявлена в 1932 г. в Алжире при строительстве плотины на р. Уэд-Фодда, когда сила толчков достигла 7 баллов.

Искусственными грунтами уже покрыто 55 % территории суши, их мощность может достигать десятки метров. Почвы загрязняются тяжелыми металлами — свинцом, кадмием, ртутью, цинком, молибденом, никелем, кобальтом и др. Следует подчеркнуть, что токсичные вещества сохраняются в почве очень долго, а пахотно-пригодные земли стремительно сокращаются (с 1,5 га на душу населения в 1900 г. до 0,5 га в 2000 г.).

Существуют научно обоснованные климатический, биологический и экологический пределы энергопотребления человеком. Современная биота приспособлена к тем особенностям природной среды, включая и климат, которые сегодня существуют на Земле. А человек стремится потреблять все больше энергии. Только США потребляют 40 % всей энергии и производят 60 % всех мировых отходов. В конце XX в. антропогенное возмущение парникового эффекта уже в 10 раз превысило пороговое значение по сравнению с биологическим.

В XXI в. человечество может приблизиться к опасной черте возмущения биосферы, если уровень потребления не изменится, а численность населения не уменьшится до такого количества, при котором сохраняется устойчивое, сбалансированное развитие.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-------------------	---

Часть I. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Глава 1. Геология — фундаментальная наука о Земле	5
1.1. Геология, ее предмет и задачи	6
1.2. Геология и человек	13
Глава 2. Планета Земля в космическом пространстве	16
2.1. Образование Вселенной	16
2.2. Солнечная система	20
2.3. Строение Солнечной системы	23
2.4. Происхождение Солнечной системы	34
Глава 3. Планета Земля	40
3.1. Форма и размеры Земли	40
3.2. Орбитальное движение Земли и ее осевое вращение	41
3.3. Внешние и внутренние оболочки Земли	44
3.4. Физико-химический состав и агрегатное состояние вещества Земли	49
Глава 4. Строение земной коры, мантии и ядра	56
4.1. Строение земной коры	56
4.2. Состав и состояние вещества земной мантии и ядра	59
Глава 5. Вещественный состав земной коры	62
5.1. Химический состав земной коры	62
5.2. Минералы	63
5.3. Горные породы	75
5.4. Условия образования и распространенность горных пород	79
Глава 6. Возраст земной коры и периодизация истории Земли	85
6.1. Геологическое время. Относительное и абсолютное летоисчисления	86
6.2. Геологическое летоисчисление	90
6.3. Радиогеохронологический возраст	93
Глава 7. Главные геологические события в истории Земли	96
7.1. История тектонических событий Земли	96

7.2. Историко-геологическая характеристика геохронологических подразделений	101
7.3. История эволюции Земли в докембрийское время	104
7.4. Палеозойский этап развития Земли	110
7.5. Мезозойско-кайнозойский этап развития Земли	123
7.6. Природа четвертичного периода	132

Часть II. ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ

<i>ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СУШЕ</i>	142
Глава 8. Выветривание	142
8.1. Физическое выветривание	143
8.2. Химическое выветривание	146
8.3. Биохимическое выветривание	150
8.4. Коры и профили выветривания	151
8.5. Почвы и почвообразование	156
8.6. Экологическое значение процессов выветривания	158
Глава 9. Гравитационные процессы	160
9.1. Особенности гравитационного переноса и осадконакопления	161
9.2. Экологические особенности гравитационных процессов	171
Глава 10. Геологическая деятельность ветра	173
10.1. Дефляция и коррозия	174
10.2. Эоловая транспортировка	180
10.3. Эоловая аккумуляция	181
10.4. Экологическая роль эоловой деятельности	186
Глава 11. Геологическая деятельность поверхностных вод	188
11.1. Плоскостной склоновый сток	188
11.2. Деятельность временных русловых потоков	189
11.3. Деятельность рек	193
11.4. Строение пойм и речные террасы	201
11.5. Устья рек	204
11.6. Экологическая роль поверхностных водотоков	207
Глава 12. Геологическая деятельность подземных вод	209
12.1. Виды воды в горных породах	210
12.2. Происхождение подземных вод	212
12.3. Типы подземных вод	213
12.4. Грунтовые воды	215
12.5. Напорные подземные воды	217
12.6. Химический состав подземных вод	218
12.7. Источники и минеральные воды	221
12.8. Карстовые процессы	223
12.9. Оползневые процессы	225
12.10. Подземные воды и геоэкология	226
Глава 13. Геологическая деятельность озер и болот	228
13.1. Происхождение озерных впадин	228

13.2.	Геологическая деятельность озер и водохранилищ	230
13.3.	Происхождение и типизация болот	234
13.4.	Геологическая деятельность болот	236
13.5.	Экологическое значение озер, водохранилищ и болот	237
Глава 14.	Геологические процессы в областях криолитозоны	238
14.1.	География многолетнемерзлых горных пород	239
14.2.	Подземные льды и подмерзлотные воды криолитозоны	239
14.3.	Геологические процессы в криолитозоне	242
14.4.	Экологическое значение областей распространения многолетнемерзлых горных пород	250
Глава 15.	Геологическая деятельность ледников и водно-ледниковых потоков	252
15.1.	Типы ледников	252
15.2.	Режим и движение ледников	257
15.3.	Ледниковая денудация и аккумуляция	258
15.4.	Водно-ледниковые отложения	264
15.5.	Отложения приледниковых областей	267
15.6.	Экологическая роль гляциальной среды	268
ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ		270
Глава 16.	Геологическая деятельность Мирового океана	270
16.1.	Физико-химические свойства вод морей и океанов	271
16.2.	Подводный рельеф океанов и морей	278
16.3.	Органический мир морей и океанов	284
16.4.	Разрушительная деятельность моря	287
Глава 17.	Морское и океанское осадконакопления	291
17.1.	Накопление морских осадков	291
17.2.	Преобразование осадков в осадочные породы	305
17.3.	Осадочные горные породы морского и океанского генезиса	308
17.4.	Понятие о фациях	312
17.5.	Экологические особенности и полезные ископаемые морских бассейнов	313
Часть III. ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ		
Глава 18.	Движения земной коры	317
18.1.	Современные вертикальные движения	319
18.2.	Современные горизонтальные движения	319
Глава 19.	Складчатые и разрывные нарушения	320
19.1.	Складчатые нарушения	322
19.2.	Разрывные нарушения	328
Глава 20.	Землетрясения	333
20.1.	Механизм возникновения землетрясения и его параметры	334
20.2.	Интенсивность землетрясений	340
20.3.	Механизм землетрясений	345
20.4.	Географическое распространение землетрясений и их геологическая позиция	345

20.5. Прогноз землетрясений	349
20.6. Сейсмостойкое строительство и поведение грунтов при землетрясениях	351
20.7. Цунами	352
Глава 21. Магматизм	355
21.1. Понятие о магме	356
21.2. Интрузивный магматизм	359
21.3. Вулканизм	366
21.3.1. Продукты извержения вулканов	367
21.3.2. Жидкие вулканические продукты	368
21.3.3. Твердые продукты эксплозивных извержений	376
21.4. Типы вулканических извержений	379
21.5. Вулканические постройки	385
21.6. Экологические последствия извержения вулканов	389
Глава 22. Особенности магнитного поля Земли	391
22.1. Магнитное поле современной Земли	391
22.2. Магнитные свойства горных пород	394
Глава 23. Метаморфизм	398
23.1. Фации метаморфизма	399
23.2. Изменения в первичных породах при метаморфизме	402
23.3. Параметры метаморфизма	402
23.4. Ударный метаморфизм	404
Глава 24. Главные структурные элементы земной коры и тектоника литосферных плит	406
24.1. Тектоника литосферных плит	408
24.2. Основные структурные элементы платформ	415
24.3. Основные структурные элементы подвижных поясов	418
Глава 25. Природные ресурсы Земли	422
25.1. Энергетические ресурсы	424
25.2. Минеральные ресурсы	432
25.3. Проблемы загрязнения окружающей среды в период добычи и транспортировки полезных ископаемых	437
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	439

Учебное издание

**Короновский Николай Владимирович,
Ясаманов Николай Александрович**

Геология

Учебник

Редактор *Т. Ф. Мельникова*
Технический редактор *О. С. Александрова*
Компьютерная верстка: *И. А. Харькина*
Корректор *В. В. Кожухина*

Изд. № 107103416. Подписано в печать 02.11.2010. Формат 60×90/16.
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Бумага офсетная № 1. Усл. печ. л. 28,0.
Тираж 1 000 экз. Заказ № 31220.

Издательский центр «Академия». www.academia-moscow.ru

125252, Москва, ул. Зорге, д. 15, корп. 1, пом. 26б.

Адрес для корреспонденции: 129085, Москва, пр-т Мира, 101В, стр. 1, а/я 48.

Тел./факс: (495) 648-0507, 616-0029.

Санитарно-эпидемиологическое заключение № 77.99.60.953Д.007831.07.09 от 06.07.2009.

Отпечатано в соответствии с качеством предоставленных издательством
электронных носителей в ОАО «Саратовский полиграфкомбинат».

410004, г. Саратов, ул. Чернышевского, 59. www.sarpk.ru



Издательский центр «Академия»

*Учебная литература
для профессионального
образования*

Наши книги можно приобрести (оптом и в розницу)

Москва:

129085, Москва, пр-т Мира, д. 101в, стр. 1
(м. Алексеевская)
Тел.: (495) 648-0507, факс: (495) 616-0029
E-mail: sale@academia-moscow.ru

Филиалы:

ООО ОИЦ «Академия-Северо-Запад»
190020, Санкт-Петербург, наб. Обводного канала,
д. 211-213, литер «В»
Тел./факс: (812) 251-9253, 575-3229
E-mail: fspbacad@peterstar.ru

Приволжский

603101, Нижний Новгород, пр. Молодежный,
д. 31, корп. 3
Тел./факс: (831) 259-7431, 259-7432, 259-7433
E-mail: pf-academia@bk.ru

Уральский

620144, Екатеринбург, ул. Щорса, д. 92а, корп. 4
Тел.: (343) 257-1006
Факс: (343) 257-3473
E-mail: academia-ural@mail.ru

Сибирский

630009, Новосибирск, ул. Добролюбова, д. 31, корп. 4, а/я 73
Тел./факс: (383) 362-2145, 362-2146
E-mail: academia_sibir@mail.ru

Дальневосточный

680014, Хабаровск, Восточное шоссе, д. 2а
Тел./факс: (4212) 27-6022
E-mail: filialdv-academia@yandex.ru

Южный

344082, Ростов-на-Дону, ул. Пушкинская,
д. 10/65
Тел.: (863) 203-5512
Факс: (863) 269-5365
E-mail: academia-UG@mail.ru

Представительства:

в Республике Татарстан
420034, Казань, ул. Горсоветская,
д. 17/1, офис 36
Тел./факс: (843) 562-1045
E-mail: academia_kazan@mail.ru

в Республике Дагестан

Тел.: 8-928-982-9248

www.academia-moscow.ru

ГЕОЛОГИЯ

ISBN 978-5-7695-7793-2



Издательский центр «Академия»
www.academia-moscow.ru