Ю. М. ВАСИЛЬЕВ,
В. С. МИЛЬНИЧУК,
М. С. АРАБАДЖИ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Ю. М. ВАСИЛЬЕВ,
В. С. МИЛЬНИЧУК,
М. С. АРАБАДЖИ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

«Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебного пособия для студентов геологических специальностей вузов»

2154

МОСКВА „НЕДРА“ 1977

УДК [551.4/4 + 551.7] (071.1)

Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Арабаджи М. С. Общая и историческая геология. М., «Недра», 1977, 472 с.

В книге изложены сущность и содержание общей и исторической геологии, научное и практическое значение геологической науки, методы изучения геологических процессов и явлений. Рассмотрены положение Земли в Солнечной системе, внутреннее строение нашей планеты, ее форма, размеры, масса, плотность, тепловое и магнитное поля. Химический состав Земли сопровожден описанием основных породообразующих минералов. Большое внимание уделено описанию экзогенных геологических процессов — деятельности атмосферы, рек, подземных вод, ледников, моря. При этом приведены сведения об основных типах осадочных горных пород и формах их залегания. Важное место в книге уделено анализу эндогенных процессов — магматизма, землетрясений, движений земной коры, метаморфизма и связанных с ними магматических и метаморфических пород. В книге приведены также элементы палеонтологии и описаны методы исторической геологии, использующиеся для палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Завершает книгу характеристика особенностей развития земной коры в течение докембрийского, раннепалеозойского, позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского этапов.

Книга является учебником для студентов негеологических специальностей нефтяных, горных и строительных вузов и факультетов. Она может быть использована также студентами геологоразведочных факультетов вузов и техникумов.

Табл. 34, ил. 279, список лит. — 15 назв.

В $\frac{20804-197}{043(01)-77}$ 94—77

© Издательство «Недра», 1977

Светлой памяти
профессора
Михаила Михайловича
Чарыгина
посвящают авторы
эту книгу

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга составлена в соответствии с учебной программой курса «Геологические дисциплины» («часть I. Общая и историческая геология») для студентов специальностей «Бурение нефтяных и газовых скважин» и «Технология и комплексная механизация разработки нефтяных и газовых месторождений».

При написании книги авторы стремились использовать новейшие данные, полученные при исследовании околоземного космического пространства, Луны и других планет Солнечной системы. Кроме того, в книге нашли отражение такие новые гипотезы, как современные представления о глобальной тектонике плит и др. При изложении дискуссионных вопросов авторы пытались дать их объективное освещение.

Теоретические разделы курса сопровождаются обязательным изложением возможных практических путей использования геологических данных — при изучении глубинного строения земной коры, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, строительстве. Особое внимание авторы обратили на освещение вопросов, связанных с поисками, разведкой и разработкой нефтяных и газовых месторождений.

Настоящая книга — коллективный труд учеников и последователей профессора М. М. Чарыгина, в разные годы читавших и читающих курс «Общей и исторической геологии» для студентов газонефтепромыслового факультета МИНХ и ГП имени И. М. Губкина. Поэтому книга по существу является обобщением опыта преподавания этого курса; кроме того, при написании книги авторы учитывали ряд учебников и учебных пособий по «Общей геологии» и «Исторической геологии» разных авторов и, в частности, учебник «Общая и историческая геология», написанный в 1968 г. М. М. Чарыгиным и Ю. М. Васильевым. Вторая часть этого учебника, написанная Ю. М. Васильевым, в значительной степени использована в настоящей книге.

В процессе написания книги авторы пользовались советами своих коллег — И. В. Безбородовой, Р. Г. Никитиной, М. И. Богачевой, А. П. Шафранова и других, которым выражают глубокую признательность. Большую благодарность приносят авторы также

А. В. Абрамовой, В. В. Бондаренко и другим, оказавшим помощь в оформлении книги и подготовке ее к печати.

Включение в книгу широкого круга вопросов, в том числе дискуссионных, возможно, потребует дополнительного обоснования, уточнения или пересмотра некоторых из них, поэтому авторы заранее признательны за отзывы, пожелания и критические замечания, направленные на улучшение содержания настоящей книги.

Отзывы и замечания просьба направлять по адресу: Москва, В-296, Ленинский проспект, 65, МИНХ и ГП им. И. М. Губкина, кафедра геологии.

ВВЕДЕНИЕ

Геология в переводе с греческого языка — наука о Земле. Однако существуют и другие науки о нашей планете. Так, например, ее изучением занимаются астрономия, геодезия, география, геофизика и др. Особенность геологии заключается в том, что она имеет целью исследование состава, строения и истории развития Земли как космического тела вообще и ее наружной каменной оболочки, или литосферы, в особенности.

Геология — многоплановая наука, она объединяет большое число самостоятельных дисциплин геологического цикла. Главными среди них являются динамическая геология и историческая геология.

Динамическая геология изучает разнообразные процессы, под действием которых происходит изменение земной коры. Они развиваются как в недрах Земли, так и на ее поверхности. В зависимости от источника энергии, вызывающего развитие геологических процессов, последние подразделяются на процессы внешней динамики (экзогенные) и процессы внутренней динамики (эндогенные).

С экзогенными процессами связаны такие явления, как преобразование рельефа, разрушение горных пород и минералов, перемещение продуктов разрушения и их накопление в новых местах. Эти процессы обусловлены атмосферными явлениями, а также деятельностью морей, рек, озер, подземных вод, ветра, ледников, животного и растительного мира. Экзогенные геологические процессы видоизменяют облик земной поверхности и вызывают накопление толщ минеральных осадков, из которых впоследствии образуются горные породы.

Эндогенные процессы обусловливают вертикальные и горизонтальные перемещения земной коры, землетрясения, извержения вулканов, изменение горных пород под действием высоких давлений и температур на больших глубинах или при излиянии огненно-жидкой магмы на поверхности. В результате эндогенных процессов существенным образом изменяются старые и образуются новые горные породы, перераспределяются высотные отметки местности, нарушается первоначальное залегание горных пород (происходят их смятие в складки, перемещение, надвигание, разрывы пластов и т. д.).

К динамической геологии относится также учение о внутреннем строении нашей планеты, о составе, физических свойствах и агретатном состоянии вещества, образующего ее оболочки и ядро.

Курс общей геологии включает в себя главным образом сведения из динамической геологии и частично вопросы из смежных геологических дисциплин, таких, как минералогия (учение о природных минеральных соединениях), петрография (учение о горных породах), геоморфология (учение о строении форм земной поверхности), геотектоника (учение о строении земной коры).

Историческая геология изучает закономерности развития земной коры во времени и пространстве с момента ее образования до наших дней.

Дело в том, что каменная оболочка земного шара, или земная кора, характеризуется очень сложным строением. Во-первых, ее слагают породы различного происхождения — осадочные, магматические и метаморфические, которые, в свою очередь, образовались в самых разнообразных условиях — на дне моря, на суше, в реках, при извержении вулканов, при таянии ледников и т. д. Во-вторых, сам характер залегания пластов горных пород в разных участках различен. В равнинных областях осадочные породы залегают, как правило, горизонтально или почти горизонтально, без резко выраженных нарушений. В горных странах, наоборот, пласты пород сильно метаморфизованы, смяты в складки, разорваны, надвинуты друг на друга.

Еще более сложным является залегание магматических пород. В одних районах магма прорвала всю толщу земной коры и разлилась по поверхности, образуя потоки и покровы, в других застыла, не достигнув поверхности Земли, и образовала в толще земной коры своеобразные магматические тела — батолиты, штоки, жилы и т. п. В некоторых случаях магма внедрялась неоднократно, вследствие чего магматические тела пересекают друг друга, создавая еще более сложную картину залегания горных пород.

В толщах горных пород разных участков литосферы встречаются различные органические остатки: в одних районах — морских животных и растений, в других — сухопутных животных и наземных растений, в третьих районах чередуются толщи с остатками как тех, так и других организмов. В первом случае формирование горных пород происходило в условиях морского бассейна, во втором — на суше, в третьем в сложных условиях, когда морская обстановка сменялась континентальной, а континентальная — морской и так многократно.

Перечисленные особенности строения земной коры являются результатами многообразных геологических процессов и свидетельствуют о весьма сложном и длительном историко-геологическом развитии Земли. Изучение процессов, имевших место в геологическом прошлом Земли, выяснение истории и закономерностей развития земной коры, истории и особенностей эволюции органического мира являются содержанием исторической геологии.

Историческая геология изучает: 1) возраст горных пород,

т. е. хронологическую (временную) последовательность их образования и положение в разрезе земной коры; 2) остатки вымерших животных и растений и историю развития органического мира; 3) физико-географические условия земной поверхности — положение суши и моря, рельеф, климат, существовавшие в разное время геологической истории; 4) тектоническую обстановку и характер магматической деятельности минувших эпох, развитие земной коры,

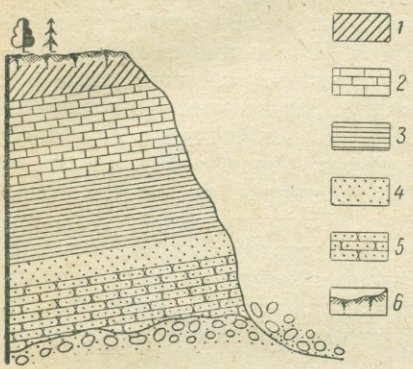


Рис. 1. Обнажение (выход) горных пород на дневную поверхность:

1 — суглинок, *2* — известняк, *3* — глина, *4* — песок, *5* — песчаник, *6* — почва

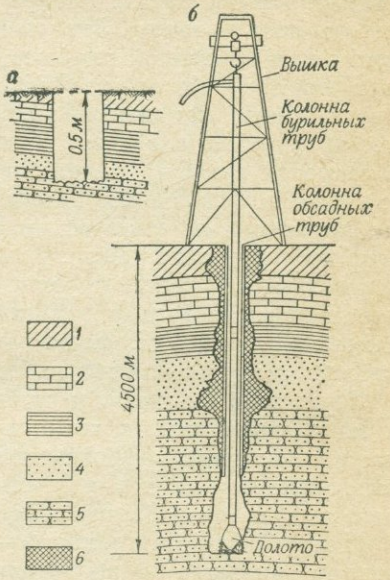


Рис. 2. Искусственные горные выработки:

а — шурф; *б* — скважина.
1 — суглинок; *2* — известняк; *3* — глина; *4* — песок; *5* — песчаник; *6* — цемент, закачанный между стволом скважины и колонной обсадных труб

историю возникновения и развития дислокаций — поднятий, прогибов, складок, разрывных нарушений и других тектонических элементов; 5) закономерную приуроченность месторождений полезных ископаемых к определенным структурам, магматическим телам, своеобразным комплексам геологических образований.

Для непосредственных геологических исследований доступны пока лишь верхние горизонты земной коры. Они изучаются либо в естественных обнажениях (рис. 1) — выходах горных пород на поверхность Земли, либо в горных выработках (рис. 2, *а*) — шурфах, канавах, ямах, колодцах, карьерах, шахтах. Наиболее полную информацию о геологическом строении литосферы дают скважины, особенно те из них, в которых проводится разнообразный комплекс специальных исследований (рис. 2, *б*). Особенно тщательно исследуются скважины, которые бурятся с целью разведки или разработки залежей нефти и природного газа, а также скважины специального назначения, так называемые опорные и параметрические скважины, закладываемые с целью изучения геологического

разреза в малоисследованных или перспективных для поисков месторождений полезных ископаемых районах.

Самые глубокие из пробуренных к настоящему времени скважин проникают в недра Земли на глубину до 10 км, что лишь немного превышает 1/1000 земного радиуса. Этого явно недостаточно для объективного суждения об особенностях строения всей земной коры, и тем более глубинного строения нашей планеты. Для изучения глубинных частей земного шара используют геофизические и другие методы исследования. Эти методы заключаются в том, что на поверхности или доступной глубине определяют физические свойства горных пород — их электропроводность, удельное электрическое сопротивление, магнитную восприимчивость, плотность, радиоактивность, упругие свойства. Затем с помощью специальных приборов в разрезах скважин выделяют массы горных пород с аналогичными свойствами, опознавая таким образом геологические образования по характерным физическим признакам. Точно также с помощью приборов в недрах Земли, в том числе и на недоступных для горных выработок глубинах, прослеживают массы горных пород с определенными физическими свойствами, изучая таким образом глубину залегания, размеры, форму и другие параметры скрытых от глаз наблюдателя геологических тел.

При всей сложности проведения геофизических исследований и многозначности их геологического истолкования по физическим характеристикам геофизические методы являются весьма эффективным средством изучения Земли. Особенно они полезны при поисках, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

Таким образом, геология — отрасль знаний, имеющая исключительно большое познавательное и практическое значение. Как наука о Земле, ее происхождении и развитии, о зарождении и эволюции животного и растительного мира геология всегда находилась в центре ожесточенной идеологической борьбы, являясь эффективным оружием в борьбе за материалистическое понимание мира против идеалистических заблуждений и религиозных предрассудков. В этом плане геология сыграла немаловажную роль в развитии наиболее прогрессивного диалектико-материалистического мировоззрения.

Не менее велико практическое значение геологии. Мощная современная индустрия базируется в значительной мере на использовании минеральных ресурсов Земли — нефти, природного газа, угля, руд черных, цветных и редких металлов, воды, строительных материалов. Геология является теоретической основой для поисков, разведки и разработки всех без исключения месторождений полезных ископаемых.

Опираясь на данные различных наук, геология выработала определенные методы исследования, в связи с чем она приобрела важное значение в деле правильной организации и проведения эффективных поисков и разведки различных полезных ископаемых, и в первую очередь таких важных, как нефть, природный газ, уголь, руды черных и цветных металлов и т. д. Если раньше открытия месторождений обычно носили случайный характер, то в настоящее время, когда

с помощью исторической геологии выявляются основные закономерности развития земной коры — этого природного вместилища всех полезных ископаемых,— оказалось возможным поставить поиски месторождений на научную основу. Именно благодаря правильному, глубоко научному прогнозу, были открыты залежи нефти и газа в Волго-Уральской области, Западной Сибири, на Мангышлаке. Научный прогноз обеспечил открытие алмазных месторождений в Якутии, угольных бассейнов в Восточной Сибири и на Украине. Число таких открытий непрерывно растет.

Большое значение имеет геология и в других отраслях народного хозяйства, например в строительстве, сельском хозяйстве, здравоохранении. Согласно действующему в СССР законодательству, ни одно крупное строительство таких объектов, как электростанции, каналы, плотины, мосты, железные дороги, автострады, нефтегазопроводы, фабрики, заводы, крупногабаритные здания и сооружения, не может быть начато без предварительных геологических исследований и заключения о возможности строительства в данных геологических условиях. Развитие сельского хозяйства немыслимо без решения комплекса вопросов, связанных с водоснабжением, мелиорацией, обеспечением минеральными удобрениями, защитой сельскохозяйственных угодий от эрозии и т. п. Решение всех этих вопросов находится в компетенции специалистов-геологов. Обеспечение лечебных учреждений бальнеологическими средствами (минеральными водами, лечебными грязями, медикаментами минерального происхождения) также невозможно без геологических знаний.

Геология является одной из самых древних наук. Уже на самых первых этапах развития человеческого общества наши далекие предки использовали горные породы и минералы для изготовления примитивных орудий из камня, а позднее для выплавки бронзы и железа. Развитие материальной культуры человека тесно связано с изучением Земли и освоением ее минеральных богатств. Каменный век, бронзовый век, железный век — важные вехи в истории человечества — отражают в определенной мере и степень развития геологических знаний.

В становление и развитие геологии как науки особенно большой вклад внесли М. В. Ломоносов, И. И. Лепехин, С. Г. Гмелин, В. О. Ковалевский, А. Г. Вернер, В. Смит, Ч. Лайель, Ч. Дарвин, А. Н. Карпинский, В. М. Севергин, А. П. Павлов, В. А. Обручев, И. В. Мушкетов, П. А. Кропоткин, Е. С. Федоров, В. И. Вернадский, И. М. Губкин, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, П. И. Степанов, Г. А. Гамбурцев, А. Е. Ферсман и др. Роль русских ученых в развитии геологических знаний исключительно велика. В Советском Союзе в системе Министерства геологии СССР успешно работают многочисленные производственные геологические и геофизические предприятия, а также научно-исследовательские институты и лаборатории. Горные, нефтяные и геологоразведочные институты, факультеты, техникумы полностью обеспечивают потребность народного хозяйства страны в специалистах горно-геологического профиля.

Глава I

ЗЕМЛЯ ВО ВСЕЛЕННОЙ

§ 1. МЛЕЧНЫЙ ПУТЬ И ДРУГИЕ ГАЛАКТИКИ

Вселенная — это весь мир, безграничный во времени и пространстве и бесконечно разнообразный по тем формам, которые принимает материя в своем развитии. Вселенная состоит из бесчисленного множества космических тел, весьма различных по своему строению и размерам. Она характеризуется крайне неравномерным распределением материи. Большая часть материи сосредоточена в сравнительно плотных космических телах, удаленных друг от друга на расстояния, в миллионы и миллиарды раз превышающие размеры этих тел.

Различают следующие основные формы космических тел — звезды, планеты и межзвездную материю. Звезды представляют собой крупные активные космические тела, одиночные или объединенные в звездные ассоциации. Радиус крупных звезд может достигать миллиарда километров, а температура даже на поверхности — многих десятков тысяч градусов. Плотность вещества звезд изменяется на различных стадиях их эволюции и может в десятки тысяч раз превышать плотность воды (нейтронные звезды — пульсары).

Планеты — сравнительно небольшие по размеру космические тела, как правило, холодные и обычно являющиеся спутниками звезд. Пространства между космическими телами заполнены межзвездной материей (газы, пыль, метеориты), плотность которой столь незначительна (1 г в кубе с ребром в 500 км), что практически эти пространства можно считать пустыми.

Космические тела обычно группируются в системы, в пределах которых они связаны между собой силами тяготения. Примером простейшей системы может служить одна планета и связанные с нею спутники, в частности, Земля со своим спутником Луной.

Простейшие системы, группируясь, образуют системы более высокого порядка. Примером системы такого типа может служить Солнечная система, состоящая из звезды Солнца, девяти планет со своими спутниками, астероидов, комет, метеоритов, пыли и газов. Главной особенностью Солнечной системы является то, что ее силовое поле определяется главным образом центральным телом — Солнцем, вокруг которого обращаются все планеты со своими спутниками и другие тела этой системы.

Еще более сложным строением характеризуются скопления космических тел высшего порядка — галактики. Примером такой системы может служить галактика Млечный Путь, в состав которой входит Солнечная система. В отличие от последней в галактике

Млечный Путь, по-видимому, нет единого центрального тела, которое играло бы ведущую роль в движениях всех космических тел. Поле притяжения здесь определяется не одним телом, а всей совокупностью звезд, туманностей и других составных частей галактики. По форме наша галактика напоминает двояковыпуклую линзу, вероятно, близкую по размеру и форме другим галактикам. В плане галактика представляет собой яркое сгущение звезд в ядре со спиралевидными звездными потоками (рис. 3). Диаметр Млечного Пути составляет 25—27 килопарсеков (кпс) [1], а толщина «линзы» достигает 3 кпс, или около 10 000 световых лет. В состав Млечного Пути входит около 150 млрд. звезд, расположенных достаточно неравномерно. Основная масса звезд находится в центре галактики, по направлению к ее краям число звезд постепенно уменьшается. Центральное ядро галактической системы расположено в созвездии Стрельца.

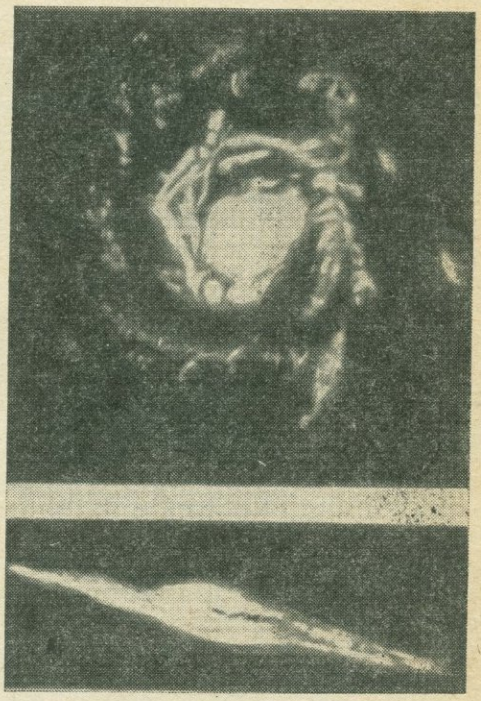


Рис. 3. Галактики в созвездии Большой Медведицы

Значительная часть звезд Млечного Пути обращается вокруг его центра тяжести по орбитам, близким по форме к круговым и расположенным вблизи плоскости симметрии галактики. Другая часть звезд в своем движении значительно удаляется от плоскости симметрии Млечного Пути, а формы их орбит сильно отклоняются от круговых. Совокупность этих звезд образует сферическое облако вокруг центра Млечного Пути.

В пределах галактики звезды, группируясь, образуют звездные скопления. Различают шаровые скопления, рассеянные скопления и звездные облака. Шаровые скопления состоят из большого числа звезд (сотни тысяч) и имеют шарообразную форму. В центре такого скопления обычно настолько много звезд, что их свет сливается. Рассеянные скопления объединяют небольшое число звезд (сотни или десятки). Звездные облака образуются многими миллиардами звезд и в отличие от других звездных скоплений имеют неправильную форму.

[1] 1 парсек(пс) = $30{,}8 \cdot 10^{12}$ км = 3,26 светового года.

Помимо массивных тел-звезд, планет, спутников, астероидов, комет, во Вселенной повсюду имеется межзвездная материя в виде облаков газа и пыли. Плотность межзвездной материи в разных частях Вселенной различная, но везде весьма низкая. Однако вследствие колоссального объема пространства, заполненного облаками газа и пыли, общая масса межзвездной материи достаточно велика.

Звездных систем, подобных Млечному Пути, во Вселенной огромное множество. Ближайшей к нему является галактика в созвездии Андромеды М-31, удаленная от нас на 440 кпс, т. е. почти на 1,5 млн. световых лет.

Происхождение галактик связывают с концентрацией продуктов гигантского «взрыва», вероятно, имевшего место 10—15 млрд. лет назад. Подтверждением этой гипотезы может служить наблюдаемое «разбегание» галактик, свидетельствами которого являются реликтовое радиоизлучение квазаров, близкий состав вещества космических тел и т. д. «Разбегание» галактик достаточно уверенно фиксируется по так называемому «красному» смещению, т. е. смещению спектра излучающего тела в более низкочастотную инфракрасную область. Известно, что «красное» смещение можно объяснить двумя факторами — космологическим и гравитационным. Космологический фактор «красного» смещения объясняется эффектом Допплера, в соответствии с которым скорость удаляющегося тела определяет удлинение излучаемой световой волны (т. е. снижение ее частоты). Кроме того, установлено, что «красное» смещение характерно для изучающих тел очень большой массы, что является гравитационной причиной понижения частоты излучения.

В настоящее время установлено, что видимые с Земли галактики обладают значительной космологической долей «красного» смещения и, следовательно, «разбегаются» со значительными скоростями. Подтверждением гипотезы «гигантского взрыва» является также открытие так называемых квазаров — источников мощного радиоизлучения, свидетельствующего об исключительно высокой плотности ионизированного газа. Удаление квазаров настолько велико, что их излучение относится к более молодой (впятеро) и плотной (втрое) Вселенной, т. е. к более ранней стадии «взрыва».

Эти данные подтверждают концепцию непрерывно расширяющейся Всел енной, выдвинутую в двадцатые годы советским ученым А. Фридманом.

§ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Звезда Солнце занимает незаметное место в нашей галактике. Располагаясь на периферии одного из звездных потоков, Солнце удалено от ближайших звезд на расстояние, в 10 000 раз превышающее его расстояние до планет. По размеру Солнце невелико — в 2, 3 раза меньше средней звезды Млечного Пути.

Вместе с другими звездами Солнце обращается вокруг центра масс Млечного Пути с периодом 200—250 млн. лет. Принимая возраст Солнечной системы равным 5 млрд. лет, можно определить,

что за это время Солнце совершило около 20 оборотов вокруг центра масс Млечного Пути.

В состав Солнечной системы, кроме Солнца, входят девять планет со спутниками, пояс астероидов и кометы. Условно ограничивая размер Солнечной системы планетарной орбитой наиболее удаленной планеты — Плутона, диаметр системы можно оценить в 12 млрд. км. Основная часть массы системы (749/750) сосредоточена в Солнце.

Солнце имеет следующие параметры: средний радиус 686 000 км, масса $1{,}2 \cdot 10^{33}$ г, плотность 1,4 г/см^3, температура поверхности около 6000 К. Солнце является рядовой звездой с активно протекающими термоядерными процессами. В 1 мин Солнце излучает $5{,}43 \times 10^{27}$ кал, что в значительной степени определяет температуру поверхностей окружающих его планет.

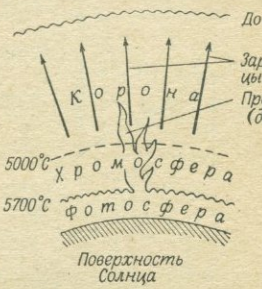


Рис. 4. Строение атмосферы Солнца

В химическом составе атмосферы Солнца обнаружено около 70 элементов, важнейшими из которых являются водород, гелий, кислород, углерод, азот, т. е. наиболее легкие элементы. Кроме того, в ней установлено присутствие простейших молекул и химических радикалов. В строении солнечной атмосферы выделяют три оболочки (рис. 4) — фотосферу (до 200 км), хромосферу (до 15 000 км) и корону (до 5 млн. км).

Фотосфера определяет видимый диск Солнца, на ней появляются сгустки относительно холодного вещества (4000—6000 К) — солнечные пятна, размер которых измеряется десятками и сотнями тысяч километров.

Для хромосферы и короны характерна исключительная нестабильность. В хромосфере возникают протяженные волокнистые образования — факелы и флоккулы (протуберанцы). Корона представляет собой непрерывный мощный поток заряженных частиц, излучаемых Солнцем.

Для процессов на Солнце характерна периодичность нарастания и убывания активности каждые 11 лет.

Планеты располагаются в следующем порядке по направлению от Солнца: Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон. Все они обращаются вокруг Солнца в одном направлении, но почти круговым орбитам, практически в одной плоскости. Наибольшие отклонения от этой плоскости наблюдаются у крайних планет — Меркурия и Плутона, обладающих, кроме того, заметно более вытянутыми, эллиптичными орбитами (рис. 5).

Все планеты вращаются вокруг своих осей в направлении, совпадающем с направлением вращения Солнца, за исключением Венеры и Урана. Оси вращения большинства планет составляют с плоскостью орбиты угол, близкий к прямому. По массе, плотности и другим параметрам планеты обычно делят на две группы: 1) внутрен-

Таблица 1

Планета	Радиус по отношению к радиусу Земли	Плотность, г/см³	Масса по отношению к массе Земли	Число спутников	Период вращения	Расстояние от Солнца, а. е. *
Меркурий	0,39	5,42	0,04	—	59 сут	0,39
Венера	0,97	5,11	0,81	—	243 сут	0,72
Земля	1,00	5,52	1,00	1	23 ч 56 мин	1,00
Марс	0,53	3,95	0,11	2	24 ч 37 мин	1,52
Юпитер	10,95	1,33	316,94	12	9 ч 50 мин	5,20
Сатурн	9,02	0,69	94,9	10	10 ч 14 мин	9,54
Уран	4,00	1,56	14,66	5	10 ч 42 мин	19,19
Нептун	3,92	2,27	17,16	2	15 ч	30,07
Плутон	0,46	4,00	0,7	—	153 сут	39,52

* 1 а. е. (астрономическая единица) = 149 500 000 км.

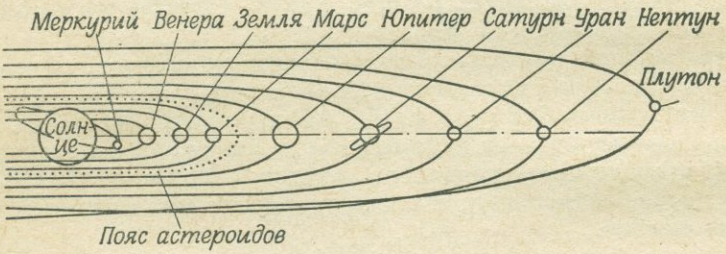


Рис. 5. Строение Солнечной системы

Периоды обращения планет: Меркурий — 59 сут, Венера — 225 сут, Земля — 365 сут, Марс — 1,9 года, Юпитер — 11,9 лет, Сатурн — 29,5 лет, Уран — 84 года, Нептун — 164,8 года, Плутон — 248 лет

ние — Меркурий, Венера, Земля и Марс (планеты группы Земли); 2) внешние — Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон [1] (планеты-гиганты).

Планеты земной группы характеризуются небольшими размерами, высокой плотностью (табл. 1), незначительной скоростью вращения вокруг осей, небольшой массой. Спутников мало — они есть только у Земли (один) и Марса (два). Плотность спутников близка плотности планет.

Меркурий — небольшая планета, вероятно, асимметричного строения, обращена к Солнцу всегда одной стороной. Это обеспечивает гигантский перепад температур на поверхности планеты:

[1] Плутон наименее изучен. Некоторые исследователи относят его к третьей группе планет.

от +510° С на дневной стороне, до —185° С на ночной. В экваториальной части дневной стороны Меркурия возможно образование жидких фаз вещества, даже расплавленных металлов. Слабое поле тяготения и близость к Солнцу привели к потере атмосферы, хотя в последнее время получены данные о наличии на Меркурии весьма разреженной атмосферы с давлением около 1 мм рт. ст., состоящей из водорода.

В е н е р а — наиболее близкая к Земле по размеру и массе планета земной группы. Она обладает мощной атмосферой преимущественно углекислого состава (97%), покрыта плотным слоем облаков, состоящих из паров воды. По данным советских («Венера—4, 5, 6, 7, 8, 9, 10») и американских («Маринер-5») автоматических межпланетных станций (АМС), на поверхности планеты давление достигает 10 МПа, а температура превышает 400° С (рис. 6). Как было сказано выше, Венера, как и Уран, в отличие от других планет Солнечной системы, вращается в сторону, противоположную направлению вращения остальных планет и Солнца. Кроме того, скорость ее вращения меньше, чем у других планет.

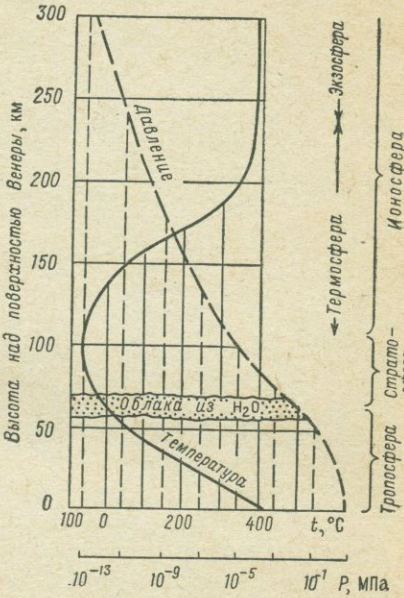


Рис. 6. Строение и характеристика атмосферы Венеры

З е м л я отличается наибольшими плотностью, размерами и массой среди планет земной группы. Она обладает атмосферой азотно-кислородного состава. Более детально состав атмосферы и особенности планеты будут рассмотрены ниже. Земля имеет одного спутника — Луну, лишенную атмосферы. В рельефе Луны выделяют обширные равнины — лунные моря и высокогорные области. Данные исследований образцов лунного грунта, полученных станциями «Луна-16 и 20», а также «Аполлон-11, 12, 14 и 17», показали, что лунные моря представляют собой обширные базальтовые покровы, сформировавшиеся при излиянии магмы основного состава и покрытые тонким слоем темно-серого порошка, так называемого реголита. Образование реголита, по-видимому, связано с бомбардировкой поверхности Луны метеоритами и разрушением коренных базальтов. Несомненно, способствуют этому также существенные суточные перепады температуры, достигающие здесь 310° (от +130° С на дневной стороне до —180° С на ночной). Высокогорные области Луны сложены анортозитами — породами также основного состава, но богатыми полевыми шпатами. Состав реголита здесь также близок составу коренных пород.

Внешний облик поверхности Луны в основном определяется многочисленными кратерами метеоритного или вулканического происхождения (рис. 7).

Получены первые данные о внутреннем строении Луны, показывающие, что мощность лунной коры составляет около 25 км, а ме-

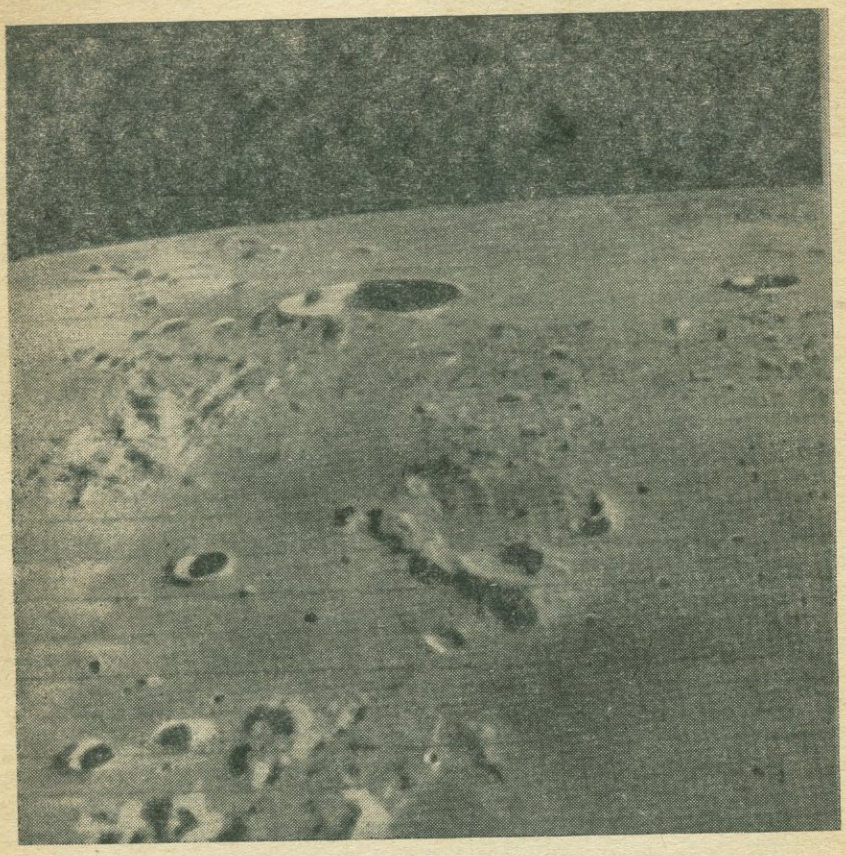


Рис. 7. Поверхность Луны в момент прилунения «Аполлона-11» (диаметр большого кратера около 15 км)

таллическое ядро Луны, если оно и существует, ничтожно мало и не превышает нескольких процентов от массы Луны. Этим объясняется отсутствие магнитного поля у Луны, но породы ее, судя по доставленным образцам, намагничены в результате влияния какого-то внешнего процесса или источника.

Атмосфера на Луне отсутствует, однако продолжающаяся дегазация ее недр приводит к периодическим выбросам газа и даже водяного пара.

М а р с — вторая после Меркурия по массе и наиболее удаленная от Солнца планета земной группы. По данным советских («Марс-2»

и 3) и американских («Маринер-6, 7 и 9») АМС, Марс обладает разреженной атмосферой углекислого состава. Давление у поверхности планеты составляет 2,6—6,8 мм рт. ст., что соответствует высоте 30 км в земных условиях. Температура на поверхности Марса подвержена значительным колебаниям и изменяется от +30° С до —120° С. Сезонные колебания температуры приводят к изменению площади полярных шапок, которые в основном состоят из замерзшей углекислоты и ее гидратов общей мощностью до десятков метров. Рельеф Марса напоминает лунный (рис. 8), однако наличие быстро меняющих свои очертания газовых облаков над кратерами позволяет считать, что на Марсе до настоящего времени активно идут вулканические процессы.

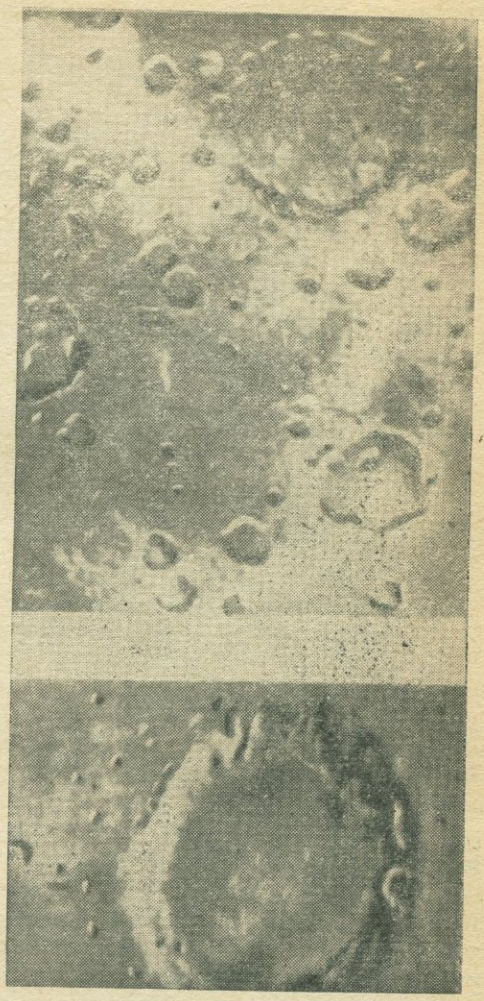


Рис. 8. Характерные формы поверхности Марса (по данным американских АМС «Маринер»)

К загадкам Марса до недавнего времени относилось так называемое «ускорение» Фобоса, одного из двух спутников Марса, характеризующегося обратным направлением обращения вокруг планеты. Данные фотосъемки Фобоса американской станцией «Маринер-9» (рис. 9), проведенной в 1971 г. с расстояния 5540 км, позволили установить, что форма спутника существенно отличается от сферической (размер его 22 × 18 км). Это обстоятельство, а также характер поверхности Фобоса, покрытой кратерами, дают основания полагать, что Фобос — малая планета, захваченная Марсом из пояса астероидов.

Планеты-гиганты характеризуются огромными размерами (см. табл. 1), низкой плотностью, значительной массой и высокими скоростями вращения, обусловливающими их сильное сжатие у полюсов. Особое место в этой группе занимает Плутон, по своим параметрам тяготеющий к планетам земной группы. Эта

наиболее удаленная от Солнца планета (около 6 млрд. км) пока еще недостаточно изучена и, возможно, входит в особую, третью, группу планет.

Планеты-гиганты обладают мощными атмосферами, состоящими из метана, аммиака, водорода и углекислого газа. Мощность атмосферы Юпитера превышает 10—15 тыс. км, а температура у твердой поверхности составляет около —160° С. Характерной особенностью атмосферы Юпитера являются мощные облака широтного направления, медленно меняющие свою форму в течение 9—10 лет. Схема возможного строения атмосферы Юпитера приведена на рис. 10. Низкая плотность планет-гигантов позволяет полагать, что их значительная по мощности внешняя оболочка состоит из твердых газов — метана, аммиака, водорода. Колебания температуры на поверхности планет приводят к неоднократным пополнениям атмосферы или, наоборот, кристаллизации и осаждению твердого газа из атмосферы. Также на основании низкой плотности планет-гигантов считают, что они на 60—70% объема состоят из твердого водорода.

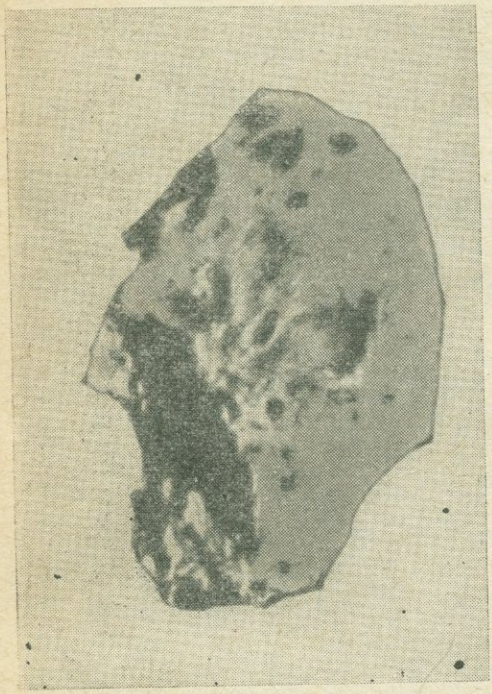


Рис. 9. Фотография Фобоса — спутника Марса (по данным АМС «Маринер-9»)

Планеты-гиганты обладают большим числом спутников. Так, 12 спутников Юпитера вместе с этим гигантом образуют по существу планетную систему. Спутники планет-гигантов по физическим характеристикам близки к планетам этой группы, а плотность некоторых спутников Сатурна, например, снижается до 0,1 г/см^3. Крупные спутники обладают собственными атмосферами метано-аммиачного состава.

Астероиды — малые планеты, образующие пояс на промежуточной планетарной орбите между Марсом и Юпитером. В настоящее время открыто около 2000 астероидов, крупнейшие из них достигают в поперечнике 767 км (Церера), 483 км (Паллада), 385 км (Веста), 193 км (Юнона). Предполагают, что общее количество астероидов не менее 140 000 и что они могут быть обнаружены с помощью мощных телескопов.

Астероиды имеют ряд принципиальных отличий от других тел

Солнечной системы. Во-первых, они характеризуются угловатой формой, обнаруживаемой по изменению их блеска (из-за вращения вокруг оси), в отличие от планет и их спутников, обычно сфероидальных. Во-вторых, астероиды занимают близкие орбиты, расположенные на месте планетарной орбиты, которая может быть рассчитана по правилу Титуса—Боде:

$$v = 0{,}4 + 0{,}3 \cdot 2^n,$$

где v — удаление планеты от Солнца, в а. е.; n — коэффициент, равный $-\infty$ для Меркурия, 0 для Венеры, 1 для Земли, 2 для Марса, 3 для пояса астероидов (?), 4 для Юпитера и т. д.

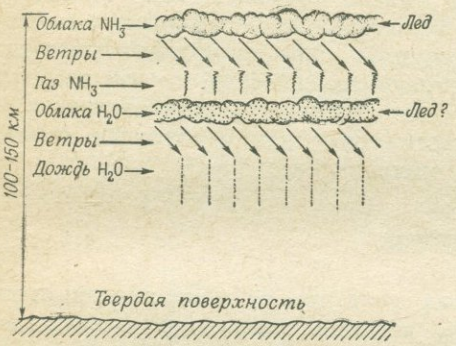


Рис. 10. Схема возможного строения нижних слоев атмосферы Юпитера

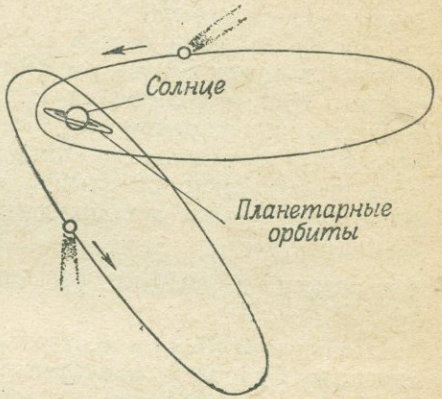


Рис. 11. Схематическое положение орбит комет в Солнечной системе

Характер движения астероидов и планет весьма близок. Большинство астероидов движется по круговым орбитам в том же направлении, что и все планеты. Плоскости их орбит близки к общей плоскости орбит системы.

Положение астероидов на планетарной орбите, их форма позволяют полагать, что они являются обломками десятой планеты Солнечной системы — Фаэтона, разрушившейся в результате космической катастрофы. Учитывая близость орбит астероидов и различие их масс, можно считать вероятными частые соударения и выбросы с орбит обломков малых планет или даже целых астероидов. Очевидно, что большая часть этих обломков отклоняется к Солнцу и попадает в виде метеоритов на планеты земной группы. Наиболее крупные из них достигают поверхности планет; более мелкие (они называются метеорами) сгорают в атмосфере. Вероятно, потоком падающих метеоритов можно объяснить сходство ландшафтов планет и спутников земной группы, имеющих разреженную атмосферу или лишенных ее (Марс, Луна, Меркурий).

По составу метеориты (а следовательно, и гипотетическая планета Фаэтон) близки планетам земной группы.

Кометы — наиболее удаленные от Солнца тела солнечной системы. Они имеют сильно вытянутые, эллиптические орбиты, которые обычно замыкаются за пределами планетарных орбит. Плоскости орбит комет обычно не совпадают, поэтому из огромного множества комет Солнечной системы, которое оценивается в 10^{11}, наблюдаются лишь немногие (рис. 11). Случаи приближения комет к Солнцу и проникновения их внутрь планетарных орбит сравнительно редки. Полагают, что при этом некоторые из комет могли попасть в поле тяготения планет-гигантов и стать их спутниками. Так можно объяснить происхождение некоторых спутников Юпитера, обладающих малой плотностью и направлением обращения, отличным от направления обращения большинства других спутников и вращения планеты.

Предполагаемый состав комет близок составу планет-гигантов. Это твердый газ (метан, аммиак, водород) с минеральными включениями. При приближении к Солнцу с повышением температуры происходит испарение газа и образуется газовый хвост кометы, всегда направленный от Солнца (под действием солнечного ветра). При сравнительно небольшой массе комет длина газового хвоста может измеряться миллиардами километров.

§ 3. ЗЕМЛЯ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Положение Земли и отдельных участков ее поверхности относительно Солнца в значительной степени определяет физико-географическую обстановку на планете и, как будет показано ниже, характер и интенсивность многих геологических процессов. Поэтому изучение закономерностей изменения ее положения представляет интерес для геологов.

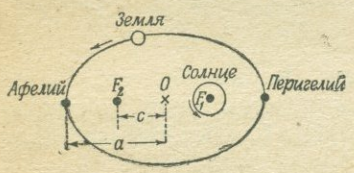


Рис. 12. Схема обращения Земли вокруг Солнца (эллиптичность орбиты сильно преувеличена)

Характер движения Земли с ее спутником Луной в Солнечной системе достаточно сложен. Поэтому рассмотрим лишь основные составляющие этих движений, влияющие на характер геологических процессов на поверхности Земли.

Полный оборот вокруг Солнца Земля совершает в течение 365,26 сут по слабо вытянутой эллиптической орбите, близкой к окружности радиусом 149,5 млн. км. Это среднее удаление Земли от Солнца используется для измерения расстояний в пределах Солнечной системы и называется астрономической единицей.

В одном из фокусов эллипса расположено Солнце (рис. 12), а отношение половины фокального расстояния к длине большой полуоси характеризует сжатие эллипса и называется эксцентриситетом

$$\varepsilon = \frac{c}{a},$$

где ε — эксцентриситет; c — расстояние от центра до одного из фокусов; a — длина большой полуоси.

Для Земли c = 2,6 млн. км, a = 149,5 млн. км, поэтому ε = 0,017. Очевидно, что это небольшое сжатие орбиты Земли обусловливает сезонные колебания температур на ее поверхности. Однако сжатие земной орбиты непостоянно. С периодом в 200 тыс. лет эксцентриситет орбиты Земли меняется от 0,03 до 0,078 (c — от 0,5 млн. до 12 млн. км). Это периодическое изменение сжатия орбиты Земли является одной из причин колебаний среднегодовой температуры, а следовательно, и характера геологических процессов на Земле.

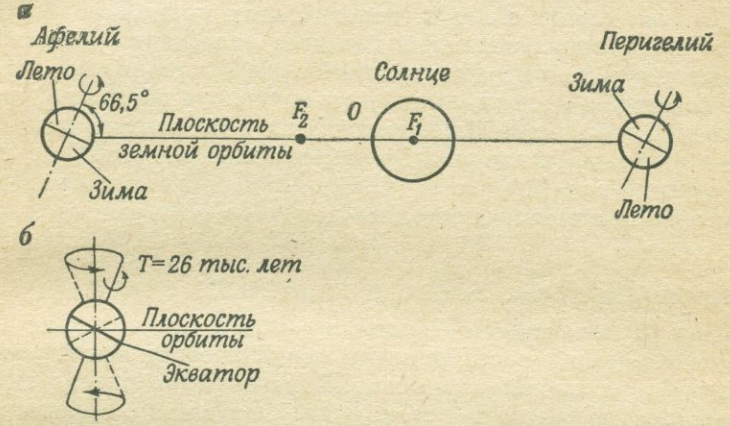


Рис. 13. Положение оси вращения Земли в афелии и перигелии:

а — положение оси при обращении вокруг Солнца; *б* — прецессия оси

Другим фактором, определяющим долю солнечного тепла, поступающего на Землю, является наклон ее поверхности к лучам Солнца, что обусловлено положением оси вращения нашей планеты.

Один полный оборот вокруг своей оси Земля совершает за 23 ч 56 мин. Ось вращения Земли образует с плоскостью земной орбиты угол около 66,5°, причем ориентация оси обусловливает больший перепад сезонных температур в южном полушарии, чем в северном (рис. 13). Однако эта ориентация непостоянна. С периодом в 26 тыс. лет ось вращения Земли совершает движение по конической поверхности относительно перпендикуляра к плоскости орбиты. Это движение оси называется прецессионным или прецессией.

Таким образом, угол наклона оси вращения Земли определяет различие физико-географических условий в северном и южном полушариях, причем это различие периодически компенсируется прецессией. Однако и величина угла наклона оси к плоскости орбиты, обусловливающая контрастность сезонных колебаний температуры в северном и южном полушариях, также непостоянна. С периодом около 80 тыс. лет угол наклона оси вращения Земли изменяется

от 63,5° до 68,5°, что приводит к периодическим изменениям ширины климатических поясов.

Кроме указанных форм движения, ось вращения Земли испытывает небольшие по амплитуде изменения угла наклона (кивания) с периодом в 19 лет, которые называются нутациями.

Приведенный перечень основных видов движения Земли в Солнечной системе показывает, что наша планета и отдельные участки ее поверхности испытывают достаточно сложное перемещение по отношению к лучам Солнца. Это приводит к изменениям доли тепла, получаемой от Солнца, как планетой в целом, так и разными ее участками, а следовательно, к изменениям физико-географических условий и связанных с ними геологических процессов. В качестве примера можно привести периодические оледенения земной коры, обусловившие интенсивную геологическую деятельность ледников. Таяние последних в эпохи потепления привело, в частности, к резкой активизации деятельности поверхностных и подземных вод. Вполне вероятна связь периодов оледенений и таяния ледников с колебаниями уровня вод Мирового океана. Изменение температуры вод в значительной степени определяет характер отлагающихся осадков и т. д.

§ 4. ФОРМА, РАЗМЕРЫ, МАССА И ПЛОТНОСТЬ ЗЕМЛИ

Наряду с положением Земли на орбите относительно Солнца значительную роль в распределении климатических зон играет шарообразная форма нашей планеты. Открытие шарообразности Земли имеет достаточно древнюю историю и общеизвестно. Можно указать лишь, что первые высказывания о шарообразной форме Земли принадлежат древнегреческому ученому Пифагору (571—497 г. до н. э.). Действительно, по форме наша планета весьма близка к шару. Точно выполненная модель (глобус) Земли диаметром 1 м сплюснута у полюсов всего на 3 мм, а высочайшие горные вершины представляют собой на таком глобусе неровности амплитудой до 0,6 мм.

Однако точные измерения истинной формы или фигуры Земли показывают, что в масштабе планеты эти отклонения достаточно велики. Так, разность длин полярного и экваториального радиусов составляет почти 21,5 км, а разность длин меридиана и экватора превышает 65 км. Поэтому более точно фигура Земли может быть представлена в виде эллипсоида вращения относительно малой оси. Сжатие Земли количественно оценивается по формуле

$$\alpha = \frac{a - b}{a},$$

где α — сжатие; a и b — большая и малая полуоси эллипсоида вращения.

Для земного эллипсоида сжатие у полюсов, определенное многими методами, в том числе с помощью искусственных спутников Земли, оказалось равным

$$\alpha_p \approx \frac{1}{298{,}3},$$

где α_p — сжатие у полюсов.

Еще более точные измерения фигуры Земли показали, что наша планета сплюснута не только у полюсов, но и у экватора. Сжатие по экватору невелико $\left(\alpha_e \approx \frac{1}{30\,000}\right)$ — разность длин большой и малой полуосей экваториального эллипса составляет около 200 м. В экваториальной области Земля сжата в районе Индийского и Тихого океанов.

Таким образом, более точно, чем сфероид и эллипсоид вращения, Земля может быть представлена (аппроксимирована) трехосным эллипсоидом — геометрическим телом с двойным (полярным и экваториальным) сжатием.

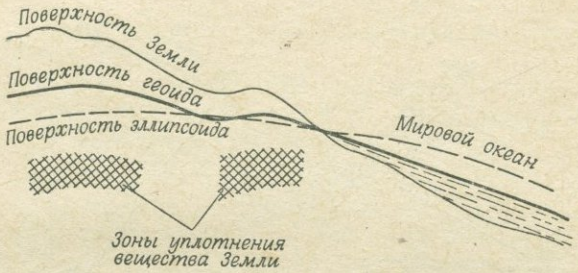


Рис. 14. Положение поверхности геоида относительно земного эллипсоида

Однако и трехосный эллипсоид не отвечает с достаточной точностью истинной форме Земли. За фигуру Земли принято считать истинную форму уровенной поверхности Земли, образуемую в морях и океанах поверхностью воды, не возмущенной ветрами, приливами и отливами, а на континентах — уровнем воды в воображаемых каналах, пересекающих все материки и сообщающихся с Мировым океаном. Уровенная поверхность Земли образует тело достаточно сложной формы, называемое геоидом.

Уровенная поверхность обычно не совпадает ни с рельефом твердой оболочки Земли, ни с поверхностью эллипсоида (рис. 14). Достаточно сложная форма поверхности геоида связана с неравномерным распределением масс на поверхности Земли и в коре. Это обстоятельство проявляется, например, в характере отклонений положений отвеса, направление которого всегда перпендикулярно уровенной поверхности. В условиях горного рельефа отвес отклоняется к участкам сосредоточения крупных масс вещества, что обусловливает воздымание уровенной поверхности. При дефиците масс, наоборот, поверхность геоида опускается (см. рис. 14). Так же влияет на положение отвеса (и поверхности геоида) неравномерное распределение плотности вещества Земли, создающее местные аномальные зоны «избытка» и «недостатка» масс.

Определение размеров Земли издавна занимало умы человечества. Так, сохранился метод, которым были определены размеры нашей планеты еще в III в. до н. э. (около 250 г. до н. э.) александрийским

ученым Эратосфеном. Он установил, что в полдень дня летнего солнцестояния (22 июня) в Сиене (ныне Асуан) Солнце отражается в самых глубоких колодцах, т. е. находится в зените. В это же время в Александрии, расположенной, по его мнению, на том же меридиане, высокие предметы отбрасывают тень (рис. 15). По величине тени a и известной высоте h Эратосфен определил угол α, на который Солнце не доходит до зенита в Александрии. Этот угол оказался равным 1/50 окружности, или 7° 12′ (по современным данным 7°07′). Таким образом Эратосфен доказал, что Александрия отстоит от Сиены на расстояние 1/50 части окружности земного меридиана. Фактическое

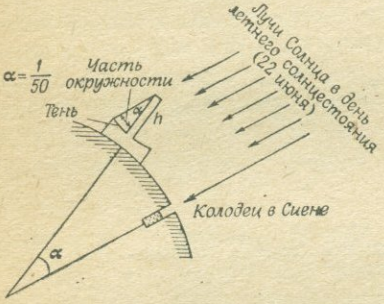


Рис. 15. К определению размеров Земли по положению Солнца

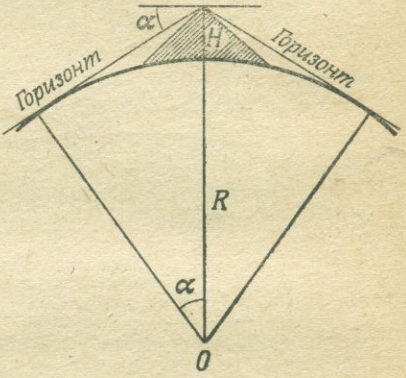


Рис. 16. К определению размеров Земли по углу понижения горизонта

расстояние между городами было им определено в 5000 египетских стадий (1 стадия = 158 м). Длина земного меридиана оказалась равной $50 \times 5000 \times 158 = 39\,500$ км (по современным данным 40 008,548 км), а радиус Земли — 6290 км (по современным данным 6371,11 км).

Позднее, в 1024—1039 гг. н. э. размеры Земли определил выдающийся ученый из Хорезма (современный Узбекистан) Абу Райхан Беруни. Сущность его метода состоит в следующем. С горы с помощью астролябии Беруни определил угол α понижения горизонта (рис. 16), который оказался равным 34′. Высота горы, по определению Беруни, составила 652,05 локтя (1 локоть = 49,3 см), или 321,46 м.

Так как

$$\cos\alpha = \frac{R}{R+H},$$

то отсюда

$$R = H\,\frac{\cos\alpha}{2\sin^2\alpha/2}.$$

По этой формуле Беруни вычислил радиус Земли, который оказался равным 6340 км.

Современные результаты измерения геоида показывают, что его поверхность несколько превышает 510 млн. км², а объем Земли примерно равен 1,1 млрд. км³. Радиус шара, равновеликого геоиду, составляет 6371 км при значениях полярного и экваториального радиусов земного эллипсоида соответственно $R_p = 6357$ км и $R_e = 6378$ км.

Другие характеристики Земли — масса и плотность — определяются, исходя из основных законов физики. Так, согласно второму закону Ньютона, сила тяжести на поверхности Земли определяется формулой

$$F = mg,$$

где F — сила тяжести; m — масса притягиваемого тела; g — ускорение свободного падения.

Полагая в первом приближении, что масса m притягивается Землей, представленной точечной массой M, расположенной в ее центре, согласно закону всемирного тяготения, получим:

$$F = f\frac{mM}{R^2},$$

где f — постоянная Ньютона; M — масса Земли.

Приравнивая правые части этих уравнений, получим:

$$M = \frac{1}{f}gR^2.$$

Зная величины в правой части уравнения, можно определить массу Земли, которая оказывается равной $5{,}98 \cdot 10^{21}$ т.

С другой стороны, приближенно исходя из объема шара, можно определить среднюю плотность Земли ($\sigma_{ср}$)

$$M = \frac{4}{3}\pi R^3 \sigma_{ср},$$

$$\sigma_{ср} = \frac{3}{4}\frac{g}{f\pi R}.$$

Она оказалась равной 5,517 г/см³, что значительно превышает плотность горных пород, наиболее распространенных в земной коре. Средние значения плотности таких пород, как гранит, сиенит, базальт, пироксенит, изменяются в пределах 2,7—3,2 г/см³. Осадочные породы, такие, как песчаники, глины, известняки, обладают еще меньшей плотностью, обычно изменяющейся в пределах 2,2—2,5 г/см³. Таким образом, средняя плотность Земли почти вдвое превышает плотность пород, слагающих земную кору. Это можно объяснить увеличением плотности глубинных слоев, которая превышает среднее для планеты значение 5,52 г/см³.

Глава II

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

1. ОСНОВНЫЕ ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА В ЗЕМЛЕ

В настоящее время человек еще не может непосредственно изучать строение и состав вещества глубинных недр Земли. Поэтому основным источником информации о внутреннем строении и составе недр нашей планеты являются косвенные данные. К ним, в частности, относится характер распространения сейсмических волн, возникающих при землетрясениях. Изучением землетрясений, регистрацией сейсмических волн и обработкой полученных данных занимается одна из наук о Земле — сейсмология.

Землетрясения (см. главу XVI), свидетельствующие о современной активной жизни недр нашей планеты, являются мощным источником энергии и часто сопровождаются разрушениями на поверхности. Однако основная деформация вещества недр Земли сосредоточена в очаге (фокусе) землетрясения, где и возникают сейсмические волны. Энергия землетрясений часто достаточна для того, чтобы волны достигли любой точки земной коры.

Сейсмические волны имеют упругую природу — они распространяются путем упругих перемещений частиц среды. По характеру распространения сейсмические волны делятся на продольные и поперечные. Продольные волны характеризуются упругим объемным типом передачи возмущения, при котором перемещения частиц среды соответствуют направлению распространения волны (рис. 17, *а*). Поперечные волны обладают сдвиговым упругим механизмом передачи, обеспечивающим распространение волны в направлении, перпендикулярном перемещению частиц (рис. 17, *б*). Эти особенности распространения сейсмических волн проявляются, в частности, в том, что продольные волны имеют бóльшую скорость, чем поперечные. Кроме того, последние не распространяются в жидкой среде, где упругое сопротивление сдвигу отсутствует.

Различия в скорости распространения сейсмических волн значительны. Если в районе, удаленном от очага землетрясения на 10 тыс. км, продольная волна будет зарегистрирована примерно через 13 мин после начала землетрясения, то поперечная волна — только через 22—23 мин. Значения скоростей распространения сейсмических волн, таким образом, превышают 6—8 км/с для продольных и 3—5 км/с для поперечных волн. Поэтому продольная волна от землетрясения регистрируется первой и обозначается буквой P (от латинского prima — первая), а поперечная — второй и обозначается буквой S (secunde — вторая).

Распространение сейсмических волн в Земле по существу является важнейшим, если не единственным, источником информации

о внутреннем строении Земли. По выражению русского сейсмолога Б. Б. Голицына, землетрясения являются фонарем, освещающим строение недр Земли.

Возможности изучения внутреннего строения Земли по сейсмическим данным обусловлены особенностями распространения сейсмических волн в Земле. Закономерное увеличение скорости распро-

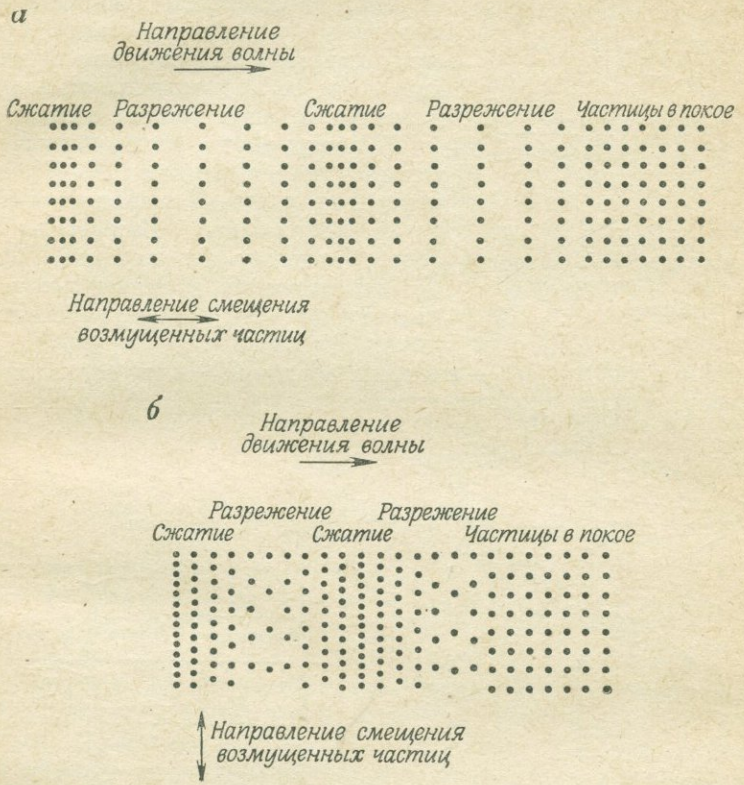


Рис. 17. Характер перемещения продольной (*а*) и поперечной (*б*) упругих волн

странения упругих волн с глубиной приводит к искривлению сейсмических волн. Поэтому путь волны от фокуса землетрясения до регистрирующей станции значительно превышает кратчайшее расстояние между ними (рис. 18), и волна проникает в Землю глубже, чем это требует учет кривизны поверхности нашей планеты.

Наличие в Земле границ с резким, скачкообразным изменением скорости распространения волн способствует отражению и преломлению сейсмических волн. Повторная регистрация тех же волн, которые ранее были зарегистрированы как прямые, свидетельствует о наличии четких границ раздела в Земле и позволяет установить глубину их залегания.

Из рис. 19 видно, что на сейсмологической станции A через время Δt_1 после начала землетрясения будет зарегистрирована прямая волна, а через Δt_2 — отражающая. Зная время движения отраженной волны Δt_2 и скорость ее распространения v_2, определяют ее путь и, следовательно, глубину h границы раздела сред со скоростями v_1 и v_2. К настоящему времени по сейсмологическим данным в Земле выделяют около десяти границ раздела, свидетельствующих о концентрическом характере ее внутреннего строения. Основными из этих границ являются:



Рис. 18. Отклонение упругой волны от кратчайшего расстояния за счет увеличения скорости с глубиной

1) поверхность Мохоровичича (М), залегает на глубинах 30—70 км на континентах и 5—7 км под дном океана;

2) поверхность Вихерта — Гутенберга, залегает на глубине 2900 км.

Эти основные границы делят нашу планету на три концентрические оболочки (геосферы):

1) з е м н а я к о р а — внешняя оболочка Земли, расположенная над поверхностью Мохоровичича;

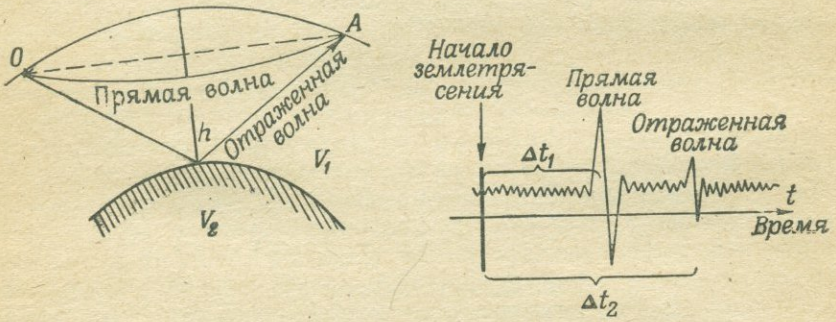


Рис. 19. Регистрация прямой и отраженной упругих волн при землетрясениях

2) м а н т и я З е м л и — промежуточная оболочка, ограниченная поверхностью Мохоровичича (вверху) и поверхностью Вихерта — Гутенберга (внизу);

3) я д р о З е м л и — центральное тело нашей планеты, расположенное глубже поверхности Вихерта — Гутенберга.

§ 2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОСФЕР

Земная кора. Эта геосфера по массе составляет небольшую долю от общей массы Земли. По мощности и составу выделяются три типа земной коры (рис. 20): 1) материковая кора; 2) океаническая кора; 3) кора переходных областей.

Материковая кора характеризуется максимальной мощностью, достигающей 70 км. Она состоит из трех слоев. Верхний слой, представленный осадочными породами небольшой плотности, имеет мощность, как правило, не превышающую 10—15 км. Скорость распространения продольных сейсмических волн в этих породах обычно составляет 1,5—5,0 км/с. Ниже залегает гранитный слой мощностью 10—20 км, представленный магматическими и метаморфическими породами преимущественно кислого состава. Значения плотности пород здесь изменяются в пределах 2,5—2,7 г/см³, а скорость распространения волн достигает 5,8—6,0 км/с.

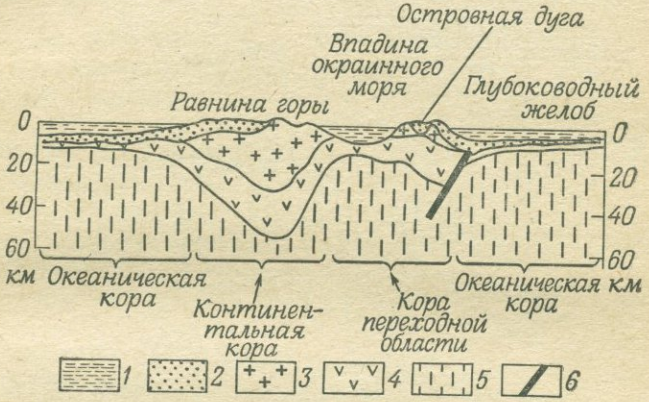


Рис. 20. Типы земной коры:

1 — области, покрытые водой; *2* — осадочный слой; *3* — «гранитный» слой; *4* — «базальтовый» слой; *5* — мантия; *6* — глубинный разлом

В подошве коры залегает базальтовый слой мощностью до 40 км. Плотность слагающих его пород (2,8—3,3 г/см³) и скорость распространения продольных волн (6,0—7,6 км/с) позволяют считать, что он сложен преимущественно магматическими породами основного состава.

Границы раздела слоев обычно прослеживаются по отраженным и преломленным сейсмическим волнам. Границей гранитного и базальтового слоев является поверхность Конрада, прослеживающаяся на глубине 10—30 км.

Особенностью материковой коры является наличие корней гор — резкого увеличения мощности земной коры под крупными горными системами. Под Гималаями, например, мощность коры, по-видимому, достигает 70—80 км.

Океаническая кора характеризуется минимальной мощностью — 5—7 км. Она состоит из двух слоев: верхний — осадочный представлен рыхлыми глубоководными осадками, мощность которых обычно не превышает нескольких сотен метров, нижний — базальтовый имеет здесь значительно меньшую мощность (4—10 км), чем под континентами.

Характерными структурами океанического дна со специфическим строением коры являются срединно-океанические хребты и глубоководные желоба, особенности строения которых будут рассмотрены ниже (см. главу XI).

Кора переходных областей обычно характерна для периферии крупных континентов, где развиты окраинные моря, имеются архипелаги островов. Здесь происходит смена континентальной коры океанической. По строению, значениям мощности, плотности пород и скорости распространения упругих волн кора

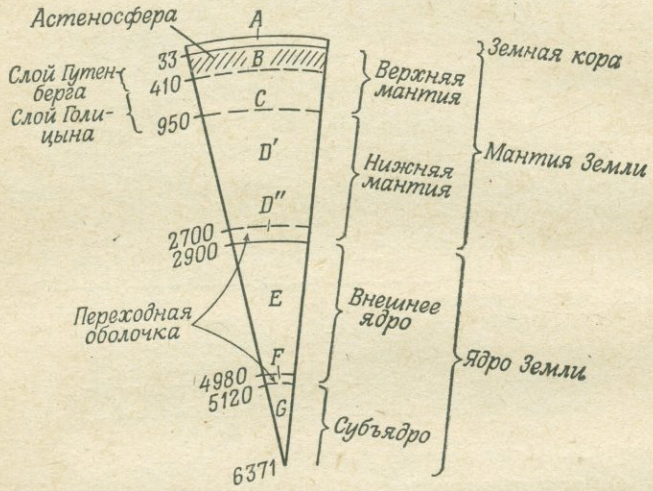


Рис. 21. Основные геосферы Земли

переходных областей занимает промежуточное место между материковой и океанической.

Мантия Земли. Эта геосфера является самым крупным элементом Земли — она занимает 83% общего объема планеты и около 67% ее массы. Сейсмологические данные свидетельствуют о достаточно сложном внутреннем строении мантии (рис. 21). В ее составе выделяют ряд границ раздела, основными из которых являются поверхности, залегающие на глубинах 410, 950 и 2700 км. По значениям физических параметров вещества мантии эта геосфера делится на две субоболочки: 1) верхняя мантия (от поверхности Мохоровичича до глубины 950 км); 2) нижняя мантия (от глубины 950 км до поверхности Вихерта — Гутенберга).

Верхняя мантия характеризуется резким нарастанием скорости распространения сейсмических волн с глубиной. Однако на этом фоне достаточно уверенно выделяются два слоя, различающиеся по скоростной характеристике. Верхний, залегающий между поверхностью Мохоровичича и границей на глубине 410 км, характеризуется пониженным темпом нарастания скорости с глубиной (рис. 22) и называется слоем Гутенберга (слой *B* на рис. 21). Внутри

слоя в интервале глубин 70—150 км отмечается некоторое снижение (на величину около 3%) скорости распространения сейсмических волн. Это снижение может быть обусловлено, например, развитием в этом интервале очагов плавления вещества мантии. С интервалом 75—150 км связано положение фокусов многих землетрясений, и есть основание считать его одним из источников проявления внутренней активности нашей планеты. Эта часть слоя Гутенберга называется **астеносферой** или волноводом.

Земная кора вместе с верхней частью слоя Гутенберга образует единый жесткий слой, лежащий на астеносфере, который называется **литосферой**. По существу литосфера является своеобразной геосферой, отделенной от остальной части мантии активным поясом астеносферы.

Ниже слоя Гутенберга расположен слой Голицына (слой *C* на рис. 21), характеризующийся весьма резким нарастанием скорости с глубиной — в толще этого слоя с глубины 410 км до 950 км, т. е. в интервале мощностью 540 км, значение скорости продольной волны возрастает почти на 2 км/с (рис. 22). В верхней мантии в целом скорость распространения продольной волны увеличивается от 7,9—8,2 км/с (у поверхности Мохоровичича) до 11,2—11,5 км/с (на глубине около 950 км).

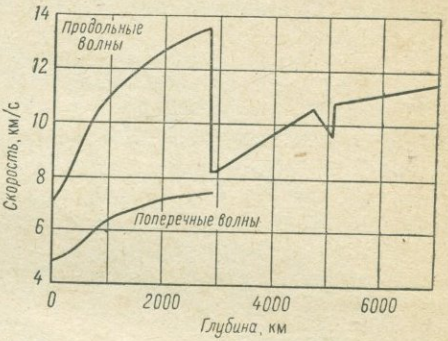


Рис. 22. График изменения скорости распространения упругих волн с глубиной

Нижняя мантия (см. рис. 21) имеет значительную мощность (почти 2 тыс. км) и состоит из двух слоев — *D′* (950—2700 км) и *D″* (2700—2900 км). Верхний слой характеризуется дальнейшим ростом скорости распространения продольных и поперечных волн с глубиной. Здесь скорости распространения сейсмических волн достигают максимальных для нашей планеты значений: для волн *P* около 13,7 км/с, для волн *S* приблизительно 7,3 км/с. Полагают, что равномерное нарастание скорости с глубиной обусловлено в основном ростом давления и свидетельствует об однородном строении нижней мантии. Вблизи ее подошвы на глубине 2700 км — 2900 км выделяется переходная оболочка (слой *D″*), отличающаяся по своим свойствам от слоя *D′*. Здесь отмечается некоторое снижение скорости распространения продольных волн (до 12,6 км/с), что, вероятно, является следствием изменений, обусловленных переходом к внешнему ядру Земли.

Ядро Земли. Центральная геосфера Земли занимает около 17% объема Земли и 34% ее массы. Такое соотношение долей объема и массы обусловлено резкими различиями физических параметров ядра и мантии. В частности, на внешней границе ядра, приуроченной к поверхности Вихерта — Гутенберга, происходит скачкообразное

снижение скорости распространения продольных волн от 12,6 до 8,4 км/с (см. рис. 22). Это определяет специфику прохождения ядра продольными волнами, испытывающими внутри него отклонение к центру Земли (рис. 23). В интервале эпицентральных расстояний 103—143° образуется, таким образом, область сейсмической тени. В этой зоне, имеющей кольцеобразную форму и располагающейся на стороне земного шара, противоположной области землетрясения, не могут быть зарегистрированы продольные сейсмические волны из-за их отклонения в очень плотном веществе ядра.

В разрезе ядра выделяются две границы — на глубинах 4980 и 5120 км. В соответствии с этим в составе ядра выделяются три элемента: 1) внешнее ядро (слой *E*) — от поверхности Вихерта —

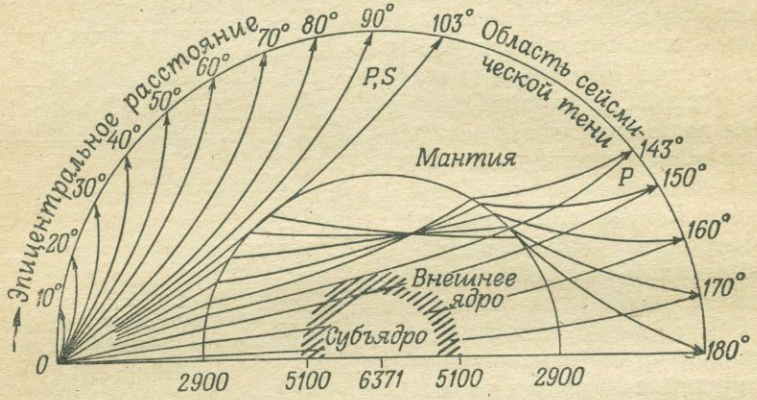


Рис. 23. Схема прохождения упругих волн через геосферы

Гутенберга до глубин 4980 км; 2) переходная оболочка (слой *F*) — в интервале глубин 4980—5120 км; 3) субъядро (слой *G*) — глубже 5120 км.

Внешнее ядро обладает феноменальной особенностью скоростной характеристики — оно не пропускает поперечных сейсмических волн. Это свидетельствует об отсутствии здесь упругого сопротивления сдвигу. Иными словами, вещество, слагающее внешнее ядро, по отношению к сейсмическим волнам ведет себя как жидкость. По-видимому, это вещество, находящееся в условиях высоких давлений и температур, не является жидкостью в обычном понимании, но обладает некоторыми ее чертами.

Субъядро (слой *G*), возможно, находится в твердом состоянии, а слой *F* является, как и слой *D″*, переходной оболочкой между слоями с различными фазовыми состояниями вещества.

§ 3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ

Выше указывалось, что среднее значение плотности Земли равно 5,52 г/см³. Многочисленные определения плотности пород показывают, что значение средней плотности земной коры составляет

всего 2,7—3,2 г/см³. Очевидно, средняя плотность планеты обусловлена только значительным увеличением плотности в мантии и ядре. Отсутствие прямых данных о плотности вещества глубинных геосфер Земли вызывает необходимость использования косвенных, и в частности сейсмических, данных.

Из общих представлений о механизме распространения сейсмических волн, на первый взгляд, следует, что значения их скоростей должны возрастать с увеличением плотности пород. Однако это не так. Более того, скорости распространения продольных и поперечных волн связаны с плотностью обратной зависимостью вида:

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 4/3}{\sigma}\mu}$$

и

$$v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}},$$

где v_P и v_S — скорости продольных и поперечных волн соответственно; σ — плотность; λ и μ — упругие постоянные (λ — модуль всестороннего сжатия, μ — модуль сдвига).

Тем не менее, сопоставление изменений скорости распространения сейсмических волн с плотностью показывает, что более плотные породы обычно характеризуются более высокой скоростью сейсмических волн. Это объясняется тем, что с глубиной возрастание плотности вещества Земли сопровождается ростом значений упругих постоянных λ и μ, приводящим к увеличению скорости сейсмических волн. Это явление в особенности характерно для мантии Земли, где отмечается закономерное нарастание скорости P и S волн и плотности вещества и изменение упругих констант λ и μ должны быть особенно значительными.

Таким образом, сейсмологические данные, хотя и достаточно приближенно, могут быть использованы для оценки плотности геосфер Земли. При этом учитывается ряд условий, основными из которых являются:

1) соответствие распределения масс наблюдаемому моменту инерции Земли относительно оси вращения;

2) соответствие распределения плотностей среднему значению для коры (2,7 г/см³) и Земли в целом (5,52 г/см³).

Этим условиям удовлетворяет ряд расчетных моделей распределения плотности вещества Земли с глубиной (рис. 24). В соответствии с этими моделями плотность Земли возрастает от 2,5 г/см³ на поверхности до 3,4 г/см³ в подошве коры. В мантии плотность увеличивается до 5,3 г/см³ у поверхности Вихерта — Гутенберга. Здесь значения плотности скачкообразно возрастают до 9,9 г/см³ и далее увеличиваются в центре Земли до 12,6 г/см³ (по другим данным, до 17,2 г/см³). Таким образом, на границе ядра отмечается скачкообразное возрастание плотности на 4,6 г/см³. Возможны также небольшие скачкообразные изменения плотности (на 0,3—0,5 г/см³) в подошве земной коры, а также в подошве слоя Гутенберга (410 км). Кроме того, предполагается скачкообразное

изменение плотности вещества ядра в зоне F (около 5100 км) на 5,3 г/см³.

Используя этот закон изменения плотности, можно оценить изменения упругих свойств вещества Земли с глубиной. Действительно, из приведенных выше формул получим выражения для модуля всестороннего сжатия:

$$\lambda = \left(v_P^2 - \frac{4}{3} v_S^2\right) \sigma$$

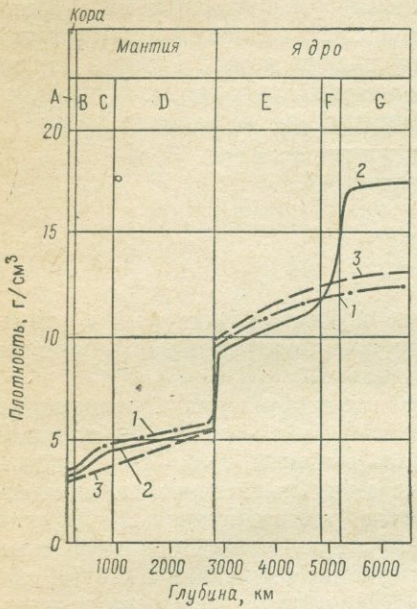


Рис. 24. Изменение плотности геосфер:

1 — по Буллену; *2* — по Булларду; *3* — по Берчу

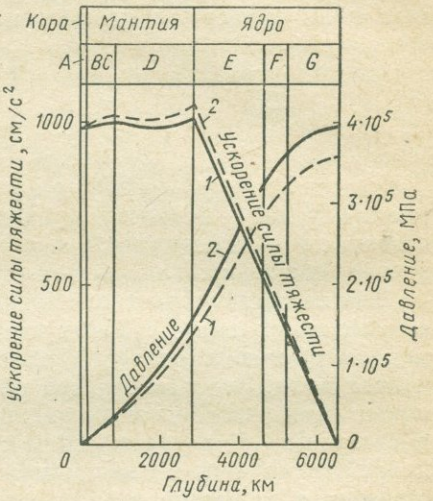


Рис. 25. Изменение давления и ускорения силы тяжести с глубиной:

1 — по Буллену; *2* — по Булларду

и модуля сдвига

$$\mu = v_S^2 \sigma.$$

Расчеты показывают, что значение модуля λ возрастает от $1 \cdot 10^{12}$ дин/см² вблизи поверхности Земли до $15 \cdot 10^{12}$ дин/см² в ядре. Значения модуля сдвига μ также увеличиваются от $0{,}5 \cdot 10^{12}$ до $3{,}0 \cdot 10^{12}$ дин/см² в нижних слоях мантии [1]. Эти значения значительно выше модулей упругости различных пород и материалов при обычных условиях (для стали $\lambda = 1{,}8 \cdot 10^{12}$ дин/см² и $\mu = 0{,}8 \cdot 10^{12}$ дин/см²).

Приведенные данные о свойствах глубинных геосфер Земли позволяют считать, что веществу, слагающему мантию и ядро Земли, одновременно свойственны черты двух агрегатных состояний, хорошо изученных в обычных условиях, — твердого тела и жидкости. В особенности это характерно для мантии, а ядру Земли, по-видимому, более свойственны черты жидкости.

[1] В ядре значение μ не определено, так как поперечные волны здесь не распространяются. Принимая $v_S = 0$, получим $\mu = 0$, т. е. нулевое сопротивление сдвигу, характерное для жидкостей (в обычных условиях).

Таким образом, есть все основания считать, что Земля в целом находится в состоянии гидростатического равновесия. В этом случае изменение давления с глубиной можно оценить, исходя из массы вышележащего столба пород, по формуле

$$p = hg\sigma,$$

где p — давление; h — глубина; g — ускорение силы тяжести; σ — плотность вышележащих пород.

Расчетные значения давления зависят от принятой модели распределения плотности (рис. 25). Однако для любой из приведенных моделей значения давления немного превышают значения, достигнутые экспериментальным путем. Особенно велико давление в ядре Земли (до 0,35—0,4 млн. МПа, соизмеримое лишь с давлением, кратковременно возникающим вблизи фронта ударной волны при ядерном взрыве).

Представляет интерес изменение в Земле еще одного параметра — ускорения силы тяжести, определение которого также связано с принятой моделью распределения плотности. На поверхности Земли среднее значение ускорения силы тяжести равно 982 см/с², или 982 гал. Согласно расчетам, с глубиной значение этого параметра возрастает до 1037 гал (по другим данным, 1068 гал) на поверхности ядра и затем резко убывает до нуля в центре Земли (рис. 25).

§ 4. ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕТОДОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Данные о внутреннем строении Земли послужили основой для двух широко применяемых методов изучения глубинного строения земной коры — гравиметрического и сейсмометрического. Естественно, что по глубинности и масштабам охвата эти методы нельзя сравнивать, например, с сейсмологическими. Они имеют в основном прикладное значение и обычно широко используются при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

Если в результате бурения геолог получает возможность *прямого* изучения образца пробуренных пород — керна, то гравиметрический и сейсмометрический методы относятся к категории так называемых *косвенных* методов, так как при гравиразведке или сейсморазведке характеристика пород и их положение могут быть определены лишь косвенно, по их отображению в физических полях Земли. Поэтому эти методы, называемые *геофизическими*, характеризуются известной неоднозначностью результатов.

Гравиметрический метод основан на изучении распределения изменения ускорения силы тяжести на поверхности Земли. Как указывалось выше, значения ускорения силы тяжести в значительной степени обусловлены изменениями плотности пород, слагающих Землю.

Измерение ускорения силы тяжести производится специальными приборами — гравиметрами. Однако сопоставление измеренных на

площади значений ускорения силы тяжести возможно только после внесения в них ряда поправок, к которым относятся:

1) поправка за высоту, учитывающая изменения расстояния до центра Земли; поправка приводит измеренное значение к уровню моря, не учитывая массу пород, сосредоточенных между поверхностью измерения и уровнем моря;

2) поправка за рельеф окружающей местности, учитывающая отрицательное влияние гор или впадин;

3) поправка за влияние масс, заключенных между уровнями измерения и приведения.

Перечисленные поправки, внесенные в измеренное поле ускорения силы тяжести, называются редукцией Буге и дают возможность сравнивать между собой результаты измерений в разных условиях. Далее из полученных сопоставимых результатов измерений вычитают теоретическое значение ускорения силы тяжести, рассчитанное для поверхности земного сфероида и зависящее от широты местности. Отклонения фактических данных измерения ускорения силы тяжести от теоретических значений называются гравитационными аномалиями, которые могут быть положительными или отрицательными.

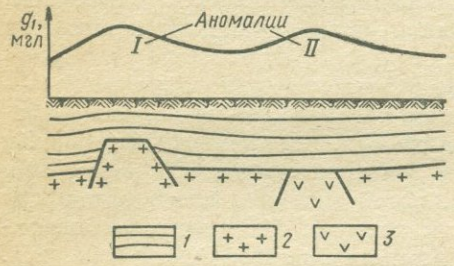


Рис. 26. Пример связи гравитационных аномалий с особенностями геологического строения

1 — границы слоев; *2* — кристаллический фундамент; *3* — интрузия

Значения аномалий обычно невелики, поэтому в гравиразведке часто пользуются тысячной долей гала — миллигалом. Измерения проводят по методике гравитационного профилирования (с наблюдениями по выбранному направлению — профилю) или гравиметрической съемки (район покрывается равномерной сетью наблюдений). При профилировании результатом является кривая ускорения силы тяжести по профилю; в результате съемки строятся плановые изображения формы и интенсивности аномалий, так называемые гравиметрические карты.

Гравитационные аномалии тесно связаны с распределением плотностей (рис. 26). Положительные аномалии свидетельствуют о приближении к поверхности пород повышенной по сравнению с окружающими породами плотности, а отрицательные — о дефиците массы — развитии пород низкой плотности. На рис. 26 показана неоднозначность истолкования результатов гравиразведки — наличие аномалии можно объяснить различными геологическими факторами. Кроме качественного истолкования (определения планового положения зон повышенной или пониженной плотности), используются также количественные методы интерпретации, основанные на подборе геологических объектов разной плотности, создающих гравитационный эффект, близкий к фактически измеренному, и др.

Сейсмометрический метод в настоящее время по праву занимает ведущее место среди других геофизических методов и по кругу решаемых геологических задач, и по масштабам применения.

Метод основан на изучении скорости распространения сейсмических волн в земной коре, т. е. принципиально близок сейсмологическим методам. Отличается от них использованием искусственного источника упругих волн, обычно взрыва в неглубокой скважине. Кроме того, в практике сейсмической разведки сейчас применяются

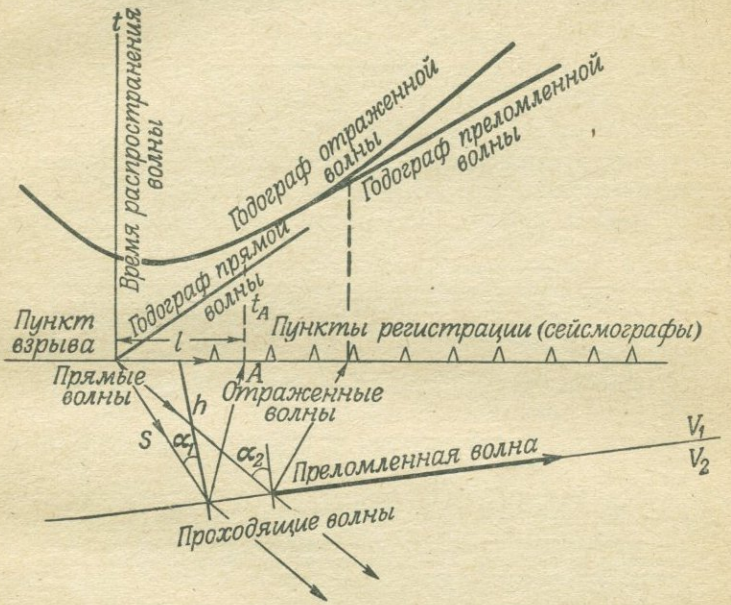


Рис. 27. Схема регистрации отраженной и преломленной волн в сейсморазведке

практически только продольные волны в отличие от комплекса волн P и S, изучаемых в сейсмологии.

Основные типы продольных волн, используемые в современной сейсморазведке, — отраженные и преломленные. Кроме того, в некоторых модификациях используют дифрагированые, обменные и некоторые другие волны. К модификациям сейсморазведки, основанным на использовании отраженных и преломленных волн, относятся метод отраженных волн (МОВ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), метод регулируемого направленного приема сейсмических волн (МРНП), метод общей глубинной точки (МОГТ) и др. Источником волны, как указывалось выше, обычно служит взрыв в неглубокой, специально пробуренной скважине. Достигая границ изменения скорости, волна отражается и поступает в систему регистрации, состоящую из серии (обычно 24—60) сейсмографов, расположенных в требуемом направлении (рис. 27). Время движения волны от пункта взрыва до каждого сейсмографа откладывают

на графиках в виде кривых, называемых г о д о г р а ф а м и. Годограф отраженной волны имеет гиперболическую форму, кривизна которой определяется, в частности, значением скорости движения в среде v_1. Значение скорости позволяет вычислить глубину залегания границы сред v_1 и v_2. Так как путь волны

$$2S \cong v_1 t_A,$$

с другой стороны

$$S \cong \sqrt{h^2 + \left(\frac{l}{2}\right)^2},$$

то

$$h \cong \sqrt{\left(\frac{v_1 t_A}{2}\right)^2 - \left(\frac{l}{2}\right)^2},$$

где h — глубина границы; v_1 — скорость волн в покрывающей среде; t_A — время движения отраженной волны в точку A; l — удаление точки A от пункта взрыва; $2S$ — длина пути волны.

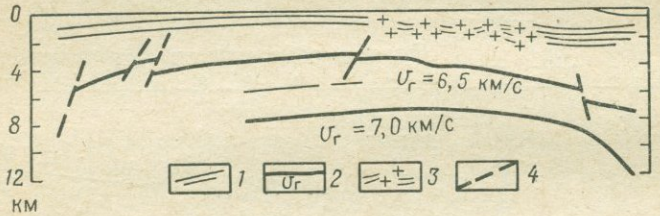


Рис. 28. Сейсмический профильный разрез:

1 — отражающие площадки; *2* — наиболее уверенные опорные отражающие границы; *3* — зоны потерь корреляции (прослеживаемости) отражающих границ; *4* — разрывы пластов

На некотором удалении от пункта взрыва при увеличении угла падения α_2 прямой волны на границу в среде v_2 возникает преломленная волна, опережающая отраженную, если $v_2 > v_1$. Годограф волны, преломленной на плоской границе, прямолинеен (рис. 27).

Основной методикой сейсмической разведки является п р о ф и л и р о в а н и е. Длина отрабатываемых годографов и характер расположения сейсмографов на профиле определяются детальностью и характером решаемой геологической задачи. Результатом профилирования являются сейсмические разрезы по профилям, на которых показано положение выделяемых границ раздела (рис. 28). В поисково-разведочных работах на нефть и газ перед сейсморазведкой обычно ставится задача поиска структур, благоприятных для образования скоплений углеводородов. Результаты сейсморазведки служат надежным основанием для проведения более дорогостоящих работ — бурения скважин на наиболее перспективных участках.

Глава III

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМЛИ

§ 1. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ

Изучение химического состава Земли представляет еще более сложную задачу, чем анализ ее внутреннего строения. И действительно, если о структуре недр нашей планеты можно судить по распространению в них упругих сейсмических волн, то определение химического состава Земли требует прямого изучения образцов вещества, слагающего различные геосферы. Последнее существенно затруднено двумя обстоятельствами:

1) концентрическим характером внутреннего строения Земли, на поверхности которой повсеместно обнажаются породы только верхней геосферы — земной коры [1];

2) современным уровнем развития буровой техники, которой недоступны для непосредственного изучения глубины более 7—9 км.

Таким образом, прямому химическому анализу можно подвергнуть лишь породы, слагающие поверхностные горизонты земной коры, а также излившиеся на поверхность продукты вулканической деятельности.

Обобщение результатов химического анализа многочисленных образцов горных пород приведено на рис. 29. Это обобщение, являющееся итогом работы многих геохимиков, в том числе крупнейших советских ученых В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, А. Н. Заварицкого, А. П. Виноградова и других, позволяет оценить среднее процентное содержание химических элементов в земной коре. Такое содержание называется *кларковым*, по имени американского ученого Ф. Кларка, впервые составившего схему распространения химических элементов в земной коре.

Знание кларковых содержаний химических элементов имеет большое значение в связи с поисками месторождений полезных ископаемых. Однако наряду с кларковыми значениями содержания существенную роль играет способность элементов создавать в природе скопления (залежи) промышленного масштаба, разработка которых экономически целесообразна. Например, кларковое содержание бериллия составляет 0,003, что более чем в 100 раз больше кларкового содержания золота. Однако в промышленных концентрациях скопления бериллия неизвестны, в то время как добыча золота ведется в широких масштабах.

Из анализа среднего содержания химических элементов в земной коре следует, что на долю трех легких элементов — кислорода,

[1] В последние годы получены данные о том, что обнажающиеся в некоторых районах Земли породы *офиолиты* принадлежат верхней мантии.

кремния, алюминия — приходится 82,58%. Следующие пять элементов — железо, кальций, натрий, калий и магний — составляют 14,55% массы земной коры. Таким образом, в строении коры явно преобладают легкие элементы, что обусловливает относительно невысокую ее плотность. Из общего закона увеличения плотности

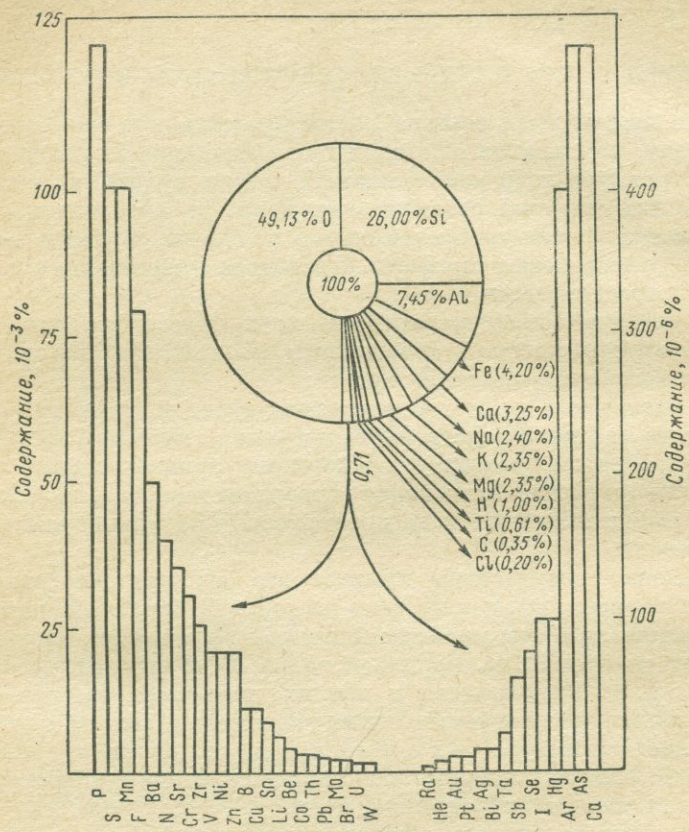


Рис. 29. Химический состав земной коры (по А. П. Виноградову, 1962 г.)

с глубиной, в частности, вытекает предположение о возрастании роли тяжелых элементов в мантии и особенно в ядре.

Изучение химического состава глубинных геосфер невозможно без учета термодинамических условий недр Земли — высоких давлений и температур и их влияния на свойства вещества. Не вдаваясь в достаточно сложные детали принципиального вопроса о составе внутренних оболочек Земли, укажем лишь на две господствующие точки зрения.

Первым было высказано предположение о гетерогенном составе внутренних геосфер. Современные данные о плотности и скорости распространения сейсмических волн допускают отождествление

вещества мантии (точнее, верхней мантии) с ультраосновными породами типа перидотита. На основании этих же данных можно предполагать преимущественно железо-никелевый состав ядра, верхняя (внешняя) оболочка которого находится в состоянии расплава.

Позже была высказана идея об однородном с точки зрения химического состава строении Земли. Наличие границ в Земле и различие физических свойств можно объяснить фазовыми переходами вещества. В условиях давлений, измеряемых сотнями тысяч мегапаскалей, и температур в несколько тысяч градусов теоретически возможно разрушение не только кристаллической решетки вещества, но и его электронных оболочек. При этом происходит переход вещества в металлическую фазу. Важно отметить, что такая смена способа «упаковки» частиц вещества на атомарном, а затем и на ядерном уровне, по всей вероятности, происходит скачкообразно при достижении достаточных давлений и температур. Таким образом, можно объяснить наличие концентрических границ изменения физических свойств вещества Земли при относительном постоянстве ее химического состава.

Суммируя изложенное, необходимо отметить, что аргументов в пользу второй точки зрения немного. Это в значительной степени обусловлено сложностью прогнозирования фазовых превращений без их экспериментальной проверки в условиях длительного воздействия высоких давлений и температур. Таким образом, современные данные о строении и свойствах Земли допускают правомерность обеих точек зрения. И, по-видимому, можно предполагать различное происхождение выделенных границ. Вероятнее всего, в Земле имеются и границы смены химического состава и границы, связанные с фазовыми переходами.

Каковы же основные данные, которые могут быть использованы для изучения химического состава Земли в целом? К сожалению, их немного.

Во-первых, химический состав земной коры. Однако не следует забывать, что земная кора составляет только небольшую (менее 1% по массе) часть нашей планеты и поэтому состав Земли в основном определяется составом мантии и ядра.

Во-вторых, геофизические данные, в основном результаты сейсмологии. Однако эти данные допускают неоднозначное истолкование, так как одинаковые значения физических свойств — скорости упругих волн или плотности — могут быть присущи веществам различного химического состава.

В третьих, космологические данные, т. е. результаты изучения окружающих космических тел и, в первую очередь, Луны и метеоритов, падающих на Землю. Эти данные могут быть использованы, только исходя из предположения о близости химического состава исходного вещества планет, по крайней мере, земной группы. Гипотезы о происхождении Земли, которые подробнее будут рассмотрены ниже, допускают сходство химического состава Земли и Луны. Кроме того, можно полагать, что поставщиком значительной части метеоритов, падающих на Землю, является пояс астероидов,

расположенный между орбитами Марса и Юпитера. Как указывалось, существует гипотеза о том, что современные астероиды являются обломками десятой планеты Солнечной системы — Фаэтон. Предполагая сходство химического состава Земли и этой планеты, можно использовать результаты анализа состава метеоритов при изучении химического состава нашей планеты.

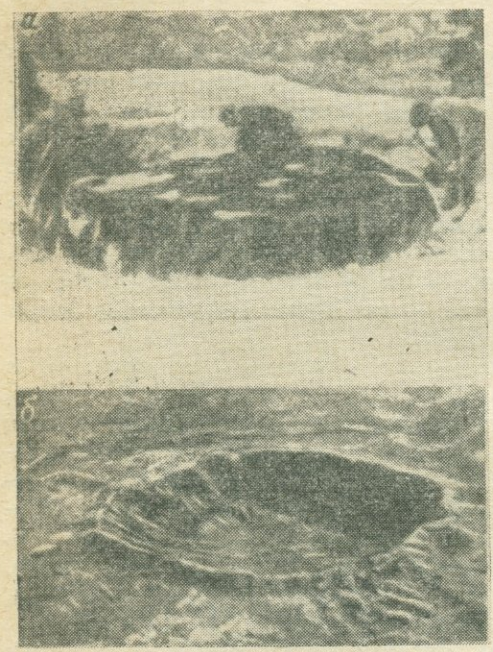


Рис. 30. Крупнейший из найденных метеоритов — Гоба (Африка) и самый большой метеоритный кратер:

а — метеорит Гоба массой около 60 т; *б* — кратер диаметром 1,2 км, глубиной 140 м (район каньона Дьябло, США)

Метеориты играют значительную роль в жизни Земли. Ежесуточно на нашу планету попадает в среднем около 3 т метеоритов, не считая космической пыли. Всего на Землю попадает не менее 10 тыс. т метеоро-космического вещества в год. И в любом случае, представляют ли метеориты исходный «строительный» материал, из которого так и не была построена планета, или являются обломками планеты Фаэтон, изучение их химического состава позволяет судить о составе материи, достаточно близкой Земле.

Размеры метеоритов разнообразны. Крупнейший из них — Гоба массой около 60 т найден в Африке (рис. 30, *а*). В зависимости от состава, особенностей входа в атмосферу и удара о Землю метеориты часто раскалываются уже в воздухе или взрываются при ударе. При этом образуется кратер, напоминающий распространенную форму лунного пейзажа (рис. 30, *б*).

По составу метеориты делятся на железные, железокаменные и каменные.

К классу железных метеоритов относятся около 6% всех найденных метеоритов. Они почти целиком сложены железом (89,70%) и никелем (9,10%) и называются сидеролитами. Характерной особенностью сидеролитов является содержание в них некоторых соединений железа, необычных для Земли. Структура этих метеоритов свидетельствует о весьма медленном их остывании, что также не обычно для естественных процессов на Земле. Плотность железных метеоритов около 8 г/см^3.

Железокаменные метеориты составляют всего 2% найденных

метеоритов. По составу они делятся на паласситы (железо с отдельными каменными включениями силикатов) и мезосидериты (примерно равное содержание железа и силикатов). В среднем железокаменные метеориты содержат 49,4% железа, 21,3% кислорода, 14,2% магния, 9,75% кремния, 5,0% никеля и ряд примесей. Плотность метеорита этого класса 5—6 г/см³.

Наиболее часто находят каменные метеориты, составляющие 92% всех метеоритов. По составу каменные метеориты делятся на хондриты и ахондриты.

Хондриты состоят из овальных каплевидных зерен (хондр) силикатов, сцементированных железом. Форма зерен свидетельствует об остывании их в условиях весьма слабого тяготения. Ахондриты по составу близки земным породам основного ряда — базальтам и иногда содержат до 1% алмазов. Ахондриты — наиболее распространенная разновидность метеоритов. Существует предположение о том, что ахондриты являются продуктами лунного вулканизма, выбрасывающего их в поле тяготения Земли. Каменные метеориты содержат 25,15% железа, 36,3% кислорода, 18,0% кремния, 14,3% магния и ряд других, менее распространенных элементов. Плотность каменных метеоритов около 3,5 г/см³.

Приведенные данные о составе метеоритов, падающих на Землю, служат аргументом в пользу гетерогенного строения планет. Возвращаясь к гипотезе о том, что метеориты являются фрагментами разрушенной планеты Фаэтон, можно установить связь планетарных оболочек с классом метеоритов. Так, А. И. Заварицкий полагал, что ахондриты являются обломками коры планеты, имевшей мощность 40—50 км. Мантия Фаэтона имела ультраосновной силикатный состав, о чем свидетельствует состав хондритов. Сидеролиты и железокаменные метеориты могли образоваться при разрушении ядра планеты. Структура метеоритов, указывающая на их остывание в слабом гравитационном поле, может быть обусловлена тем, что при распаде планеты ее мантия и ядро образовали капельно-газовое облако, где и происходила конденсация железокаменных метеоритов и сидеролитов.

По расчетам С. В. Орлова, диаметр Фаэтона достигал 2500 км. Не вдаваясь в анализ гипотезы возможного существования этой планеты, следует указать, что, судя по метеоритам, плотность и другие параметры астероидов, безусловно, близки параметрам планет земной группы. В этой связи важность изучения химического состава метеоритов несомненна.

Средний химический состав метеоритов приведен в табл. 2.

Как и в земной коре (см. рис. 29), в составе метеоритов преобладает кислород (33—35%). Заметно возрастает роль тяжелых металлов и, прежде всего, железа (25—28%).

Убедительным свидетельством близости химического состава планет являются данные изучения образцов пород, доставленных с Луны советской АМС «Луна-16» и американскими кораблями «Аполлон-11» и «Аполлон-12». По этим данным коренные кристаллические породы в пределах лунных морей представлены базальтом, близким по

Таблица 2

Наиболее распространенные элементы метеоритов

Элемент	Содержание, вес, %		
	По А. П. Виноградову, 1962 г.	По Н. Цингеру, 1971 г.	По Б. Мейсону, 1970 г.
O	35,0	33,0	33,24
Fe	25,0	28,6	27,24
Si	18,0	17,0	17,10
Mg	14,0	13,0	14,29
S	2,0	—	1,93
Ca	1,4	1,4	1,27
Ni	1,35	1,7	1,64
Al	1,3	1,1	1,22

составу к земному [1]. Лунные горы сложены анортозитами, по составу также близкими к земным.

Однако при количественной оценке распространения химических элементов в Земле, очевидно, следует учесть и особенности строения нашей планеты. Приведенные в табл. 2 данные характеризуют состав предполагаемых фрагментов планет Солнечной системы, однако представительность метеоритов разного класса может и не совпадать с фактическим распределением объемов геосфер и требует корректировки. С учетом состава и свойств метеоритов и образцов Луны, а также геофизических (сейсмологических) данных о внутреннем строении Земли, рассчитана модель химического состава Земли в целом (табл. 3).

Таблица 3

Гипотетический химический состав Земли в целом

Элемент	Содержание, вес, %		Элемент	Содержание, вес, %	
	По А. Е. Ферсману	По Б. Мейсону		По А. Е. Ферсману	По Б. Мейсону
O	27,71	29,50	Ni	3,46	2,39
Fe	39,76	34,60	Ca	2,32	1,13
Si	14,53	15,20	Al	1,79	1,09
Mg	8,69	12,70	Прочие	1,10	1,49
S	0,64	1,93			

Сравнение состава Земли в целом с составом земной коры (см. рис. 29) показывает резкое увеличение доли тяжелых элементов — железа и никеля (соответственно, до 35—39 и 2,5—3,5%), обусло-

[1] В отдельных образцах отмечается повышенное содержание тяжелых элементов — титана, циркония и др.

вленное влиянием ядра. Приведенные в табл. 3 элементы распространены в основном в виде химических соединений, в самородном состоянии они встречаются редко.

Каковы же представления о составе геосфер?

Ядро Земли, по всей вероятности, имеет железо-никелевый состав, близкий составу сидеролитов. В ядре присутствуют также сера, окислы магния, железа. Высокое содержание железа и никеля определило другое название ядра — н и ф е. Внешнее ядро и субъядро, по-видимому, достаточно близки по составу; граница между ними соответствует положению температурной зоны плавления железа при господствующем там давлении. Субъядро, вероятно, является твердым.

Мантия Земли представляет собой самую большую по объему и массе геосферу и имеет достаточно сложный состав. В целом она сложена так называемым п и р о л и т о м — сложным комплексом пород ультраосновного состава. При повышении температуры из пиролита происходит выплавление более легкой компоненты, перемещающейся вверх к земной коре; оставшаяся тугоплавкая часть по составу близка перидотиту или дуниту. Процессы разделения вещества мантии по плотности и химическому составу называются д и ф ф е р е н ц и а ц и е й, они, по-видимому, продолжаются и в настоящее время. Особенно интенсивно дифференциация протекает в слое *C* (слой Голицына), где с ней связано, в частности, возникновение очагов наиболее глубинных землетрясений. Участки выплавления базальта из пиролита (способного выделить до 25% базальта), вероятно, соответствуют астеносфере в слое Гутенберга (слой *B*), где отмечается снижение скорости распространения упругих волн и даже образование очагов плавления.

В химическом составе мантии преобладают два элемента — кремний и магний. Кроме того, присутствуют кислород, железо и другие элементы. В связи с преобладанием кремния и магния мантию иногда называют с и м а т и ч е с к о й о б о л о ч к о й.

Земная кора, по современным представлениям, является результатом дифференциации вещества Земли, ее выплавленной легкоплавкой фракцией. Однако если образование базальтового слоя можно объяснить выплавлением его из пиролита, то происхождение гранитного слоя не совсем ясно. По-видимому, этот слой, сложенный соединениями, обогащенными окислами кремния, образовался в результате весьма глубокой дифференциации, имевшей место на ранней стадии развития Земли, и последующего переплавления образовавшихся пород. Гранитообразование в значительной степени связано с геологическими процессами, протекающими в атмосфере, — выветриванием и осадконакоплением, которые сопровождаются образованием пород, обогащенных окислами. Подобные процессы, вероятно, не могли иметь места в условиях Луны с ее небольшой массой. Поэтому поверхность Луны покрыта породами только основного состава, а распределение элементов указывает на слабое развитие процессов дифференциации, приводящих только к частичной выплавке базальтов из исходного вещества.

Химический состав земной коры (см. рис. 29) характеризуется высоким содержанием кремния и алюминия, что определяет другое название земной коры — с и а л и ч е с к а я о б о л о ч к а.

Земная кора сложена соединениями элементов, образовавшимися в термодинамических условиях, характерных для горизонтов коры. Эти химические соединения называются минералами и входят в состав горных пород.

§ 2. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

М и н е р а л ы представляют собой природные химические соединения (или элементы), однородные по составу и строению и являющиеся составной частью горных пород и руд. Они встречаются в природе преимущественно в твердом состоянии (кварц, слюда, кальцит), реже в жидком (самородная ртуть) и газообразном (сероводород) состояниях. Возникают минералы в результате различных физико-химических процессов, происходящих в земной коре, включая и жизнедеятельность организмов.

В природе известно приблизительно 2000 минералов, но лишь около 25 из них имеют широкое пространственное распространение и играют существенную роль в сложении горных пород. Они называются п о р о д о о б р а з у ю щ и м и минералами. Без знания их происхождения, состава и свойств нельзя приступить к изучению горных пород.

Породообразующие минералы в подавляющем большинстве представляют собой вещества кристаллические, т. е. обладающие кристаллической структурой. Твердые вещества, характеризующиеся отсутствием закономерного расположения атомов (беспорядочной структурой), называются а м о р ф н ы м и. Это изотропные вещества, обладающие по всем направлениям одинаковыми физическими свойствами.

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Все минералы, как физические тела, обладают разнообразными свойствами, такими, как облик кристаллов, твердость, удельный вес, спайность, излом, цвет черты и др. В зависимости от химического состава и кристаллической структуры эти свойства у различных минералов проявляются по-разному и каждый минерал характеризуется какими-либо особыми признаками, по которым его можно отличить от других. Физические свойства минералов используют для их определения, они позволяют, в свою очередь, судить о свойствах горных пород.

Форма кристаллов. В природе большинство минералов распространено в виде зерен неправильной формы. Гораздо реже встречаются минералы, имеющие более или менее выраженную форму многогранников. Как те, так и другие обладают внутренним кристаллическим строением.

Одним из характерных свойств большинства кристаллических минералов является их способность к самоограничению, т. е. способность принимать многогранную форму. Каждому минералу свойственна своя кристаллическая форма, которая зависит от химического состава, строения вещества и условий его образования.

К р и с т а л л а м и называются природные или искусственно созданные тела, которые имеют форму многогранников. Пространственное расположение составляющих частиц характеризует структуру кристалла.

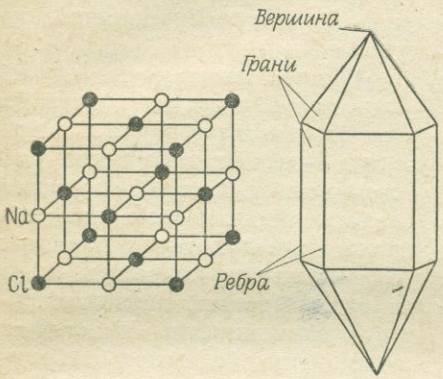


Рис. 31. Кристаллическая решетка галита и кристалл кварца

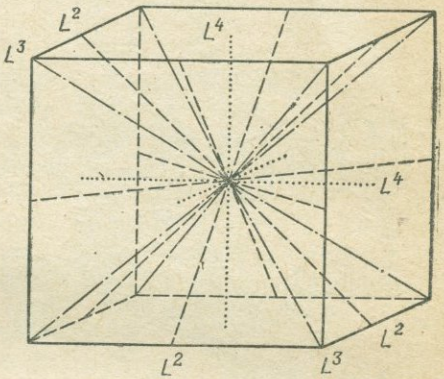


Рис. 32. Элементы симметрии куба

Оси симметрии: L^2 — второго порядка; L^3 — третьего порядка; L^4 — четвертого порядка

Плоскости, ограничивающие кристаллы, называются г р а н я м и, линии пересечения граней — р е б р а м и, точки пересечения ребер — в е р ш и н а м и (рис. 31). Установлено, что углы между соответствующими гранями кристаллов одного и того же вещества (минерала) одинаковы и постоянны. Этот закон дает возможность по гранным углам точно определять минералы. При постоянстве гранных углов величина и форма граней минерала могут значительно меняться, в связи с чем меняется общий вид кристаллов, но структура их при этом остается неизменной. Постоянство гранных углов обусловлено тем, что при росте кристалла грани его перемещаются параллельно самим себе. Кристаллы, как правило, имеют симметричное строение, выражающееся в повторении элементов их ограничения: граней, ребер и вершин. Различают следующие элементы симметрии: плоскость симметрии P, ось симметрии L, центр симметрии C (рис. 32).

О с ь ю с и м м е т р и и называется прямая линия, при повороте вокруг которой на один и тот же угол наблюдается правильное повторение элементов ограничения. При полном повороте кристалла (на 360°), он может совмещаться с первоначальным положением 2, 3, 4, 6 раз. Число повторений при полном повороте обозначается цифрой и ставится справа внизу буквы L; L^2 — ось симметрии второго порядка, L^3 — третьего, L^4 — четвертого, L^6 — шестого

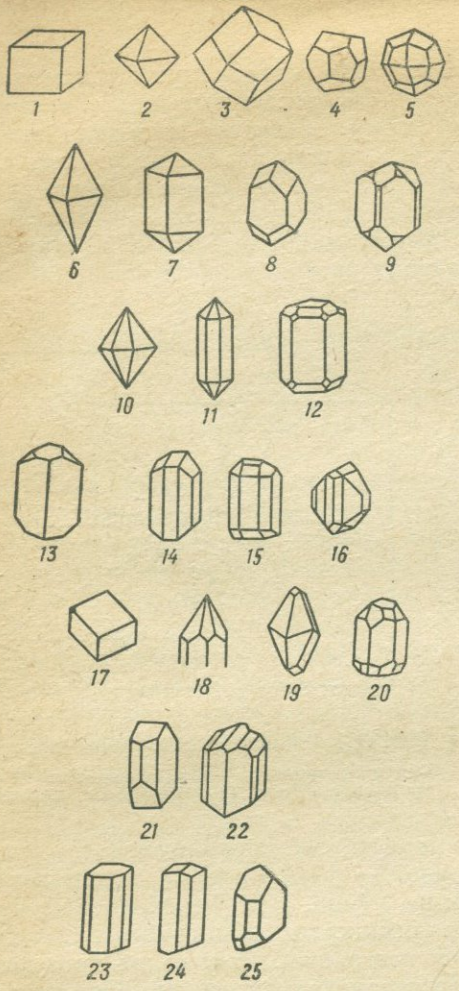


Рис. 33. Наиболее распространенные формы кристаллов различных сингоний (по В. Н. Павлинову и др.):

1—5 — кубической, *6—9* — тетрагональной; *10—12* — гексагональной; *13—16* — ромбической; *17—20* — тригональной; *21, 22* — моноклинальной; *23—25* — триклинной

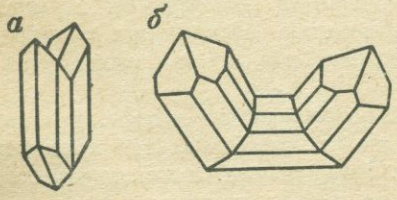


Рис. 34. Двойники кристаллов (по В. Н. Павлинову и др.):

а — «ласточкин хвост» гипса; *б* — коленчатые двойники рутила

порядка. Каждый кристалл может иметь несколько осей одного порядка. Например, куб имеет три оси четвертого порядка ($3L_4$) и четыре оси третьего порядка ($4L_3$).

Плоскость симметрии — плоскость, делящая кристалл на две равные части, каждая из которых является зеркальным отображением другой.

Кроме плоскостей и осей симметрии многие кристаллы имеют центр симметрии — точку, на равных расстояниях от которой в диаметрально противоположных направлениях находятся равные и параллельные элементы ограничения (грани, вершины).

В зависимости от степени симметрии различают семь кристаллографических сингоний со следующими элементами симметрии: кубическая, где имеется $3L_4$; $4L_3$; $6L_2$; $9P$; C; тетрагональная — L_4; $4L_2$; $5P$; C; гексагональная — L_6; $6L_2$; $7P$; C; ромбическая — $3L_2$; $3P$; C; тригональная — L_3; $3L_2$; $3P$; C; моноклинная — L_2; P; C; триклинная — C (остальные элементы симметрии отсутствуют).

Форма кристаллов (рис. 33) определяется его сингонией. Определенная форма кристаллов является для ряда минералов важнейшим диагностическим признаком (кварц — шестигранная призма с двумя пирамидами, галит — куб и т. д.) (см. рис. 31). Но необходимо отметить, что минералы одного и того же химического состава иногда могут кристаллизоваться в различных сингониях: алмаз (С) — в куби-

ческой, графит (С) — в гексагональной сингониях, сера (S) — в моноклинной и ромбической сингониях.

Двойники. Многие минералы встречаются в виде правильных сростаний одиночных кристаллов, которые носят названия двойников, тройников и т. д. Такие срастания для некоторых минералов довольно типичны и нередко облегчают их диагностику. Таковы, например, коленчатые двойники рутила, «ласточкин хвост» гипса и др. (рис. 34).

Штриховатость. Нередко грани кристаллов бывают покрыты штрихами. Для ряда минералов это свойство является весьма постоянным и служит одним из диагностических признаков. Так, например, поперечная параллельная штриховка на призматических гранях кварца; долевая штриховка на гранях турмалина, взаимно перпендикулярная штриховка на гранях пирита (рис. 35).

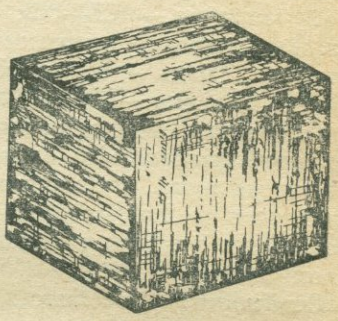


Рис. 35. Штриховка на гранях кристалла

Твердость. Под твердостью минерала подразумевают степень его сопротивления механическому воздействию другого более прочного тела или способность минерала сопротивляться царапанию другим минералом. Твердость обусловлена силой сцепления частиц.

В минералогической практике применяется наиболее простой способ определения твердости царапанием одного минерала другим, т. е. устанавливается относительная твердость. Для ее оценки применяется шкала Мооса, состоящая из десяти эталонных минералов, из которых каждый последующий своим острым концом царапает все предыдущие.

За эталоны приняты следующие минералы в порядке твердости от 1 до 10: 1 — тальк, 2 — гипс, 3 — кальцит, 4 — флюорит, 5 — апатит, 6 — ортоклаз, 7 — кварц, 8 — топаз, 9 — корунд, 10 — алмаз.

Минералы твердостью 1 и 2 — мягкие, царапаются ногтем; твердостью 3—5 — средние, не оставляют царапины на стекле; твердостью 6 и 7 — твердые, не оставляют царапины на хрустале; и твердостью 8—10 — очень твердые, царапают горный хрусталь.

В практике полевых работ при отсутствии шкалы Мооса нередко определяют твердость при помощи распространенных предметов. Так, твердость карандаша — 1, ногтя — 2—2,5, бронзовой монеты — 3—3,5, железного гвоздя — 4, стекла — 5, стального ножа — 6, напильника — 7. Главная масса природных минералов обладает твердостью от 2 до 6. Это свойство является одним из важнейших признаков, характеризующих минералы.

При определении твердости по свежей поверхности минерала царапают эталонным минералом и устанавливают, какой минерал оставляет царапину. Если определяемый минерал царапается

кварцем, а сам царапает ортоклаз, то это значит, что его твердость заключена между 6 и 7.

Плотность. Отношение массы веществ к ее объему называется плотностью. Плотность колеблется в широких пределах — от 0,8 (жидкие битумы) до 23 (минералы группы осмистого иридия). Главная масса природных органических соединений, окислов, солей легких металлов (верхняя часть таблицы Менделеева) обладает плотностью от 1 до 3,5 (галит — 2,1; гипс — 2,3; кварц — 2,65; алмаз — 3,5); лишь некоторые имеют большую плотность (барит — 4,3—4,7; корунд — 4). Соединения тяжелых металлов (нижняя часть таблицы Менделеева) характеризуется средней плотностью от 3,6 до 9 (сидерит — 3,7—3,9; галенит — 7,3; киноварь — 8,0). Наибольшие значения плотности (более 9) характерны для самородных металлов (медь — 9; серебро — 10—11; ртуть — 13,6; золото — 15—19; платина — 14—20).

Плотность определяют на специальных приборах; на практике для приблизительного определения плотности пользуются взвешиванием на руке, устанавливая принадлежность минерала к легким (плотность до 2,5), средним (до 4) или тяжелым (больше 4), причем необходимо различать тяжелые и легкие минералы среди металлов и неметаллов.

Спайность. Способность кристаллов и кристаллических зерен раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям, образуя ровные поверхности — плоскости спайности, называется спайностью. Это свойство кристаллических минералов связано исключительно с внутренним их строением и не зависит от внешней формы кристаллов. Поэтому оно является одним из важных при определении минералов.

По степени совершенства различают следующие виды спайности.

Весьма совершенная. Минерал легко расщепляется на тонкие листочки; получить другие поверхности иначе, чем по спайности, весьма трудно. Такой спайностью обладают слюды, тальк, гипс, хлорит.

Совершенная. Минерал при ударе раскалывается по определенным направлениям и дает равные блестящие поверхности спайности, причем всегда получаются выколки по спайности, внешне очень напоминающие настоящие кристаллы. При разбивании галита получаются мелкие правильные кубики; при разбивании кальцита — правильные ромбоэдры. Получить излом по другим направлениям очень трудно.

Средняя. При раскалывании минерала наблюдаются как плоскости спайности, так и неровные изломы по случайным направлениям. Например, полевые шпаты, роговая обманка и др.

Несовершенная. Обнаруживается с трудом, ее приходится отыскивать на обломках минерала, причем большая часть обломков ограничена неровными поверхностями излома. Такая спайность наблюдается у апатита, оливина, самородной серы.

Весьма несовершенная. Спайность практически

отсутствует или обнаруживается в исключительных случаях. Например, у кварца, корунда и др.

Спайность у минералов может наблюдаться как по одному направлению (слюда), так и по двум (полевые шпаты) и трем (кальцит, каменная соль) направлениям.

Излом. Минералы, у которых отсутствует спайность, при раскалывании характеризуются образованием неровных поверхностей, называемых изломом.

Различают следующие виды излома.

Раковистый — похожий на внутреннюю поверхность раковины, например у кварца, халцедона, опала.

Занозистый — на поверхности излома заметны мелкие, ориентированные в одном направлении занозы, например у асбеста, селенита (волокнистый гипс), роговой обманки.

Зернистый — встречается у минералов, имеющих зернистое мелкокристаллическое строение, например у гипса, ангидрита.

Землистый — поверхность излома матовая, шероховатая, как бы покрытая пылью, например у каолинита, лимонита.

Цвет. При первом знакомстве с минералами в глаза бросается их окраска, которая бывает самой различной: белой, розовой, красной, синей, фиолетовой, зеленой, черной, всевозможных оттенков. Минералы могут быть и бесцветными. Для некоторых минералов цвет является постоянным и характерным признаком, например, малахит — всегда зеленый, галенит — свинцово-серый, пирит — латунно-желтый. Недаром ряд названий дан минералам именно по этому признаку; хлорит (хлорос — по-гречески «зеленый»), рубин (рубер — по-латыни «красный»), альбит (альбус — по-латыни «белый»), меланит (мелас — по-гречески «черный»). И, наоборот, некоторые названия минералов вошли в наш лексикон как стандартные обозначения цвета красок, указывая, что эти цвета постоянны для данных минералов, например киноварь, малахитовая зелень.

Однако для многих минералов цвет нельзя считать основным признаком. Один и тот же минерал (например, кварц, флюорит, гипс и др.) может быть по-разному окрашен. Окраску минералов определяют следующие причины.

Наличие в составе самого минерала красящего элемента — хромофора. К числу таких элементов следует отнести хром, ванадий, марганец, железо, кобальт, никель и др. Так, окись хрома (Cr_2O_3), содержащаяся в минералах даже в очень незначительном количестве, окрашивает их в интенсивный красный цвет — рубин; зеленый цвет — изумруд (зеленый берилл).

Изменение однородности строения кристаллической решетки, например, под действием катодных лучей, лучей радия, нагревания. Бесцветная каменная соль при облучении катодными лучами становится синей; под действием лучей радия розовый кварц становится бурым, дымчатый — черным; при нагревании дымчатый кварц, сапфир становятся бесцветными.

Тонкорассеянные механические примеси. Ими нередко бывает обусловлена различная окраска одного и того же минерала. Эти

красящие вещества могут быть как неорганическими, так и органическими соединениями.

Кроме основной окраски минерала, тонкий поверхностный слой его может иметь дополнительную окраску. Это явление называется побежалостью и объясняется явлениями интерференции света в тонких пленках, образующихся на поверхности минерала в результате различных реакций. Побежалость бывает радужной, из нескольких цветов, например у халькопирита. С этим же явлением связана «игра цветов» прозрачных минералов (отражение падающего света от внутренних поверхностей, трещин спайности — синие переливы лабрадора).

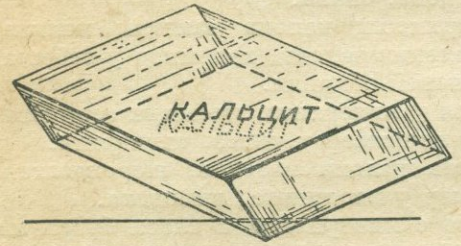


Рис. 36. Двойное лучепреломление у кальцита (исландского шпата) (рис. А. П. Шафранова)

При определении цвета минерала необходимо обращать внимание на то, является ли он прозрачным (просвечивающим в краях) или непрозрачным. К прозрачным минералам можно отнести гипс, кварц, кальцит, флюорит и другие, к непрозрачным — пирит, гематит, графит, лимонит и другие. Многие минералы в тонких шлифах прозрачны, а в крупных обломках и кристаллах кажутся непрозрачными.

Некоторые прозрачные минералы обладают свойством двойного лучепреломления (рис. 36). Оно особенно хорошо выражено у разностей кальцита, называемых исландским шпатом.

Цвет черты. Цвет тонкого порошка минерала, остающегося на поверхности фарфоровой пластины при царапании последней минералом, называется цветом его черты. Этот признак более постоянен и надежен при диагностике, чем окраска минерала. Цвет черты в ряде случаев совпадает с окраской самого минерала. У киновари окраска и цвет черты красные, у лазурита синие, у магнетита черные. У других минералов цвет черты резко отличается от цвета минерала и в таком случае имеет важное значение при определении. Например, цвет гематита стально-серый, черный, а черта вишнево-красная; цвет пирита латунно-желтый, а черта черная с зеленоватым оттенком.

Большинство прозрачных и полупрозрачных минералов обладает бесцветной или слабо окрашенной чертой. Поэтому наибольшее диагностическое значение цвет черты имеет для непрозрачных и резко окрашенных природных соединений. Минералы, обладающие твердостью больше 6, черты не дают.

Блеск. Большинство минералов в отраженном свете обладает блеском. У прозрачных минералов он обусловлен показателем преломления, у непрозрачных коэффициентом поглощения. Вещества, обладающие большим коэффициентом поглощения, характеризуются металлическим блеском, этот сильный блеск свойствен металлам. Они обычно непрозрачны, черта их черная или очень темная, например у пирита, галенита, магнетита. Минералы

с меньшим коэффициентом поглощения и более светлой чертой обладают полуметаллическим или металловидным блеском, например гематит, графит.

У прозрачных минералов по интенсивности блеска различают: алмазный блеск, характерный для минералов с показателем преломления 1,9—2,6; он свойствен таким минералам, как алмаз, сфалерит (цинковая обманка); стеклянный блеск, присущий очень многим минералам с показателями преломления 1,3—1,9, например кварцу, флюориту, карбонатам, сульфатам, корунду, гранату.

Рассмотренные виды блеска характерны для гладких поверхностей (плоскостей спайности, граней кристаллов). Неровные, шероховатые поверхности, частично рассеивающие отраженный свет, отличаются жирным блеском (сера, нефелин); некоторые минералы обнаруживают перламутровый блеск, вызванный явлениями интерференции света от тонких пластинок или трещинок спайности (слюды, тальк). При параллельно-волокнистом строении минерала можно видеть шелковистый блеск (асбест, селенит).

Прочие свойства. Существует очень немного минералов, обладающих магнитными свойствами — действующих на магнитную стрелку или притягивающихся к магниту. К ним относятся магнетит, никелистое железо, некоторые разности ферроплатины. Так как магнитных минералов немного, то магнитность является для них важным признаком, позволяющим сразу определить данный минерал.

Для некоторых минералов характерна реакция со слабой соляной кислотой (HCl), при которой происходит выделение углекислого газа, сопровождающееся кипением. Эта реакция типична для карбонатов, причем в куске с соляной кислотой активно реагирует кальцит, в порошке — доломит, при нагревании — сидерит и магнезит. К прочим свойствам следует также отнести вкус (галит), ковкость (галенит), гигроскопичность (каолинит), упругость (слюды), горючесть (сера) и др.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДЕ

В зависимости от условий образования и химического состава минералы образуют весьма характерные скопления зерен или кристаллов, называемые **минеральными агрегатами.**

Рассмотрим наиболее часто встречающиеся агрегаты:

Зернистые агрегаты сложены кристаллическими зернами. Эти агрегаты имеют наибольшее распространение. Примером могут служить каменная соль, гипс, апатит.

Если зерна имеют пластинчатый облик, то их агрегаты называются листоватыми или чешуйчатыми (слюды, хлорит, тальк). Агрегаты, состоящие из вытянутых в одном направлении зерен, носят название игольчатых или волокнистых (гипс — селенит, асбест).

Очень мелкие рыхлые агрегаты, растирающиеся пальцами, называются *землистыми* (каолинит). От них необходимо отличать *плотные агрегаты*, в которых нельзя различить контуры отдельных зерен (халцедон).



Рис. 37. Друза горного хрусталя (рис. А. П. Шафранова)

Друзы представляют собой сростки хорошо образованных кристаллов, прикрепленных одним концом к общему основанию. Они часто образуются на стенках каких-либо пустот горных пород. Примером могут служить часто встречающиеся друзы горного хрусталя (рис. 37).

Секреции образуются в результате заполнения пустот, обычно округлой формы, кристаллическим или коллоидальным веществом. Характерной особенностью секреций является послойное отложение минерального вещества по направлению от стенок пустот к центру. При этом отдельные слои нередко отличаются по цвету и часто по составу. Мелкие секреции (до 10 мм) называются миндалинами и обычно бывают нацело заполнены. Крупные секреции нередко имеют полость внутри и называются жеодами (рис. 38,*а*).

Конкреции — шаровидные образования с радиально-лучистым строением. Они образуются в осадочных породах в результате стяжения минерального вещества к отдельным точкам — центрам.

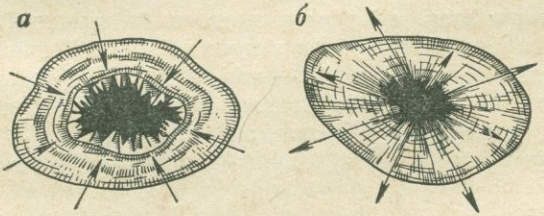


Рис. 38. Схема строения и образования секреций и конкреций (рис. А. П. Шафранова):

а — секреция; *б* — конкреция

Примерами могут служить конкреции фосфоритов, марказита, кремней и других минералов, образующиеся среди осадочных пород (рис. 38, *б*).

Оолиты представляют собой небольшие шарики концентрического скорлуповатого строения. По способу образования они часто близки конкрециям. Эти сферические образования возникают в водной среде вокруг взвешенных частиц. Примерами могут служить бурый железняк (лимонит) оолитового строения, боксит, оолитовый известняк (кальцит).

Натечные формы (сталактиты, сталагмиты, натеки) минеральных образований возникают за счет выпадения солей из растворов при их испарении. Они так же, как и друзы кристаллов, наблюдаются в пустотах породы. С потолка пещер часто спускаются сосульки (сталактиты), состоящие из выделившегося из раствора минерального вещества. Другая часть этого вещества образует на дне пещеры выступы округлой формы, на которые раствор поступает в виде капель. Такие выступы называются сталагмитами. Размеры

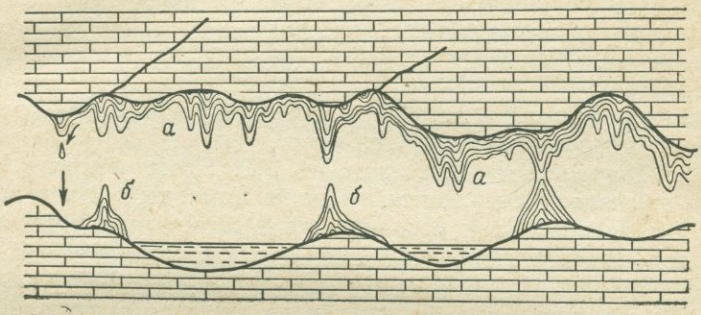


Рис. 39. Сталактиты и сталагмиты в пещерах:
а — сталактит; *б* — сталагмит

указанных образований самые различные — от очень мелких, почти микроскопических форм до многометровых столбов арагонита и кальцита в крупных пещерах (рис. 39). В натечных формах встречаются: лимонит, малахит, опал, арагонит, кальцит, гипс, гематит.

§ 3. ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Минералы классифицируют по химическому составу и кристаллической структуре. Все известные минералы подразделяют на несколько классов, важнейшими из которых являются: самородные, сульфиды, окислы, галоиды, соли кислородных кислот.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Минералы, принадлежащие к классу самородных, состоят из одного элемента, преимущественно химически инертного (золото, платина, медь, графит, сера, алмаз). Роль их в общем составе земной коры незначительна, но многие из них являются важными полезными ископаемыми.

Минералы этого класса отличаются некоторыми общими свойствами. Для металлов характерны высокие электро- и теплопроводность, сильный металлический блеск, высокая отражательная способность и наибольшая плотность. Многим минералам свойствен полиморфизм (несколько структурных разновидностей), например

углерод встречается в виде графита и алмаза, сера — в ромбической и моноклинной сингонии и аморфная.

Из неметаллических самородных минералов наиболее часто встречаются в природе графит и сера.

Графит, С. Название минерала происходит от греческого слова «графо» — пишу. Твердость 1. Плотность 2,2. Блеск металловидный. Цвет серый, черта серая, черно-серая, блестящая. Жирный на ощупь, пачкает руки. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Образует тонкочешуйчатые агрегаты, кристаллы графита очень редки.

Происхождение метаморфическое, реже магматическое.

Разновидностью графита является ш у н г и т — аморфная разность твердостью 3,5.

Графит применяется в литейном деле, для изготовления электродов, смазок, красок, карандашей.

Сера, S. Твердость 1—2. Плотность 2,1. Блеск жирный, на поверхности кристалла стеклянный и даже алмазный. Цвет желтый, зеленоватый. Черта белая с желтоватым оттенком. Спайность несовершенная. Кристаллизуется в ромбической, моноклинной и тригональной сингониях. Образует землистые плотные агрегаты, натечные формы, налеты, корочки. Очень хрупкая. Горит, выделяя удушливый сернистый газ.

Происхождение гипергенное и вулканогенное.

Сера используется для производства серной кислоты, в резиновой и красильной промышленности, в сельском хозяйстве.

сульфиды

Минералы класса сульфидов представляют собой сернистые соединения металлов и являются породообразующими минералами многих месторождений цветных металлов. Для минералов этого класса характерна кристаллизация в высших сингониях, образование хорошо ограненных кристаллов, диагностическое значение цвета, непрозрачность (прозрачные встречаются значительно реже — сфалерит, киноварь), металлический, реже алмазный блеск, небольшая твердость — от 2 до 4, высокая плотность. Образуются они при эндогенных, реже экзогенных процессах.

Пирит, FeS_2 (серный колчедан). Название происходит от греческого слова «пирос» — огонь. Твердость 6—6,5 (единственный минерал из сульфидов, который царапает стекло). Плотность 4,9—5,2. Блеск металлический. Цвет латунно-желтый. Черта черная с зеленоватым оттенком. Спайность весьма несовершенная (или отсутствует). Излом неровный. Часто образует кристаллы кубической, реже октаэдрической формы. Кристаллы имеют характерную штриховку на гранях.

Встречается в виде вкраплений отдельных кристаллов, широко распространены плотные агрегатные массы, иногда наблюдаются конкреции.

Образуется пирит в самых различных геологических условиях: в гидротермальных жилах совместно с другими сульфидами, в осадочных породах (конкреции и включения) при разложении органического вещества без доступа свободного кислорода, в глубоких участках бассейна, в метаморфических породах в виде хорошо ограненных кристаллов, возникших во время метаморфизма, в магматических горных породах в виде вкраплений. В зоне окисления пирит неустойчив, постепенно переходит в лимонит.

Используется как сырье для получения серной кислоты; побочно получают медь, цинк, селен и другие элементы. Руды, содержащие кобальт-пирит (0,5—1%), служат источником получения кобальта.

Марказит, FeS_2 (лучистый колчедан). Твердость 5—6. Плотность 4,6—4,9. Блеск металлический. Цвет латунно-желтый с сероватым или зеленоватым оттенком. Черта темная, зеленовато-серая. Спайность несовершенная. Хрупок. Встречается в природе реже пирита в виде кристаллов таблитчатой и копьевидной формы, чаще в виде конкреций.

Образуется в осадочных угленосных породах преимущественно в виде конкреций, псевдоморфоз по органическим остаткам, при выветривании рудных месторождений (пирротина), может иметь гидротермальное происхождение (образуется в последние стадии минерализации).

При наличии больших скоплений разрабатывается в тех же целях, что и пирит.

Халькопирит, $CuFeS_2$ (медный колчедан). Название происходит от греческих слов «халькос» — медь и «пирос» — огонь. Твердость 3—4. Плотность 4,1. Блеск металлический. Цвет — латунно-ярко-желтый с пестрой побежалостью. Черта черная с зеленоватым оттенком. Спайность несовершенная. Довольно хрупкий. Встречается обычно в сплошных массах и в виде вкраплений неправильной формы, кристаллы редки.

Происхождение метаморфическое (гидротермальное), магматическое, редко осадочное.

Применяется как руда на медь (промышленное содержание меди 2—2,5%).

Галенит, PbS (свинцовый блеск). Название происходит от латинского слова «галена» — «свинцовая руда». Твердость 2—3. Плотность 7,4—7,6. Блеск металлический. Цвет свинцово-серый. Черта серовато-черная. Хрупкий. Спайность совершенная по кубу. Встречается в виде зернистых масс или вкраплений неправильной формы. Кристаллы галенита редки и встречаются в друзовых пустотах.

Происхождение магматическое (гидротермальное).

Основная руда на свинец, попутно получают серебро, реже висмут. Промышленное содержание свинца в рудах 5—6%. Используется также для получения свинцовых препаратов (красок, глазури и т. д.).

К классу окислов и гидроокислов относятся простейшие соединения металлов и металлоидов с кислородом и гидрооксилолом. Большое количество минералов этого класса (около 150) составляет около 17% земной коры и имеет важное практическое значение. Все минералы класса устойчивы в условиях земной коры и слабо поддаются выветриванию. Они имеют повышенную твердость, высокий показатель преломления. Содержание воды в гидроокислах всегда значительно, но непостоянно.

Основная часть окислов и гидроокислов сосредоточена в верхних слоях земной коры, где содержится свободный кислород.

Кварц, SiO_2. Один из наиболее распространенных в земной коре минералов. Твердость 7. Плотность 2,5—2,8. Блеск стеклянный. Цвет может быть самый различный, но обычно встречаются бесцветные, молочно-белые и серые разности. Прозрачные или полупрозрачные окрашенные разности носят особые названия: горный хрусталь — прозрачный кварц, аметист — фиолетовый, раухтопаз — дымчатый; морион — черный, цитрон — золотисто-желтый. Черты кварц не дает. Спайность отсутствует, излом раковистый. Образует хорошо ограненные кристаллы часто с поперечной штриховкой на гранях призмы. Встречается в виде плотных зернистых масс, вкраплений отдельных кристаллов и друз.

Разновидностью кварца является халцедон — скрытокристаллическая форма кварца. Халцедон имеет те же, что и кварц, твердость и плотность. Блеск восковой или матовый. Цвет может быть самый разнообразный, чаще голубоватый, сероватый, светло-коричневый, розовый, желтый, черный. Полосчатая разновидность халцедона называется агатом, желтовато-розовая — сердоликом. Иногда слабо просвечивает. Черты не дает. Спайность отсутствует. Излом раковистый, с острыми режущими краями. Встречается в виде жеод, миндалин, плотных масс, натеков.

Разновидность халцедона, загрязненная глинистыми примесями, называется кремнем. Чаще всего встречаются кремни бурого, серого и черного цвета.

Кварц является основной составной частью многих магматических, метаморфических и осадочных горных пород. Хорошо ограненные кристаллы кварца образуются в гидротермальных жилах, где часто встречается и халцедон. Кремни, как правило, осадочные образования.

Разновидности кварца и халцедона используются в оптике и радиотехнике (горный хрусталь), в точной механике для изготовления опорных призм (халцедон), в стекольно-керамической промышленности, для изготовления химической посуды, как поделочные камни (аметист, раухтопаз, горный хрусталь, сердолик и др.).

Опал, $SiO_2 \cdot nH_2O$. Аморфная разность кремнезема с непостоянным химическим составом. Содержание воды меняется от 1—13 до 34%, часто вода теряется при обычной температуре. Твердость 5—5,5. Плотность 1,9—2,5. Блеск восковой, стеклянный, в пористых раз-

ностях матовый. Цвет очень разнообразен: белый, бурый, желтый, красный, голубой, радужный. Полупрозрачный, опалесцирующий опал является благородным камнем. Цвет опала зависит от примесей и содержания воды. Черты не дает. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Образует натечные формы, желваки, ноздреватые накипи, плотные агрегаты.

Отлагается из гидротермальных источников и гейзеров (туф, гейзерит); образуется в результате осаждения кремнезема в прибрежных зонах морских бассейнов. Минерал неустойчив, переходит в халцедон и кварц, поэтому в древних отложениях не известен.

Некоторые разности опала используют как поделочные камни.

Корунд, Al_2O_3. Твердость 9. Плотность 3,9—4,1. Блеск стеклянный. Цвет обычно синевато- или желтовато-серый (для полупрозрачных разностей). Встречаются прозрачные разновидности корунда различной окраски: бесцветный, синий (сапфир), зеленый («восточный изумруд»), красный (рубин), желтый («восточный топаз»). Спайность отсутствует. Образует кристаллы боченковидной столбчатой формы, достигающие иногда больших размеров (до 10 см в поперечнике). Минеральные агрегаты в виде сплошных пестроокрашенных зернистых масс называются наждаком.

Встречается в глубинных магматических породах (корундовые сиениты), в контактово-пневматолитовых жилах (прозрачные разности).

Корунд используют как абразив, а прозрачные разности как драгоценные камни.

Гематит, Fe_2O_3 (железный блеск или красный железняк). Название происходит от греческого слова «гематинос» — кровавый. Твердость 5,5—6. Плотность 5—5,3. Блеск полуметаллический. Цвет железно-черный; землистые разности красноватые и даже ярко-красные. Черта вишнево-красная. Хрупкий. Спайность отсутствует. Излом землистый. Часто образует кристаллы пластинчатой и таблитчатой формы. Обычно встречается в виде сплошных плотных масс (крупнокристаллических, листоватых и чешуйчатых).

Происхождение метаморфическое (региональный и гидротермальный метаморфизм), реже осадочное.

Применяется как руда для получения чугуна и стали. Промышленными считаются руды с содержанием железа 50—65%. Чистые порошкообразные разности гематита используют для получения красок.

Магнетит, $Fe_3O_4(FeO \cdot Fe_2O_3)$ (магнитный железняк). Твердость 5,5—6. Плотность 4,9—5,2. Блеск полуметаллический. Цвет черный, железно-черный. Черта черная. Хрупкий. Сильно магнитен. Спайность отсутствует. Излом зернистый. Образует кристаллы октаэдрической формы, которые часто встречаются в пустотах в виде друз.

Происхождение магматическое, реже метаморфическое.

Магнетит — важнейшая руда для выплавки чугуна и стали (содержание железа 60%).

Лимонит, $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ (болотная руда, бурый железняк). Твердость от 4,5—5 до 1 в зависимости от физического состояния. Плотность 3,3—4. Блеск от полуметаллического до матового. Цвет от бурого до почти черного. Цвет черты бурый. Излом землистый. Образует натечные почковидные формы, сплошные плотные массы, оолиты, конкреции, жеоды.

Происхождение осадочное (бобовые руды) или в результате окисления сульфидных месторождений.

Применяется как сырье для металлургической промышленности (при содержании железа 35—40%).

Боксит, $Al_2O_3 \cdot nH_2O$. Твердость 1—3. Плотность 2,3—3,5. Блеск стеклянный. Цвет от белого до красного в зависимости от содержания примесей железа. Излом землистый. Встречается в виде землистых агрегатов и бобово-зернистых масс.

Происхождение гипергенное, образуется в коре выветривания пород, содержащих каолин и полевые шпаты, в областях тропического климата.

Боксит является важнейшим сырьем для получения алюминия.

ГАЛОИДЫ

Класс галоидов объединяет соли галоидных кислот HF, HCl и HJ, водород которых замещен щелочными или щелочноземельными металлами, а также Cu, Ag и др. Наиболее распространены из них хлориды и фториды (в водах морей и океанов, нефтяных месторождений и т. п.). Большинство минералов кристаллизуется в высшей сингонии. Хлориды хорошо растворимы в воде, имеют горько-соленый вкус, небольшие плотность и твердость. Фториды отличаются большей твердостью (флюорит — твердость 4).

Галоиды имеют важное практическое значение, многие из них являются важным сырьем для химической, металлургической, стекольной промышленности.

Галит, NaCl (каменная соль). Название происходит от греческого слова «галос» — море, соль. Твердость 2. Плотность 2,1—2,2. Блеск стеклянный. Минерал бесцветный или различно окрашенный в зависимости от примесей. Кристаллы его прозрачны. Черта белая. Спайность совершенная по кубу. Соленый на вкус, пластичный, хорошо растворяется в воде, хрупкий. Образует кристаллы кубической формы. Самосадная соль наблюдается в виде рыхлых плотных кристаллическизернистых масс.

Происхождение осадочное. Образуется из насыщенных растворов в усыхающих водоемах и лагунах.

Галит используется как пищевой продукт, а также для получения металлического натрия, который, в свою очередь, широко применяется в химии и электротехнике.

Сильвин, KCl. Твердость 2. Плотность 2. Блеск стеклянный. Цвет очень разнообразный — белый, синий, красный. Черта белая. Спайность совершенная по кубу. Горько-соленый на вкус, растворим в воде.

Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс, иногда слоистой текстуры. Очень редко образует кристаллы кубической формы.

Происхождение осадочное; выпадает из рассолов одним из последних, поэтому встречается в верхах соленосных толщ.

Используется в основном для изготовления удобрений, в химической промышленности, в пиротехнике, фотографии.

Флюорит, CaF_2 (плавиковый шпат). Название происходит от латинского названия элемента фтора — «флюорум».

Твердость 4. Плотность 3,18. Блеск стеклянный. Минерал редко бесцветный, чаще окрашен в желтый, зеленый, голубой, фиолетовый, розовый, иногда фиолетово-черный цвета (в ассоциации с окислами урана). Хрупкий. Черта белая. Спайность совершенная по граням октаэдра. Образует кристаллы кубической, реже октаэдрической формы. Агрегаты зернистые, реже землистые.

Происхождение метаморфическое (гидротермальное) и осадочное.

Применяется для получения легкоплавких сплавов, плавиковой кислоты, а прозрачные разности — в оптике.

СУЛЬФАТЫ

Класс сульфатов составляют соли серной кислоты. Минералы этого класса широко распространены в природе. Для них характерны светлая окраска, небольшая твердость (ниже 4), большинство минералов легкие (кроме барита), кристаллизуются главным образом в моноклинной и ромбической сингониях.

По происхождению сульфаты являются преимущественно экзогенными образованиями.

Барит, $BaSO_4$ (тяжелый шпат). Твердость 3—3,5. Плотность 4,3—4,7. Блеск стеклянный. Цвет белый, серый, желтый, бурый, реже бесцветный. Черта белая. Хрупкий. Спайность совершенная. Образует кристаллы таблитчатой формы. Встречается в виде зернистых масс, иногда плотных, реже землистых.

Происхождение метаморфическое (гидротермальное); встречается с сульфидными, марганцевыми и железистыми рудами, редко в осадочных породах в виде желваков и конкреций.

Барит используют в резиновой и бумажной промышленности как наполнитель и утяжелитель; в химической и лакокрасочной промышленности, а также как утяжелитель глинистых растворов при бурении.

Гипс, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (легкий шпат). Твердость 1,5—2. Плотность 1,3. Блеск стеклянный у кристаллических разностей, шелковистый у волокнистых (селенит). Бесцветный, белый, серый, розовый, синий. В кристаллах бывает прозрачный. Черта белая. Спайность совершенная в одном направлении. Весьма хрупкий. Образует кристаллы таблитчатой формы, часто двойники (ласточкин хвост). Встречается в виде сплошных зернистых или тонкокристаллических масс (алебастр), тонковолокнистых масс (селенит), многочисленны друзы.

Происхождение гипергенное, образуется в результате выпадения из растворов морей и озер, при гидратации ангидрита под влиянием вадозных вод.

Применяется в строительстве, в цементной промышленности, для получения отливок, гипсовых слепков, в хирургии, в бумажной промышленности.

Ангидрит, $CaSO_4$ (безводный гипс). Твердость 3—3,5. Плотность 2,8—3. Блеск стеклянный. Цвет белый, голубой, розоватый, серый. Черта белая. Спайность средняя, наблюдается у кристаллических разностей. Излом зернистый. Образует кристаллы призматической формы, хорошо ограненные кристаллы редки. Наблюдается обычно в сплошных зернистых массах.

Происхождение осадочное — в результате выпадения из растворов морей и озер. Совместно с гипсом образует мощные пласты. Редко образуется в гидротермах.

Используется для получения цементов.

КАРБОНАТЫ

Минералы класса карбонатов представляют собой соли угольной кислоты, многие из них являются породообразующими и широко развиты в природе (особенно кальцит).

Карбонаты часто образуют хорошо ограненные кристаллы, характеризуются невысокой твердостью, повышенной растворимостью в разбавленных кислотах, хорошей спайностью, слабой окраской.

По происхождению большинство карбонатов являются экзогенными образованиями.

Кальцит, $CaCO_3$ (известковый шпат). Твердость 3. Плотность 2,6—2,8. Блеск стеклянный, перламутровый. Цвет белый, но благодаря примесям часто с различными оттенками серого, желтого, розового, бурого цвета. Черта белая. Спайность совершенная по ромбоэдру. Минерал хрупкий. Бурно реагирует с соляной кислотой. Образует кристаллы призматической, ромбоэдрической формы. Встречается в виде плотных скрытокристаллических и кристаллических масс, друз, натеков. Прозрачный кальцит, у которого резко выражено двойное лучепреломление, называется исландским шпатом.

Происхождение осадочное (осаждение кальцита в морях и образование кристаллических и оолитовых известняков, в виде новообразований в трещинах и пустотах) и гидротермальное (обычно крупнокристаллические образования).

Используется в химической промышленности, в сельском хозяйстве, в металлургии, прозрачные разности — в оптике.

Доломит, $CaMg(CO_3)_2$. Назван по имени Доломье — французского минералога, открывшего доломит. Твердость 3,5—4. Плотность 1,8—2,9. Блеск стеклянный. Цвет белый, желтоватый, бурый, серый, розоватый и др. Черта белая. Спайность совершенная по ромбоэдру. Реагирует с соляной кислотой в порошке. Образует кристаллы ромбо-

эдрической формы. В природе встречается в виде сплошных зернистых (кристаллических) масс, реже натеков.

Происхождение осадочное, метаморфическое (гидротермальное); образуются крупнокристаллические массы в ассоциации с магнезитом.

Применяется как строительный материал, для получения цементов, как огнеупорный материал и флюс в металлургии, в химической промышленности.

Магнезит, $MgCO_3$ (магнезиальный шпат). Твердость 4—4,5. Плотность 1,9—3,1. Блеск стеклянный, у землистых разностей матовый. Цвет белый с желтоватым и сероватым оттенком. Черта белая. Спайность у кристаллического магнезита совершенная по ромбоэдру; у плотных разностей излом неровный, иногда раковистый. Хрупкий. Слабо реагирует с соляной кислотой в порошке и хорошо при нагревании.

Образует кристаллы ромбоэдрической формы; чаще распространен в виде крупнозернистых агрегатов, землистых фарфоровидных масс, которые характерны для месторождений выветривания.

Происхождение гипергенное и метаморфическое (гидротермальное), образует кристаллические агрегаты.

Обожженный магнезит используется для получения огнеупорных кирпичей, выдерживающих температуру до 3000° С, а также для изготовления цемента Сореля.

Сидерит, $FeCO_3$ (железный шпат). «Сидерос» — по-гречески железо.

Твердость 4. Плотность 3,9. Блеск стеклянный. Цвет буровато-серый. Черта белая, иногда буроватая. Спайность совершенная. Хрупкий. Реагирует с соляной кислотой при нагревании. Агрегаты обычно кристаллическизернистые; наблюдаются шаровидные конкреции с радиально-лучистым строением.

Происхождение осадочное и метаморфическое (гидротермальное). Сидерит без примесей (фосфора и серы) — хорошее сырье для выплавки железа.

ФОСФАТЫ

Минералы, принадлежащие к классу фосфатов, представляют собой соли фосфорной кислоты. Физические свойства этой группы минералов варьируют в широких пределах, твердость их обычно невысока, минералы легко растворяются в кислотах.

По происхождению могут быть экзогенными и эндогенными.

Апатит, $Ca_5[PO_4]_3(Cl, F.)$. Название происходит от греческого слова «апатио» — обманывает. Апатит часто принимали за другие минералы — диопсид, турмалин. Твердость 5. Плотность 3,2. Блеск стеклянный, жирный. Цвет белый, чаще зеленоватый. Черта белая. Спайность несовершенная. Излом неровный, раковистый. Очень хрупкий. Образует кристаллы в виде шестигранных призм. Встречается в виде сплошных зернистых масс, вкраплений и друз.

Происхождение магматическое (в сравнительно редких случаях образует крупные скопления зернистых масс среди нефелиновых сиенитов) и гидротермальное.

Фосфорит близок апатиту по химическому составу и физическим свойствам (скопления апатита в осадочных породах). Встречается в виде конкреций радиально-лучистого строения и псевдоморфоз по костям животных.

Образуется в морских осадочных породах биохимическим путем. Апатит и фосфорит являются сырьем для получения фосфатных удобрений.

СИЛИКАТЫ

К классу силикатов относятся соли различных кислот кремния. В отличие от минералов всех других классов силикаты имеют сложное строение кристаллических решеток и очень разнообразны. Поэтому этот класс подразделяется на несколько подклассов. Основной группой их является тетраэдрическая. Нередко часть ионов кремния бывает замещена другими ионами (Al, Ti, Zr, Be и др.).

По своему происхождению силикаты связаны с эндогенными и особенно с магматическими процессами.

Силикаты — самый распространенный в природе класс минералов. На долю их приходится третья часть всех минеральных видов. По подсчетам А. Е. Ферсмана, силикаты составляют 75% земной коры. Если прибавить к ним еще 12% свободного кремнезема (главным образом в виде кварца и опала), то станет ясна исключительная роль, которую играют силикаты в составе литосферы. Многие из них являются породообразующими минералами и входят в состав почти всех магматических, метаморфических и осадочных пород.

ГРУППА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Полевые шпаты — наиболее распространенная в природе группа минералов класса силикатов, составляет около 50% (от массы) земной коры. Среди них выделяются калиевые и кальций-натриевые полевые шпаты, или плагиоклазы.

Калиевые полевые шпаты

Ортоклаз, $K(AlSi_3O_8)$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. Ортоклаз — по-гречески «прямораскалывающийся». Действительно угол между плоскостями спайности равен 90°. Твердость 6. Плотность 2,4. Блеск стеклянный. Цвет непрозрачных ортоклазов белый, розовый, серый, красный. Черты не дает, только выветрелые ортоклазы имеют белую черту. Спайность совершенная в двух направлениях. Сингония моноклинная. Облик кристаллов призматический. Образует сплошные зернистые агрегаты.

Происхождение магматическое, при образовании кислых и частично средних изверженных пород.

Микроклин, $K(AlSi_3O_8)(Na)$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot (Na)$. Микроклин — по-гречески «незначительно отклоненный». Угол между плоскостями спайности немного отличается от прямого (89° 41′). Твердость 6. Плотность 2,5. Блеск стеклянный. Цвет белый, зеленоватый, розовый. Зеленый микроклин называется амазонитом. Черты не дает. У выветрелых разностей черта белая. Спайность совершенная в двух направлениях. Сингония триклинная. Форма кристаллов призматическая.

Происхождение магматическое. Распространен шире ортоклаза в кислых и средних интрузивных породах, в пегматитовых образованиях.

От ортоклаза можно отличить только под микроскопом в шлифах по характерному решетчатому строению или при помощи точных оптических исследований.

Плагиоклазы (кальций-натриевые полевые шпаты). Плагиоклаз — по-гречески «косораскалывающийся». Угол между плоскостями спайности 86°.

Минералы этой группы представляют собой ряд изоморфных смесей. Крайними членами этого ряда являются два минерала — альбит, $Na[AlSi_3O_8]$, и анортит, $Ca[Al_2Si_2O_8]$. В природе существуют все переходные разности: от натриевого полевого шпата — альбита до кальциевого — анортита. Одним из средних представителей этого ряда является лабрадор, который содержит 50—70% анортитовой молекулы и 30—50% альбитовой.

Свойства плагиоклазов очень близки, поэтому рассмотрим их вместе. Твердость 6—6,5. Плотность непрерывно возрастает от альбита к анортиту от 2,6 до 2,76. Блеск стеклянный. Цвет белый, розоватый у альбита и анортита; серый с голубыми блестками у лабрадора. Черты не дают. Спайность совершенная. Сингония триклинная. От других полевых шпатов плагиоклазы отличаются косым углом спайности и характерным двойниковым строением (наблюдается под микроскопом).

Плагиоклазы редко встречаются в виде хорошо образованных кристаллов. Чаще образуют зернисто-кристаллические массы, иногда друзы кристаллов в пегматитовых жилах.

Происхождение магматическое. Плагиоклазы — наиболее распространенная группа полевых шпатов, присутствуют в изверженных породах, пегматитах, метаморфических породах.

Калиевые полевые шпаты используются в керамической и стекольной промышленности для получения фарфора; лабрадорит — как поделочный камень, облицовочный материал.

ДРУГИЕ СИЛИКАТЫ

Оливин, $(Mg, Fe)_2 \cdot [SiO_4]$. Назван по оливково-зеленому цвету. Синоним — перидот. Твердость 6,5—7. Плотность 3,3—3,5. Блеск стеклянный, жирный. Цвет желтовато-зеленый, оливково-зеленый до темно-зеленого. В кристаллах оливин почти бесцветный,

прозрачный. Черты не дает. Спайность несовершенная или средняя. Излом часто раковистый, неровный. Хрупкий. Обычно встречается в зернистых агрегатах. Кристаллы редки.

Происхождение магматическое (основной породообразующий минерал основных и ультраосновных горных пород) и метаморфическое (в виде новообразований).

Используется для получения огнеупорных кирпичей.

Авгит, $Ca(Mg, Fe, Al)\cdot[(Si, Al)_2\cdot O_6]$. «Авге» — по гречески блеск. Кристаллы авгита часто имеют блестящие грани. Твердость 5—6. Плотность 3,2—3,6. Блеск стеклянный. Цвет темно-зеленый, буровато-зеленый, черный. Черта белая, реже зеленовато-серая. Спайность средняя (по призме). Излом неровный. Кристаллы имеют короткостолбчатый и таблитчатый облик, в поперечном разрезе восьмиугольный. Встречается в виде сплошных зернистых масс.

Происхождение магматическое. Авгит — породообразующий минерал основных магматических пород (габбро, базальтов, андезитов).

Роговая обманка, $(Ca, Na)_2\cdot(Mg, Fe, Al)_5\cdot(OH)_2[(Si, Al)_4\cdot O_{11}]_2$. Твердость 5,5—6. Плотность 3,1—3,3. Блеск стеклянный. Цвет зеленый, темно-зеленый, до черного. Черта зеленоватая. Спайность совершенная по призме. Угол спайности 124°. Излом занозистый. Кристаллы имеют форму вытянутых призм со штриховкой на гранях, параллельной ребру призмы. Роговая обманка встречается в виде крупных и мелких вкраплений в магматических и метаморфических породах.

Происхождение магматическое и метаморфическое.

Тальк, $3MgO\cdot 4SiO_2\cdot H_2O$ или $Mg_3[Si_4O_{10}]\cdot[OH]_2$. Тальк — старинное арабское название минерала. Твердость 1. Плотность 2,7—2,8. Блеск перламутровый, мерцающий, жирный. Цвет белый, бледно-зеленый, желтоватый. Черта белая. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Жирный на ощупь. Встречается в виде плотных листовато-чешуйчатых агрегатов. Изредка образует волокнистые массы. Плотный тальк называют жировиком.

Происхождение метаморфическое. Тальк образуется в результате метаморфизма магнезиальных пород в основном под действием CO_2 и воды.

Тонкомолотый тальк используется в бумажной и резиновой промышленности как наполнитель, в парфюмерии — для изготовления красок, в текстильной промышленности — для отбеливания ввиду его адсорбционных свойств, в электрической промышленности — для изготовления высоковольтных изоляторов.

Биотит, $K(Mg, Fe)_3\cdot[Si_3AlO_{10}]\cdot[OH, F]_2$ или $K_2O\cdot 6(Mg, Fe)\times\times O\cdot Al_2O_3\cdot 6SiO_2\cdot 2H_2O$ (черная железо-магнезиальная слюда). Назван по имени французского физика Биота. Твердость 2—3. Плотность 3,02—3,12. Блеск стеклянный с перламутровым отливом. Цвет черный с бурым, зеленоватым или красным оттенком. В тонких пластинах просвечивает. Черта белая или зеленоватая. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Образует кристаллы таблитчатой, псевдогексагональной, нередко столбчатой формы.

Встречается в виде сплошных пластинчато- и чешуйчато-зернистых масс. Друзы кристаллов редки.

Происхождение магматическое, метаморфическое.

Большого практического значения не имеет.

Мусковит, $KAl_2[AlSi_3O_{10}]\cdot[OH]_2$ или $K_2O\cdot 3Al_2O_3\cdot 6SiO_2\cdot 2H_2O$ (белая калиевая слюда). Твердость 2—3. Плотность 2,76—3,1. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый и серебристый. В тонких листах бесцветный, часто с желтоватым, сероватым и зеленоватым оттенком. Черта белая. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Кристаллы таблитчатой или пластинчатой формы, псевдогексагонального или ромбовидного сечения. Образует листовато-зернистые агрегаты и скрыточешуйчатые массы (серицит).

Происхождение магматическое и метаморфическое (гидротермальное совместно с рудными минералами).

Электроизоляционные свойства мусковита (листовая слюда) используют в электропромышленности для изготовления изоляторов, конденсаторов, электроламп. Слюдяной порошок (скрап) применяют для изготовления строительных материалов (кровельный толь); а также обоев, писчей бумаги, парчевых красок, керамических изделий.

Хлорит, $(FeMg)_5\cdot Al(OH)_8\cdot(AlSi_3O_{10})$ или $5(Mg, Fe)O\cdot Al_2O_3\times 3SiO_2\cdot 4H_2O$. Твердость 2—2,5. Плотность 2,6—2,35. Блеск от стеклянного до перламутрового. Цвет бутылочно-зеленый. Черта белая или зеленоватая. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Листочки хлорита не упругие. Кристаллы псевдогексагонально-пластинчатой формы. Агрегаты, встречающиеся в природе, листоватые, чешуйчатые, реже друзы кристаллов.

Происхождение метаморфическое, нередко слагает целые толщи хлоритовых сланцев, а также встречается среди змеевиков (серпентинитов).

Серпентин, $3MgO\cdot 2SiO_2\cdot 2H_2O$ или $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$. «Серпентария» — по-латыни змеевидный. Твердость 2,5—8. Плотность 2—3,5. Блеск стеклянный, жирный, у волокнистых разностей шелковистый. Цвет от светло- до темно-зеленого. Излом раковистый в плотных разностях, занозистый в волокнистых. Волокнистый серпентин носит название асбеста (горный лен). В природе встречается плотный серпентин, часто смятый, со следами скольжения и прожилками асбеста.

Происхождение метаморфическое, серпентин образуется в результате гидротермального изменения ультраосновных (оливинсодержащих — перидотит, дунит) пород.

Плотные массы серпентина используют как облицовочный материал, а также в химической промышленности для получения магния. Асбест применяют для получения огнеупорных тканей и материалов.

Каолинит, $Al_2O_3\cdot 2SiO_2\cdot 2H_2O$ или $Al_4[Si_4O_{10}]\cdot[OH]_8$. Название произошло от названия месторождения этого минерала «кау-линг» — по-китайски высокая гора. Твердость 1. Плотность 2,6. Блеск матовый. Цвет белый, желтоватый. Черта белая, жирная. На ощупь

жирный. Спайность весьма совершенная. Излом в массе землистый. Агрегаты рыхлые, чешуйчатые или плотные тонкозернистые.

Происхождение гипергенное — продукт выветривания магматических и метаморфических пород.

Применяется в керамической промышленности для получения фарфора и фаянса, в строительстве — как водозадерживающий материал, кроме того, для повышения плотности бумаги, изготовления клеенок, линолеума, глинистых растворов. Из каолинита получают устойчивые глинистые суспензии.

Глава IV

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

§ 1. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

Изучение теплового поля Земли имеет большое значение, так как распределение тепла во многом определяет энергетический уровень и характер геологических процессов на поверхности нашей планеты и в ее недрах. Действительно, климатические, сезонные и суточные изменения температуры существенно влияют на характер и интенсивность геологических процессов на поверхности Земли при выветривании пород, переносе обломков, осадконакоплении. Глубинное тепло Земли связано с источниками ее внутренней энергии, без которой невозможны вулканизм, землетрясения, колебания земной коры и т. д. Таким образом, тепловое поле может служить индикатором интенсивности геологических процессов на нашей планете.

Основным источником тепла на поверхности Земли является излучение Солнца. Земля получает ничтожную часть этого излучения, что определяется ее размером и удалением от Солнца. Однако энергетические ресурсы Солнца настолько велики, что Земля получает от него около $1{,}26 \cdot 10^{21}$ кал/год. Это количество тепла примерно в 300 раз больше тепловой энергии, которая выделится при сжигании всех запасов ископаемых углей на Земле.

Около $^1/_3$ (33%) солнечной энергии отражается атмосферой и поверхностью Земли и рассеивается. Таким образом, Земля поглощает и перерабатывает около $4{,}7 \cdot 10^{20}$ кал/год. На 1 см^2 ее поверхности в год поступает 168 ккал, из которых 56 ккал поглощается атмосферой, а 112 ккал поступает на поверхность литосферы и гидросферы. Участок поверхности Земли площадью 1 см^2, ориентированный перпендикулярно лучам Солнца, получает в 1 мин 1,94 кал тепла. Эта величина называется *солнечной постоянной*. В целом положительный радиационный баланс Земли достигает 72 ккал/см^2 в год.

Излучение Солнца превышает интенсивность другого источника — глубинного более чем в 10 000 раз. Так, если поток солнечного тепла, достигающего поверхности Земли, в среднем составляет 10^{-2} кал/см^2·с, то из глубины на поверхность поступает всего около 10^{-6} кал/см^2·с.

Поэтому распределение температуры на поверхности Земли практически целиком определяется особенностями освещенности отдельных ее участков Солнцем. Этим объясняется более высокий нагрев экваториальной полосы Земли по сравнению с ее полярными областями и наблюдаемое распределение климатических зон. Однако часть тепла, поступающая на поверхность Земли, перераспределяется под действием воздушных и морских течений, характер которых, в свою очередь, определяется рельефом земной поверхности, распределением воды и суши, растительным покровом и другими факторами.

Значение температуры на поверхности нашей планеты изменяется в значительных пределах. Минимальная температура на Земле (—88,3° С) была зарегистрирована в Антарктиде, на советской станции «Восток» (3488 м над уровнем моря) в августе 1960 г. В северном полушарии низкие температуры зарегистрированы на севере Канады (—62,8° С метеостанция Снэг, февраль 1947 г.), на Аляске (—62,1° С, метеостанция Крик-Кэмп, январь 1971 г.), в Гренландии (—66,1° С) и других районах. Однако северный «полюс холода» располагается в Северо-Восточной Азии, в пределах центральной Якутии. Здесь в феврале 1933 г. была зафиксирована минимальная температура северного полушария (—67,7° С, метеостанция Оймякон).

Максимальные значения температуры часто превышают +50° С. Так, в индийской пустыне Тар и в бассейне р. Флиндерс в Австралии температура повышается до +53° С. Самые высокие температуры зарегистрированы в пустыне Мохаве, США (+56,7° С) и в Ливийской пустыне, где в 1922 г. зафиксирована максимальная температура +57,8° С.

Указанные значения температуры измерены в нижних слоях атмосферы. Однако различия в удельной теплоемкости, окраске, отражательной способности и других свойствах приводят к различному нагреву участков Земли, покрытых снегом, растительностью, водой и т. д. Так, на поверхности снега значение температуры в северном полушарии снижалось до —69,6° С (метеостанция Оймякон, февраль 1933 г.). Температура почвы может значительно превышать температуру атмосферы: в Туркмении песок нагревается до +77° С (Репетек), а в Узбекистане температура сероземов достигает +79° С (Шурчи).

На поверхности моря самая высокая температура воды достигает +85,6° С (Персидский залив), +37,2° С (Каспийское море).

Таким образом, диапазон изменения температуры на Земле составляет 160°. Однако отдельные районы обычно характеризуются сравнительно небольшими колебаниями температуры, редко достигающими 40—50°. Для сравнения температур в разных районах

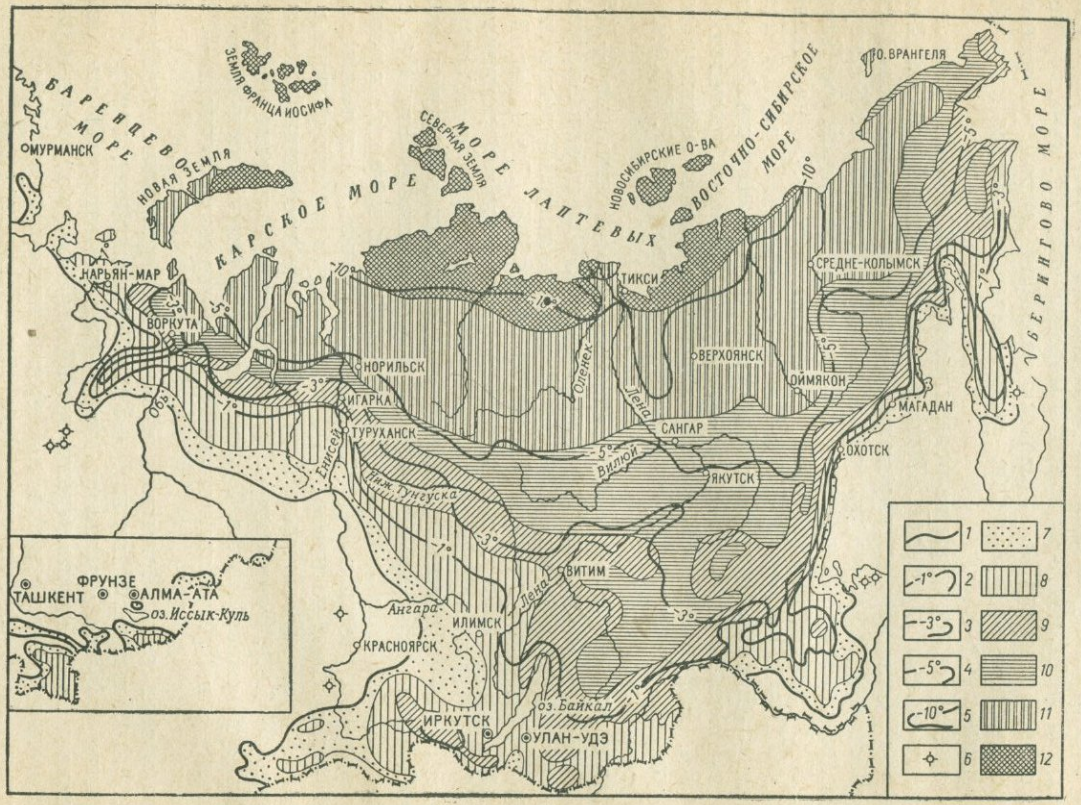


Рис. 40. Распространение многолетнемерзлых пород на территории СССР:

1 — южная граница распространения многолетней мерзлоты; *2* — изотерма —1° С, *3* — изотерма —3° С; *4* — изотерма —5° С; *5* — изотерма —10° С; *6* — отдельные пункты многолетней мерзлоты; зоны островной мерзлоты мощностью: *7* — до 15 м, *8* — до 60 м; зоны многолетнемерзлых пород мощностью: *9* — 60 ÷ 120 м, *10* — 120 ÷ 250 м, *11* — 250 ÷ ÷ 500 м, *12* — более 500 м.

различают среднесуточные, среднемесячные и среднегодовые температуры. Минимальная среднегодовая температура (—56,6° С) наблюдалась в Антарктиде, а максимальная (+34,4° С) в Эфиопии. В Москве среднегодовая температура равна +4,2° С.

Среднегодовая температура поверхности Земли в целом составляет около +15° С.

Однако сезонные колебания температуры обычно затрагивают только самую верхнюю часть земной коры. Глубина проникновения суточных колебаний температуры, определяемая их диапазоном, теплопроводностью пород и другими факторами, обычно составляет несколько десятков метров и ограничивается снизу слоем постоянных температур, в котором господствует среднегодовая температура. Особое место занимают участки поверхности Земли с отрицательной среднегодовой температурой. В этих условиях ниже слоя постоянных температур образуется зона с постоянной отрицательной температурой. Вода, заполняющая поры, пустоты и трещины пород, находится здесь в твердом состоянии, образуя области распространения многолетней мерзлоты.

Области многолетней мерзлоты занимают около 10% поверхности всей суши, а в СССР около 45% территории. В пределах СССР область развития многолетнемерзлых пород занимает восточную часть страны (рис. 40), где среднегодовая температура снижается до —11° С. На некоторых участках мощность многолетнемерзлых пород достигает 500—700 м.

Сезонные колебания температуры, деятельность рек, озер, циркуляция подземных вод обусловливают частичное оттаивание многолетнемерзлых пород и образование таликов. С процессами частичного оттаивания связаны и характерные формы — термокарст (проседание почвы), солифлюкционные террасы (натечные языки оттаивающих многолетнемерзлых пород), бугры (вспучивание замерзших таликов), наледи (замерзание поверхностных потоков или таликов) и др.

Практическое изучение многолетнемерзлых пород связано с поисками нефтяных и газовых месторождений. Непроницаемость многолетнемерзлых пород способствует сохранению залежей, а низкие температуры создают благоприятные условия для перехода газа в твердое (гидратное) состояние, что также способствует сохранению образовавшихся залежей углеводородов.

На территории СССР в районах распространения многолетнемерзлых пород разведаны месторождения нефти и газа на территории Западной Сибири и в Якутии.

§ 2. ГЛУБИННОЕ ТЕПЛО ЗЕМЛИ

Слой постоянных температур является границей влияния внешнего (излучение Солнца) и внутреннего источников теплового поля Земли. В результате многочисленных измерений в глубоких шахтах и буровых скважинах установлено, что ниже слоя постоянных

температур последние повсеместно возрастают с глубиной. Однако различные районы Земли характеризуются разной скоростью увеличения температуры. Эта скорость измеряется значением геотермического градиента (рис. 41), вычисляемого по формуле

$$\Gamma = \frac{T - T_{\text{ср. год}}}{h - h_{\text{с. п. т}}},$$

где Γ — геотермический градиент в °С/м; $T_{\text{ср. год}}$ — среднегодовая температура в °С; $h_{\text{с. п. т}}$ — глубина слоя постоянных температур в м; T — температура (в °С), измеренная на глубине h (в м).

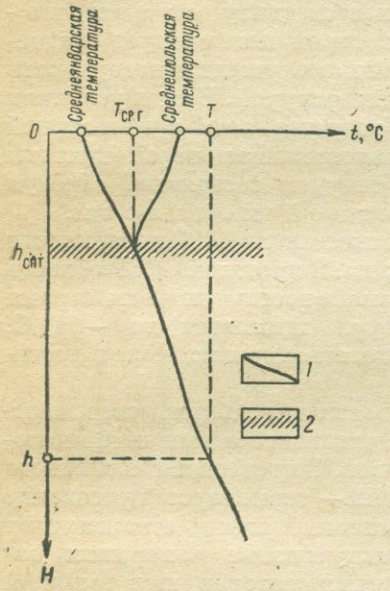


Рис. 41. Характер изменения температуры вблизи слоя постоянных температур:

1 — кривая изменения температуры; *2* — слой постоянных температур

Значения геотермического градиента обычно составляют сотые и тысячные доли градуса на 1 м. Поэтому чаще геотермический градиент измеряют в °С/100 м.

Другим параметром, определяющим скорость нарастания температуры с глубиной, является геотермическая ступень, вычисляемая по формуле

$$G = \frac{h - h_{\text{с. п. т}}}{T - T_{\text{ср. год}}},$$

где G — геотермическая ступень в м/°С.

Легко видеть, что геотермическая ступень является величиной, обратной геотермическому градиенту. Физическим смыслом геотермической ступени является глубина, на которую необходимо опуститься, чтобы температура недр Земли повысилась на 1° С.

Скорость изменения температуры с глубиной непостоянна в разных районах. Так, значение геотермической ступени, измеренное в различных районах Земли, изменяется от 6,7 до 172,7 м/°С (табл. 4) и в среднем составляет 33 м/°С.

Изменчивость скорости нарастания температуры с глубиной является одновременным проявлением двух факторов.

Первый из них — изменение теплопроводности пород, обусловленное особенностями геологического строения района. Сопоставление теплопроводности некоторых, наиболее распространенных пород (табл. 5) показывает, что ее значения изменяются от 0,017 до 0,003, т. е. в 5—6 раз.

Второй фактор — изменение теплового потока из недр Земли, определяющее количество тепла, поступающего из недр в единицу

Таблица 4

Значения геотермической ступени в различных районах (по В. В. Федынскому)

Район	Страна	Значение геотермической ступени, м/°С
Бонзанца, Орегон	США	6,7
Грозный, Северный Кавказ	СССР	11,5
Туркмения	СССР	17,9
Сураханы, Азербайджан	СССР	25,8
Лонг-Бич, Калифорния	США	27,7
Борислав, Украина	СССР	37,4
Панхендл, Техас	США	51,2
Москва	СССР	59,0
Карлсбад, Нью-Мексико	США	65,0
Витватерсранд	ЮАР	74,5
Онтарио	Канада	85,1
Ловлингтон, Нью-Мексико	США	99,0
Витватерсранд	ЮАР	106,2
Грес-Валлей, Калифорния	США	116,5
Ишимбаево, Башкирия	СССР	146,0
Мончетундра, Карелия	СССР	170,0
Витватерсранд	ЮАР	172,7

Таблица 5

Теплопроводность некоторых типов горных пород

Горная порода	Теплопроводность, кал/с·см·град (при $p=0{,}1$ МПа)	Горная порода	Теплопроводность, кал/с·см·град (при $p=0{,}1$ МПа)
Гранит	0,004—0,008	Песчаник	0,009—0,013
Базальт	0,003—0,007	Глина	0,003—0,004
Известняк	0,003—0,008	Каменная соль	0,017

времени. Значения теплового потока связаны с теплопроводностью пород и геотермическим градиентом формулой

$$q = \lambda \Gamma,$$

где q — тепловой поток в кал/см^2·с, λ — теплопроводность в кал/с × × см·град.

Результаты измерения теплового потока свидетельствуют о его значительной изменчивости, особенно в пределах океана. Средние значения теплового потока обычно изменяются от $1{,}0 \cdot 10^{-6}$ до $2{,}0 \times \times 10^{-6}$ кал/см^2·с и в среднем составляют около $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с.

Таким образом, тепловой поток из недр намного меньше теплового излучения Солнца. Однако в масштабе Земли в целом глубинный тепловой поток приводит к отдаче поверхностью нашей планеты колоссального количества тепла — около $2{,}4 \cdot 10^{20}$ кал/год.

§ 3. ИСТОЧНИКИ ВНУТРЕННЕГО ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Проблема происхождения глубинного теплового поля Земли, являющаяся достаточно сложной самостоятельной задачей, тесно смыкается с другими, не разрешенными до конца проблемами происхождения Земли, особенностей ее внутреннего строения, химического состава и т. д. Поэтому современные данные о природе глубинного теплового поля Земли во многом основываются на предполагаемых или теоретически предсказываемых фактах и не могут претендовать на исчерпывающее решение проблемы.

На основе имеющихся сведений о строении Земли и ее предполагаемом составе можно считать, что тепловое поле нашей планеты обусловлено двумя основными факторами — адиабатическим сжатием и радиоактивным распадом.

А д и а б а т и ч е с к о е с ж а т и е является вполне вероятным фактором повышения температуры недр, если учесть гигантские давления в мантии и особенно в ядре Земли. Возрастание температуры, обусловленное сжатием, может быть определено из коэффициента теплового расширения и удельной теплоемкости [1] вещества, слагающего недра Земли. Используя данные об изменениях скоростей сейсмических волн в мантии, удалось количественно оценить коэффициент теплового расширения и удельную теплоемкость мантии. Эти результаты легли в основу оценки а д и а б а т и ч е с к о г о г р а д и е н т а нарастания температуры в мантии, который оказался равным 0,35—0,45 °С/км. Значение адиабатического градиента позволяет вычислить значения температуры подошвы мантии, обусловленной только сжатием, в 1000—1200° С.

Р а д и о а к т и в н ы й р а с п а д, по-видимому, является основным фактором, определяющим глубинное тепловое поле Земли.

По современным представлениям, главными источниками разогрева недр Земли являются уран, торий и радиоактивный изотоп калия. В табл. 6 приведены содержания этих радиоактивных элементов и количество генерируемого ими тепла в наиболее распространенных породах, слагающих земную кору, и в метеоритах.

Из табл. 6 видно, что наибольшим содержанием радиоактивных элементов характеризуются граниты, слагающие верхний (гранитный) слой земной коры. В базальтах это содержание в 3—6 раз меньше и крайне мало в перидотите, слагающем верхнюю мантию. В хондритах и железных метеоритах содержится ничтожное количество радиоактивных элементов, что, вероятно, соответствует содержанию их в ядре Земли.

Естественно, что и способность пород генерировать тепло различна. Наибольшая она у гранитов, но при этом настолько мала, что для доведения до кипения стакана воды с помощью радиогенного тепла, выделяемого 1 $см^3$ гранита, потребовалось бы 500 млн. лет.

---

[1] Коэффициент теплового расширения характеризует скорость, с которой вещество расширяется при возрастании температуры; удельная теплоемкость — количество тепла, необходимое для повышения температуры 1 г вещества на 1 °С.

Таблица 6

Радиогенное тепло, образующееся в породах земной коры и метеоритах

Порода	Содержание, г/т			Количество тепла · 10^{-13} кал/г·с			Всего	
	уран	торий	калий	уран	торий	калий	10^{-13} кал/г·с	10^{-5} кал/см²/год
Гранит	4,0	13,0	4,1	940	820	300	2060	1,74
Базальт	0,6	2,0	1,5	140	130	110	380	0,35
Перидотит	0,02	0,06	0,02	4,8	3,7	1,5	10	0,01
Хондрит	0,011	—	0,093	3	—	7,0	10	0,01
Железный метеорит	10^{-4}—10^{-6}	—	—	$2 \cdot 10^{-2}$—$2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2 \cdot 10^{-2}$—$2 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-5}$—$6 \cdot 10^{-7}$

Однако в масштабах нашей планеты роль радиогенного тепла заметно возрастает. Так, можно рассчитать, что земная кора, состоящая из двух слоев — гранитного и базальтового мощностью по 15 км каждый, способна генерировать тепловой поток $1,0 \times \times 10^{-6}$ кал/см²·с. Если учесть, что мощность земной коры часто превышает 30 км, нетрудно сделать вывод, что основная доля измеряемого теплового потока (среднее значение $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с) генерируется в коре. Этот вывод вполне согласуется с данными измерения теплового потока на континентах, где его средние значения изменяются от $0,92 \cdot 10^{-6}$ до $2,16 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с при минимальном значении $0,6 \cdot 10^{-6}$ и максимальном $2,67 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (табл. 7).

Из сделанного вывода следует, что в океанах, где кора представлена маломощным базальтовым слоем с низким содержанием

Таблица 7

Значения теплового потока на континентах и в океанах
(по Дж. Ферхугену и др., 1970 г., с дополнениями)

Район измерения	Количество измерений	Предельные значения 10^{-6} кал/см²·с	Среднее значение, 10^{-6} кал/см²·с
На континентах	26	0,6—2,67	0,92
	19		1,92
	11		2,16
В океанах	273	0,4—8,1	1,28
	338		1,82
	21		0,99

радиоактивных элементов, значение теплового потока должно быть значительно ниже. Однако результаты измерений показали (табл. 7), что в океанах среднее значение теплового потока близко к его значению на континентах ($0{,}99 \cdot 10^{-6}$—$1{,}82 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с, а отдельные значения, измеренные в океанах, достигали даже $8{,}1 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с). Объяснение этого факта еще не найдено, но полагают, что либо действительное распределение радиоактивных элементов в коре и мантии отличается от принятого при расчетах (см. табл. 6), либо

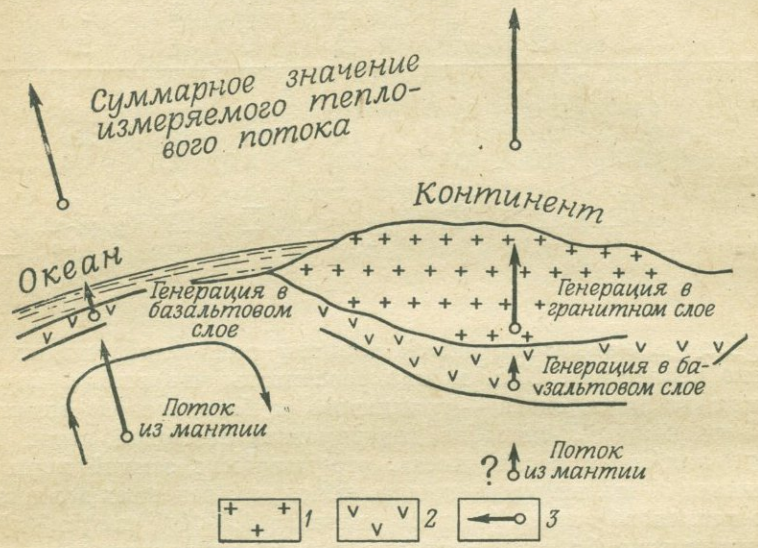


Рис. 42. Составляющие теплового потока, генерируемого под дном океана и в недрах континентов:

1 — гранитный слой; *2* — базальтовый слой; *3* — вектор теплового потока

под океаническим дном активно проявляется тепловая конвекция (перемешивание) вещества мантии, обеспечивающая подток дополнительного тепла из ее нижних слоев. Последнее предположение иллюстрируется рис. 42.

Из рис. 42 видно, что тепловой поток, фактически измеренный на континентах и в океанах, вероятно, существенно различен по структуре. На континентах основная доля тепла генерируется в коре, причем преимущественно в гранитном слое, в то время как доли тепла из базальтового слоя и мантии невелики. В океанах же основная часть тепла поступает из мантии и только небольшая часть теплового потока генерируется в маломощном базальтовом слое.

Другие источники тепла в Земле, вероятно, играют второстепенную роль. К этим источникам относится энергия, выделяющаяся при обособлении ядра Земли, и энергия приливного трения. Первый из рассматриваемых дополнительных источников энергии тесно связан с происхождением Земли. По одной из гипотез

Земля представляла собой однородное тело, внутри которого впоследствии произошли дифференциация (разделение, сепарация) вещества и образование более тяжелого ядра. Энергия гравитационной дифференциации однородной Земли на 10^{38} эрг больше энергии современной Земли с тяжелым ядром и более легкой мантией. Однако время выделения этой энергии неизвестно — она могла в виде тепла выделяться во время формирования планеты либо постепенно, по мере обособления ядра. Последнее предположение более вероятно.

Приливное трение возникает в результате периодической деформации поверхности гидросферы и литосферы. Изменение положения Луны относительно поверхности Земли, как известно, приводит к возникновению приливов и отливов в океанах, а также в литосфере. Так, каждая точка литосферы периодически перемещается по радиусу Земли с амплитудой 30 см. Внутреннее трение и вязкость обусловливают рассеяние части кинетической энергии вращения Земли. При этом в виде тепла выделяется около 10^{-7} кал/см^2·с, однако, скорее всего, эта энергия в основном переходит в тепло в приливных течениях и приводит к незначительному нагреву воды. Доля этого тепла в общем тепловом потоке Земли, по-видимому, ничтожна.

§ 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЗЕМЛЕ

Изучение фактического распределения температуры в Земле в значительной степени осложняется как ее изменчивостью в доступной части земной коры, так и общей слабой изученностью мантии и ядра.

Действительно, распределение температуры в земной коре характеризуется непостоянством, обусловленным вариациями теплопроводности пород и теплового потока. В особенности сильно влияние изменений теплового потока, вследствие которых на одной глубине значения температуры могут существенно различаться (рис. 43).

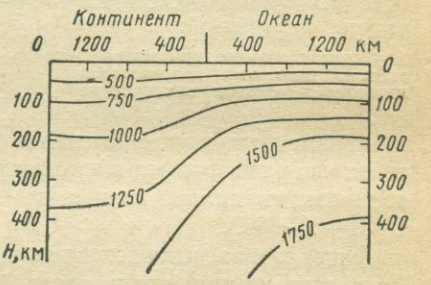


Рис. 43. Расчетная модель изменения температуры в земной коре и мантии (в °С) под континентами и океанами (по Г. Макдональду, 1965)

Определение температуры в земной коре частично основано на результатах непосредственных измерений в глубоких шахтах и буровых скважинах. Принимая среднее значение геотермической ступени равным 33 м/°С, нетрудно оценить вероятное значение температуры в подошве коры на глубине 30 км в 900° С. Однако, учитывая уменьшение содержания радиоактивных элементов с глубиной, можно предположить возрастание геотермической ступени на глубине свыше 10—15 км. Поэтому реально можно оценить вероятное значение температуры в подошве коры на континентах в 600—800° С, а в океанах (где мощность коры составляет всего 5—10 км) — в 150—200° С.

Приведенные значения могут быть приняты в качестве нижнего предела температуры на границе раздела земной коры и мантии.

Оценка верхнего предела температуры вытекает из состояния вещества верхней мантии. За исключением отдельных очагов в астеносфере, верхняя мантия является твердым телом. В ее состав входит минерал оливин с температурой плавления (в условиях высокого давления) около 1950° С. Это значение может быть принято в качестве верхнего предела температуры, диапазон изменения которой в подошве земной коры можно определить в 150—1950° С.

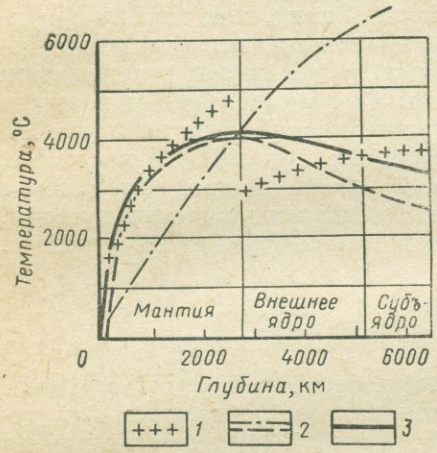


Рис. 44. Кривая изменения температуры с глубиной:

1 — кривая температуры плавления; *2* — оценки различных исследователей; *3* — наиболее вероятная температура

Более сложен вопрос с оценкой вероятной температуры в подошве мантии, на ее границе с ядром. Приведенные выше данные по адиабатическому сжатию (см. § 3) определяют нижний предел температуры в подошве мантии в 1000—1200° С. Верхний температурный предел подошвы мантии может быть определен из фазового перехода вещества из твердого состояния (сжатия) в жидкое (внешнее ядро). В физике показано, что разрушению кристаллической решетки при плавлении предшествует рост частоты собственных колебаний атомов до так называемой критической частоты. Значение последней можно количественно оценить по скоростям P и S волн. Согласно этим данным, температура плавления вещества в подошве мантии составляет 5000° С. Это значение принято в качестве верхнего предела температуры для этой границы. Таким образом, диапазон изменения температуры здесь определяется в 1000—5000° С.

Еще менее определенны данные о температуре ядра Земли. Значения температуры здесь оценивают на основании имеющихся данных о наличии фазового перехода от жидкого состояния (внешнее ядро) к твердому (субъядро) и сведений о железо-никелевом составе ядра. Для железа составлена эмпирическая формула, описывающая увеличение температуры плавления с ростом давления. Эта формула основана на данных эксперимента в условиях повышения давления до 10 тыс. МПа, но для решаемой задачи проводится экстраполяция до значений давления порядка 10^5 МПа. По этим данным значение температуры плавления железа в центре Земли оценивается в 3600—3800° С. По другим данным температура ядра Земли достигает 3000—6000° С.

На рис. 44 приведено сопоставление вероятных температур плавления и кривой изменения температуры с глубиной. Как видно

из графика, сопоставление значений вероятной температуры с температурой плавления допускает возможность существования очагов расплава в верхней мантии (астеносфере). Кроме того, в интервале 2900—5100 км температура выше точки плавления железа, что обусловливает существование жидкого внешнего ядра.

§ 5. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Приведенные данные об источниках теплового поля Земли позволяют сделать вывод о том, что распределение температуры в верхних слоях земной коры в основном определяется двумя факторами — близостью источников тепла и теплопроводностью горных пород.

Очевидно, что возмущение температурного поля верхних слоев коры в основном определяется положением и интенсивностью локальных источников тепла. К ним следует отнести: близость неостывших магматических очагов, циркуляцию горячих (термальных) вод, преобладание экзотермических химических реакций, локальное повышение концентраций радиоактивных элементов.

Действительно, результаты измерения геотермического градиента и теплового потока в областях современного вулканизма показывают значительное повышение температуры недр (по сравнению с температурами на тех же глубинах в других районах). Горячие магматические очаги часто связаны с источниками подземных термальных вод, которые, удаляясь от очага, циркулируют по плоскостям разломов земной коры и пластам, сложенным пористыми породами. В этом случае разломы или пласты с активной циркуляцией термальных вод являются самостоятельными источниками тепла, определяющими распределение глубинного тепла в пределах района (рис. 45).

В некоторых районах существенную роль играют экзотермические химические реакции, возникающие, например, на границах рудных тел. Так, взаимодействие пластовых вод с сульфидами железа протекает с выделением тепла и приводит к повышению температуры окружающих пластов.

Локальными источниками тепла в земной коре являются также зоны повышенной концентрации радиоактивных элементов (рис. 45).

Существенно влияют на распределение тепла в земной коре изменения теплопроводности слагающих ее горных пород. Кристаллические породы земной коры (составляющие ее гранитный и базальтовый слои) обычно обладают более высокой теплопроводностью, чем перекрывающие их рыхлые осадочные породы. Поэтому выступы кристаллических пород, приближающиеся к поверхности, приводят к повышению температуры в толще осадочных пород (рис. 46).

Весьма характерно распределение теплопроводности в осадочных породах, обычно залегающих в виде пластов. Теплопроводность вдоль пластов значительно выше, чем в перпендикулярном направлении. Это различие тепловых свойств в зависимости от направления называется анизотропией теплопроводности и проявляется в изменениях теплового потока при различном залегании пластов.

При залегании, близком к вертикальному, толще осадочных пород свойственна более высокая температура, чем при горизонтальном залегании. Этим объясняется локальное повышение температуры

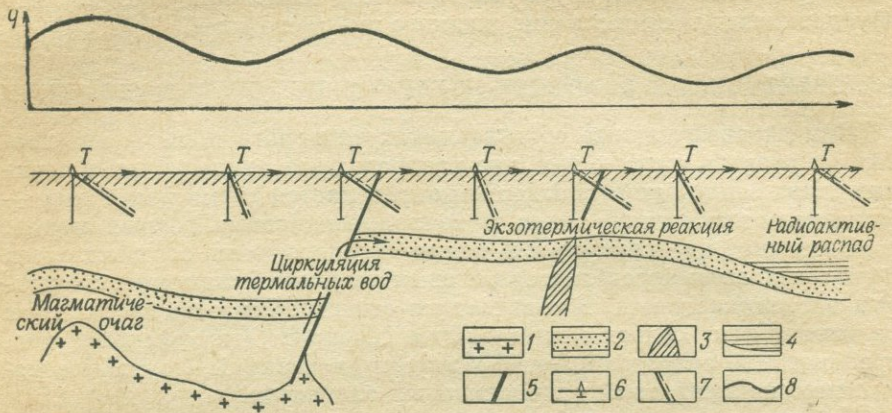


Рис. 45. Характер изменения теплового потока в земной коре:

1 — поверхность магматических пород; *2* — пористые и проницаемые породы; *3* — рудная жила; *4* — пласты пород, содержащие радиоактивные элементы; *5* — разломы; *6* — скважины; *7* — кривая изменения температуры; *8* — кривая изменения теплового потока

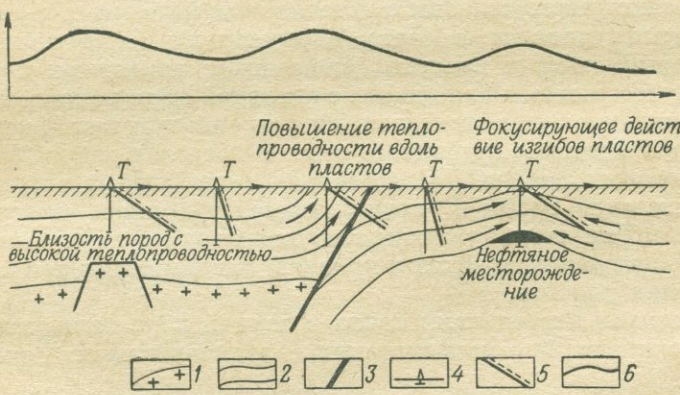


Рис. 46. Характер изменения теплового потока, обусловленный геологическим строением района:

1 — кривая магматических пород; *2* — границы пластов; *3* — разломы; *4* — скважины; *5* — кривые изменения температуры; *6* — кривая теплового потока

над нефтяными месторождениями, которые обычно приурочены к выпуклым изгибам пластов. При этом над месторождением «фокусируется» дополнительное тепло в результате анизотропии тепловых свойств пород (рис. 46).

Данные о термическом режиме недр представляют исключительный интерес при поисках, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений. Сведения о температуре недр широко

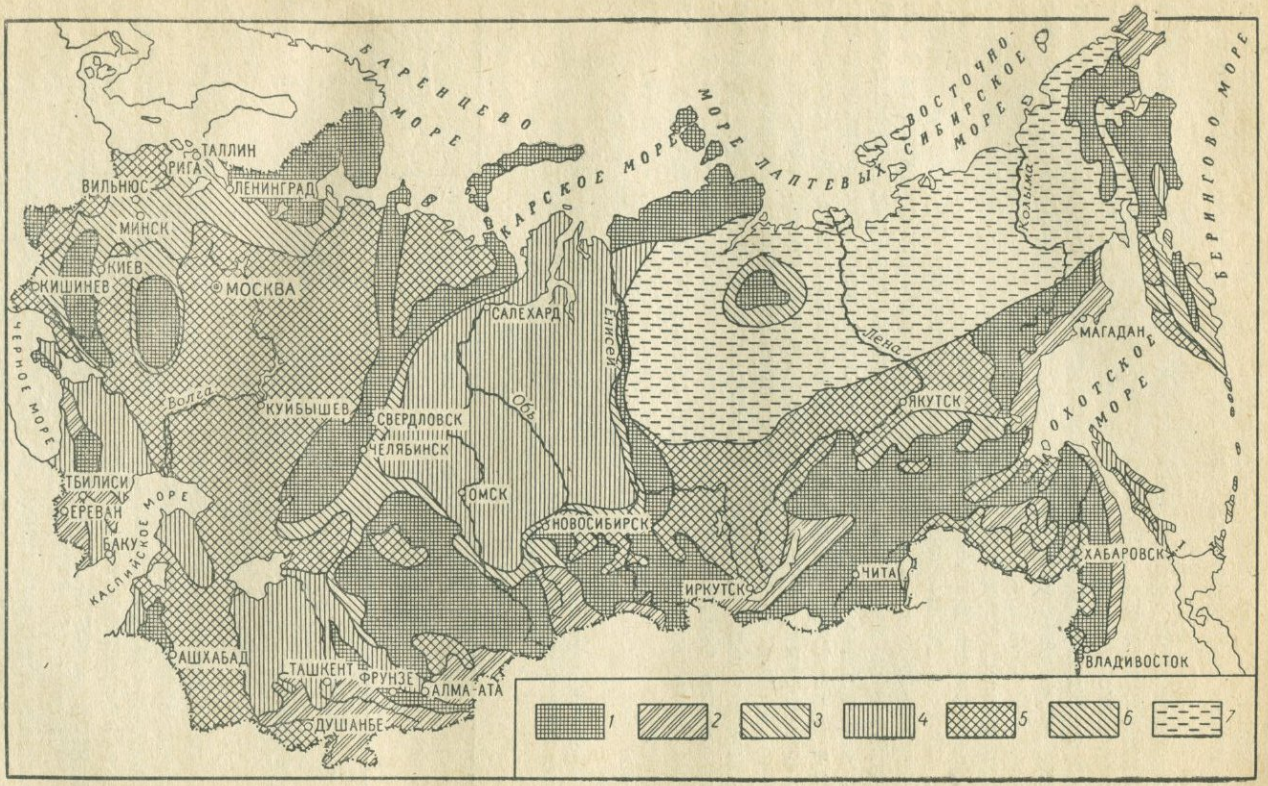


Рис. 47. Карта перспектив использования термальных вод СССР (по Б. Ф. Маврицкому)

Районы: *1* — перспективные; *2* — с локальными выходами термальных вод, *3* — современного вулканизма, *4* — площадного развития термальных вод, *5* — термальных вод, пригодных для бальнеологических целей, *6* — бесперспективные, *7* — слабоизученные

используются при бурении, например при выборе марки цемента для тампонажа скважин, или выборе марки стали бурильных труб. Значение температуры недр определяет и способы исследования скважин, виды оборудования для каротажа и перфорации ствола скважины и т. д.

В последние годы начато использование геотермических данных для целенаправленного прогнозирования месторождений определенного фазового состава — нефтяных или газовых. При этом наряду с данными о температурах недр используются данные о пластовых давлениях, определяющих фазовое состояние углеводородов в недрах.

Таким образом, изучение теплового поля Земли имеет не только научное, но и практическое значение.

Более того, сделаны первые попытки непосредственного использования глубинного тепла Земли. Одной из распространенных форм такой утилизации является использование горячих (термальных) источников подземных вод. Во многих странах термальные воды используют в качестве бесплатного источника тепла не только для обогрева помещений, круглогодичного выращивания овощей в теплицах, но и для промышленного производства электроэнергии. Приведенные в табл. 8 данные свидетельствуют о том, что расходы на строительство геотермальных электростанций соизмеримы с затратами на сооружение гидро- или атомных электростанций или даже меньше их.

Таблица 8

Сопоставление затрат на строительство и эксплуатацию гидроэлектростанций и атомных электростанций с затратами на геотермальные электростанции

(по И. М. Дворову, 1972)

Тип электростанций	Мощность, тыс. кВт	Капиталовложения, млн. руб.	Эксплуатационные расходы, млн. руб.
Гидроэлектростанция	160	133	3
Атомная	140	125	23
Две геотермальные	150	67	9

Запасы термальных вод в нашей стране достаточно велики и распространены практически по всей стране (рис. 47).

Прогнозные запасы термальных вод, залегающих на глубине 3500 м, в сумме составляют почти 20 тыс. м^3/сут. Характерно, что основная доля запасов термальных вод сосредоточена в районах Западной Сибири (54,3%) и Дальнего Востока (17,2%). Первая геотермальная электростанция в СССР — Паужетская мощностью 5 тыс. кВт сооружена на юге Камчатки. За рубежом термальные воды находят промышленное применение в США, Италии, Исландии, Венгрии, Новой Зеландии, Японии и других странах.

Глава V

ЭЛЕКТРОМАГНЕТИЗМ ЗЕМЛИ

§ 1. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Электрическое и магнитное поля Земли на ее поверхности и в атмосфере хорошо изучены. По этим данным верхние слои атмосферы (так называемая ионосфера) образуют с поверхностью Земли сферический конденсатор, в котором ионосфера обладает положительными, а литосфера отрицательными статическими электрическими зарядами (рис. 48). Роль изолятора выполняют плотные слои атмосферы. Величина заряда этого конденсатора достаточно велика — напряженность электрического поля в нижних слоях атмосферы составляет около 100 В/м и значительно увеличивается в грозовую погоду.

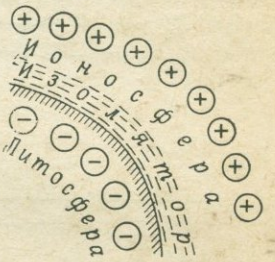


Рис. 48. Схема распределения статических электрических зарядов в атмосфере Земли

Природа атмосферно-электрического поля Земли связана с ионизацией верхних слоев атмосферы под действием излучения Солнца. Переменный характер электрическому полю придают мощные всплески солнечной активности при хромосомных вспышках на поверхности Солнца, обусловленных, вероятно, термоядерными процессами. Эти относительно кратковременные вспышки создают неоднородную ионизацию в атмосфере Земли на высоте около 100—300 км, а перемещение электрических неоднородностей высотными ветрами приводит к образованию переменного электромагнитного поля в атмосфере и земной коре.

Таким образом, в литосфере возникают так называемые *теллурические токи*. Электроды, зарытые в почву и соединенные с гальванометром, обычно регистрируют теллурические токи силой около 100 мА, а в периоды возмущений электромагнитного поля — до 2,5 А. Средняя плотность теллурических токов составляет 2 А/км^2.

Кроме токов, обусловленных состоянием атмосферно-электрического конденсатора, в земной коре локально распространены постоянные и переменные электрические поля, вызванные естественной циркуляцией минерализованных растворов, электрохимическими процессами на поверхностях горных пород и другими факторами.

Распространение электрического тока в земной коре тесно связано с особенностями ее геологического строения, что обусловливает распределение электрических свойств горных пород. Основным таким

свойством является удельное электрическое сопротивление горных пород, определяемое по формуле

$$\rho = R\frac{S}{d},$$

где ρ — удельное электрическое сопротивление; R — электрическое сопротивление; S — площадь поперечного сечения проводника; d — длина проводника.

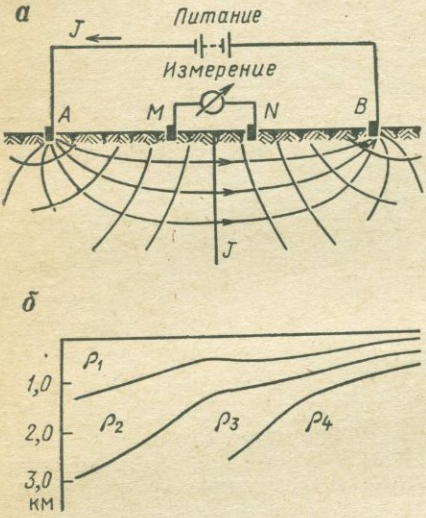


Рис. 49. Принципиальная схема электроразведки постоянным током:

а — схема установки; *б* — геоэлектрический разрез

За единицу измерения удельного электрического сопротивления принят Ом·м.

Из табл. 9 видно, что значения удельного электрического сопротивления горных пород изменяются в огромном диапазоне — от 10^{15} до 0,01 Ом·м. Это обстоятельство очень важно, так как позволяет использовать особенности прохождения электрического тока для изучения строения земной коры.

С этой целью разработана серия методов электрической разведки (электроразведки), которые используют естественные электрические поля или создают искусственные; применяются методы постоянного тока или регистрируются переменные токи и т. д. Результатом электроразведки является выяснение характера распределения электрических свойств пород, слагающих земную кору. В частности, при электроразведке постоянным током (рис. 49, *а*)

$$\rho = k\frac{\Delta v}{I},$$

Таблица 9

Удельное электрическое сопротивление некоторых минералов и горных пород

Минерал, порода	ρ_1, Ом·м	Минерал, порода	ρ_1, Ом·м
Алмаз	10^{14}	Известняк	10^2—10^3
Сера	10^{12}—10^{15}	Песчаник	10—10^3
Кварц	10^6—10^8	Глина	1—10^3
Гранит	10^3—10^5	Антрацит	10^{-3}—10^2

где Δv — измеренная разность потенциалов между электродами M и N; I — сила тока в питающей цепи (между электродами A и B); k — коэффициент, зависящий от расстояний и взаимного положения электродов A, B, M и N.

По приведенной формуле можно не только определить удельное электрическое сопротивление пород, слагающих земную кору, но и, изменяя положение электродов, выявить характер залегания пород с различными электрическими свойствами. Результатом электрической разведки является геоэлектрический разрез, на котором показано положение пород с различным удельным электрическим сопротивлением (рис. 49, *б*).

§ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВНЕШНЕГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Внешнее магнитное поле Земли по структуре силовых линий близко к полю так называемого диполя — элементарного магнита с бесконечно близкими полюсами, помещенного в центр земного

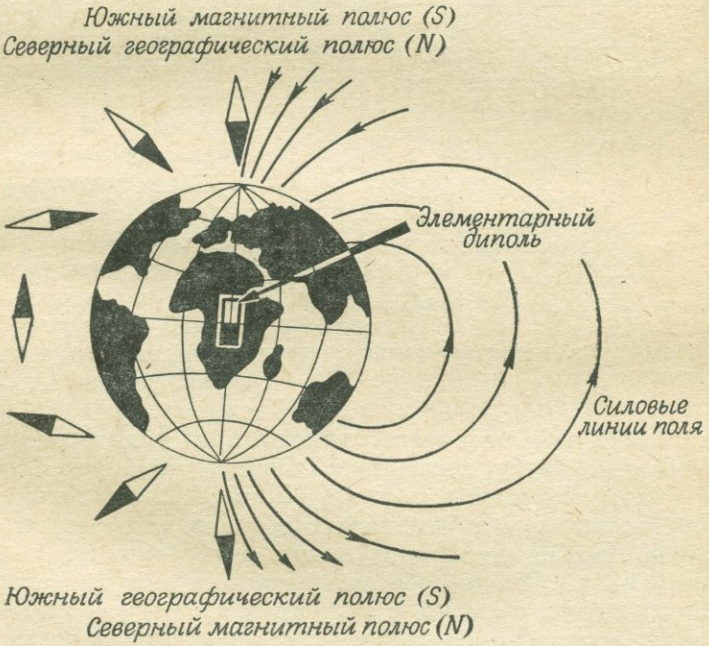


Рис. 50. Соответствие внешнего магнитного поля Земли полю элементарного диполя

сфероида. Поле диполя имеет вид, представленный на рис. 50, причем северный магнитный полюс расположен вблизи южного географического полюса и наоборот. Поэтому северный конец магнитной стрелки компаса указывает на географический север, а южный — на юг.

Однако соответствие геомагнитного поля элементарному диполю достаточно приближенное. При более детальном сравнении оказывается, что ось элементарного диполя смещена относительно оси вращения Земли на угол 11° 26′ и, таким образом, магнитные полюсы не совпадают с географическими. Ось диполя пересекает поверхность Земли в точках с координатами 78° 34′ с. ш. и 290° 40′ в. д. и 78° 34′ ю. ш. и 110° 40′ в. д. Однако эти координаты не соответствуют фактическому положению магнитных полюсов, которые расположены соответственно: южный — в Северной Гренландии, вблизи обсерватории Туле (74° с. ш. и 100° з. д.), а северный — на северо-восточной оконечности Земли Виктории в Антарктиде (68° ю. ш. и 145° в. д.) (рис. 51).

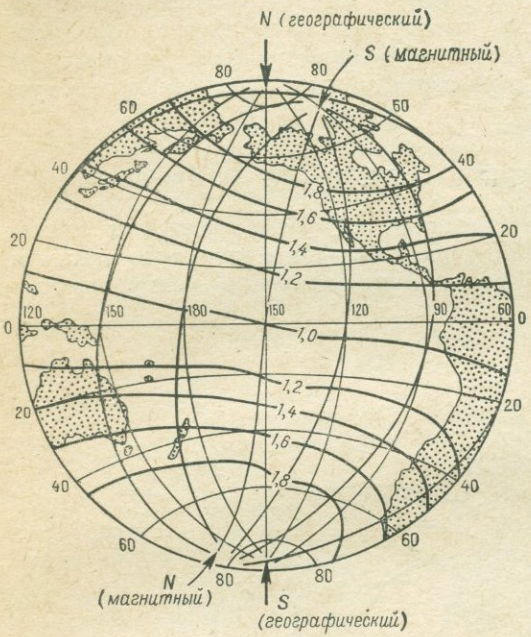


Рис. 51. Положение магнитных меридианов на поверхности Земли

По интенсивности поля Земля является слабым магнитом с напряженностью на поверхности от 0,3 (на экваторе) до 0,7 эрстед (Э) [1] (на полюсах). Для сравнения можно указать, что напряженность искусственных магнитных полей, создаваемых электромагнитами, измеряется десятками и сотнями тысяч эрстед.

В атмосфере напряженность геомагнитного поля резко убывает пропорционально кубу расстояния. Однако замкнутый характер силовых линий геомагнитного поля (см. рис. 51) приводит к тому, что они образуют систему магнитных ловушек для заряженных частиц, образующихся в верхних слоях атмосферы под действием излучения Солнца. Таким образом возникли окружающие Землю пояса космической радиации, или зоны Ван-Аллена, заполненные ионами атмосферных газов и элементарными частицами (рис. 52).

Зоны Ван-Аллена играют важную роль в формировании внешнего геомагнитного поля. В частности, эти пояса являются проводниками электромагнитных возмущений, возникающих в полярных областях. Одно из таких возмущений — полярные сияния, обусло-

[1] 1 Э — сила, сообщающая массе в 1 мг ускорение 1 мм/с². Слабые магнитные поля часто измеряют в гаммах: $1\gamma = 10^{-5}$ Э.

влены свечением газов в верхних слоях атмосферы (100—150 км). Электромагнитные возмущения по поясам Ван-Аллена почти мгновенно (менее чем за 1 с) передаются от возбуждений одной полярной области к другой, чем обусловлены почти синхронные вспышки полярных сияний в Арктике и Антарктиде.

Магнитное поле является векторным. Поэтому интенсивность геомагнитного поля характеризуется не только напряженностью, но и положением вектора напряженности в пространстве. Во внешнем геомагнитном поле вектор полной напряженности направлен

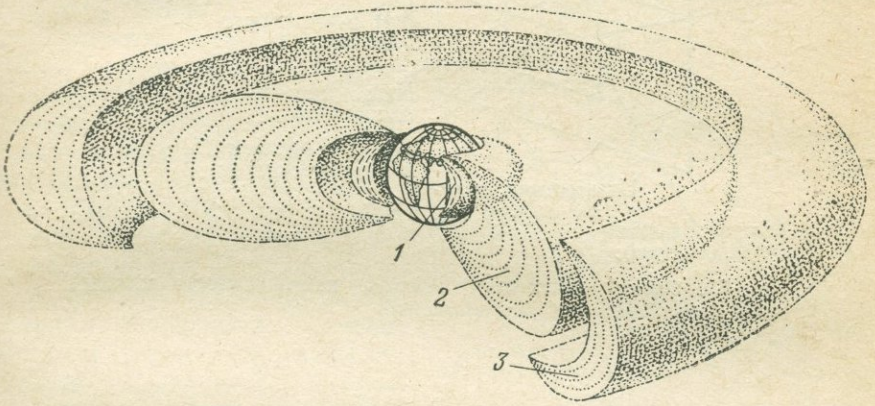


Рис. 52. Схематическое положение поясов космической радиации (зон Ван-Аллена):

1 — внутренний; *2* — промежуточный; *3* — внешний

от северного магнитного полюса к южному и совпадает с касательной к силовым линиям поля (рис. 53). В вертикальной плоскости (в которой находится и силовая линия) вектор полной напряженности разлагается на вертикальную и горизонтальную составляющие. Угол, составляемый горизонтальной составляющей с географическим меридианом, называется магнитным склонением, а угол отклонения вектора полной напряженности от горизонтальной плоскости — магнитным наклонением. Распределение интенсивности геомагнитного поля изображают на картах, где равные значения полной напряженности образуют изодинамы, равные углы магнитного склонения — изогоны, а равные углы магнитного наклонения — изоклины. На рис. 54 показана карта изодинам эпохи 1956 г., на которой отчетливо выделяются существенные отличия геомагнитного поля от поля элементарного диполя. Эти отклонения называются магнитными аномалиями; природа их, по-видимому, обусловлена особенностями строения Земли в целом, так как размеры некоторых аномалий измеряются тысячами километров.

Многолетние наблюдения и измерения составляющих геомагнитного поля позволили установить его изменчивость во времени. Так,

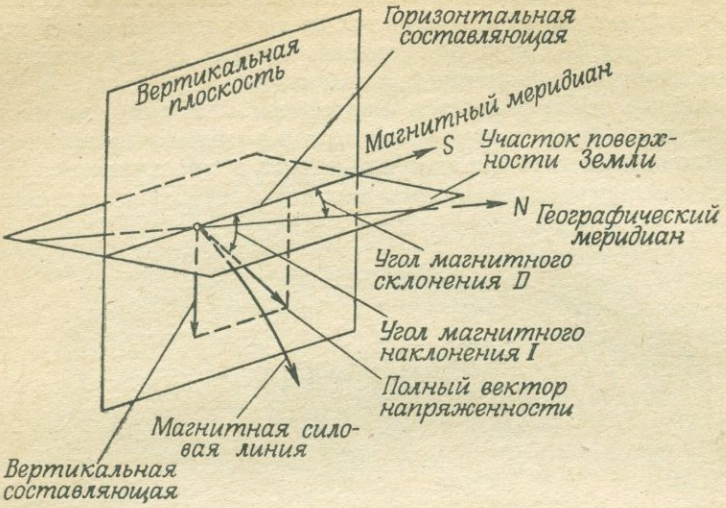


Рис. 53. Схема разложения вектора напряженности магнитного поля Земли на составляющие

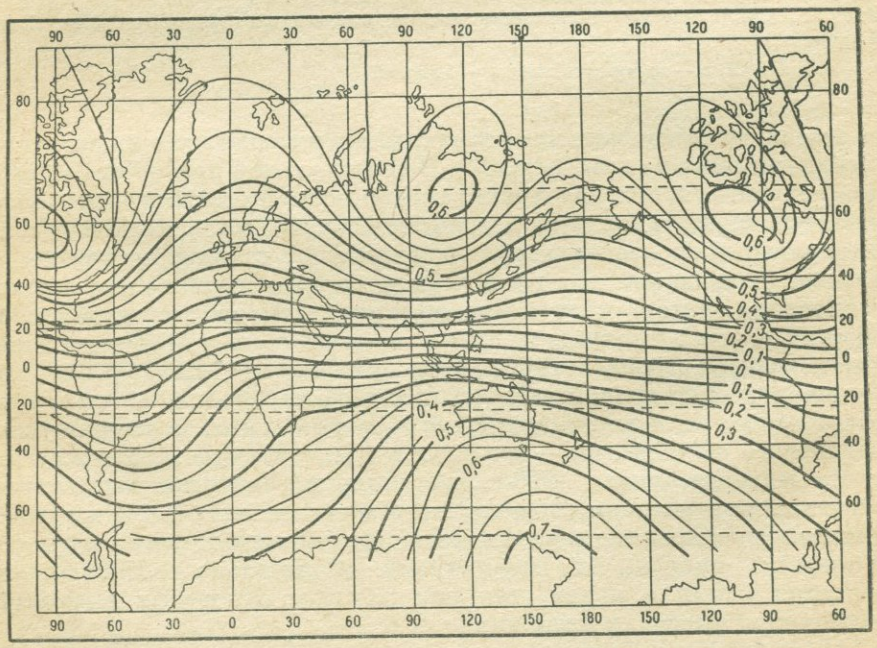


Рис. 54. Схематическая карта изодинам магнитного поля Земли (эпоха 1956 г.)

уже в течение суток отмечается периодическое, обычно достаточно правильное, колебание параметров геомагнитного поля. Как видно из рис. 55, эти изменения, по-видимому, обусловлены суточными колебаниями освещенности участка Земли Солнцем и называются суточными вариациями геомагнитного поля.

Более продолжительны непериодические изменения составляющих магнитного поля, обусловленные вспышками солнечной активности. Изменения в ионосфере, связанные с этими вспышками, приводят к значительным по амплитуде вариациям электрического и магнитного полей — до нескольких градусов по склонению и нескольких тысяч гамм по напряженности. Эти непериодические вариации поля часто сопровождаются полярными сияниями, ухудшением или прекращением коротковолновой радиосвязи и называются магнитными бурями. Они обычно продолжаются до нескольких суток.

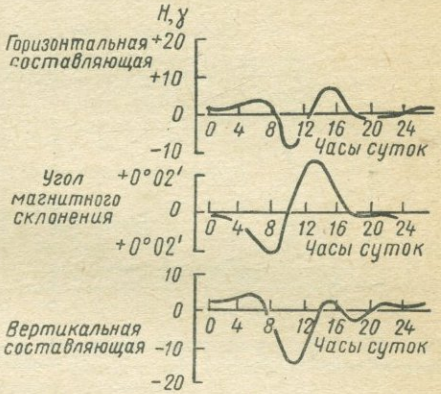


Рис. 55. Суточные вариации составляющих геомагнитного поля

В течение более продолжительных интервалов времени (десятки, сотни лет) также отмечается изменчивость составляющих магнитного поля Земли. По результатам измерения магнитного склонения и магнитного наклонения в Лондоне и Париже установлено (рис. 56), что за последние 350 лет вариации достигают 30° по склонению и 10° по наклонению. Эти плавные изменения геомагнитного поля по напряженности обычно не превышают десятков гамм в год и называются вековыми вариациями.

Изучение вековых вариаций геомагнитного поля в различных участках Земли позволило установить еще одну форму его изменчивости. Так, выявлено, что аномалии геомагнитного поля плавно перемещаются на запад примерно в широтном направлении. Это свойство геомагнитного поля называется западным дрейфом. Скорость дрейфа довольно значительна и составляет около 0,18° в год. При такой скорости наблюдаемое распределение аномалий магнитного поля совершит полный оборот вокруг Земли примерно за 1800 лет.

В отличие от суточных вариаций и магнитных бурь, которые связаны с излучением Солнца, вековые вариации и западный дрейф геомагнитного поля, очевидно, обусловлены глубинным источником, расположенным в недрах Земли. По подсчетам, внешние источники, основным из которых является Солнце, обусловливают около 6% полного геомагнитного поля. На долю внутренних источников,

природа которых изучена недостаточно, приходится около 94% измеряемого магнитного поля Земли.

Интенсивность внутреннего источника можно оценить количественно по напряженности создаваемого им поля. Мерой интенсивности может служить магнитный момент, эквивалентный силе, которую необходимо приложить к магниту, чтобы удержать его в положении, перпендикулярном внешнему магнитному полю. По результатам вычислений магнитного момента, проводимых с 1829 г., его значения постепенно уменьшаются со средней скоростью около $3{,}7 \cdot 10^{22}$ ед. CGSM/год, или 0,04% в год (рис. 57). Если это уменьшение будет продолжаться еще 2000 лет, геомагнитное поле исчезнет.

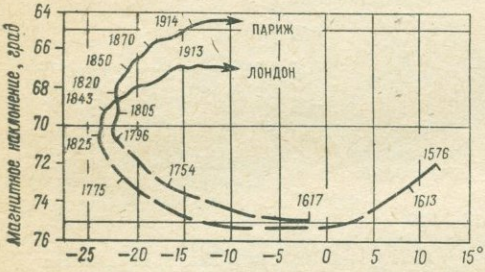


Рис. 56. Пример вековых вариаций составляющих геомагнитного поля

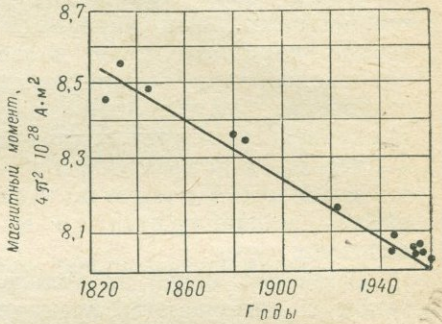


Рис. 57. Вековое снижение магнитного момента геомагнитного поля

Изменчивость магнитного поля Земли — суточные и вековые вариации, западный дрейф — обусловливают необходимость периодического повторения магнитных измерений и обновления магнитных карт. Поэтому на картах составляющих геомагнитного поля обычно указан год, которому соответствует показанное распределение поля (см. рис. 54).

Кроме крупных аномалий, отражающих отличие геомагнитного поля от поля элементарного диполя, на более детальных картах фиксируется множество мелких локальных аномалий, связанных со скоплениями магнитсодержащих минералов. Примером такой аномалии является Курская (КМА), связанная с крупнейшим месторождением железной руды.

Как видно из табл. 10, магнитные свойства горных пород изменяются в значительных пределах. Наибольшей магнитной восприимчивостью обладают руды железа и некоторые магматические породы; минимальная магнитная восприимчивость у осадочных пород. В целом магнитные свойства пород определяются содержанием магнитсодержащих минералов — соединений железа, титана, никеля, кобальта. На изменчивости магнитных свойств пород основан один из методов изучения геологического строения земной коры — магниторазведка. Измерение геомагнитного поля проводят с помощью приборов — магнитометров. Результаты измерений, нанесенные на график, позволяют выделить локальные магнит-

ные аномалии, связанные с особенностями геологического строения. Из рис. 58 видно, что выделенные локальные аномалии обусловлены близостью к поверхности гранитного блока (*I*) и включением базальтов с высокой магнитной восприимчивостью (*II*). Осадочные породы практически не влияют на магнитное поле. Магниторазведка

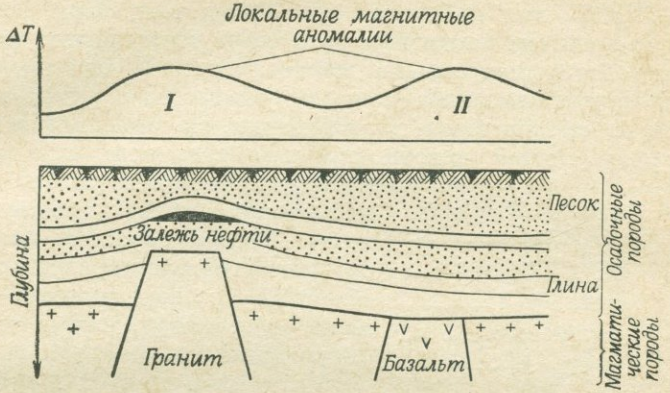


Рис. 58. Схема геологического истолкования результатов магнитной разведки

применяется как при непосредственном поиске полезных ископаемых (например, железных руд), так и для изучения строения участков земной коры.

Таблица 10

Магнитная восприимчивость некоторых минералов и горных пород

Порода, минерал	Магнитная восприимчивость, 10^{-6} ед CGSM	Порода, минерал	Магнитная восприимчивость, 10^{-6} ед CGSM
Магнетит	10^5—10^6	Глина	5—200
Перидотит	400—73 000	Песчаник	2—50
Базальт	125—15 500	Известняк	5—10
Гранит	0—4500	Кварц	0—1

§ 3. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЗЕМЛИ

Детальное изучение механизма намагничивания, а также разработка высокочувствительных магнитометров позволили приступить к решению задачи восстановления древнего магнетизма, т. е. выяснению положения магнитных полюсов и оценке напряженности геомагнитного поля в минувшие геологические эпохи.

Как известно, по магнитным свойствам вещества делятся на три класса — ферромагнетики, парамагнетики и диамагнетики. Наиболее легко намагничиваются ферромагнетики, к которым относятся такие металлы, как железо, никель,

кобальт. Механизм намагничивания ферромагнетиков состоит в переориентации магнитных моментов небольших блоков вещества — доменов под действием внешнего магнитного поля (рис. 59). Домены приобретают подвижность при нагревании до температуры, превышающей так называемую точку Кюри, характерную для каждого ферромагнетика. Так, для железа точка Кюри равна +770° С, для никеля +358° С, для кобальта +1150° С и т. д. При остывании, переходя во внешнем магнитном поле через точку Кюри, ферромагнетики становятся постоянными магнитами.

Однако ферромагнетиков немного; вещества, окружающие нас, в основном парамагнетики и диамагнетики. Парамагнетики характеризуются очень слабой способностью к намагничиванию, а диамагнетики приобретают магнитный момент, противоположный приложенному полю. Таким образом, магнитные свойства горных пород в основном объясняются содержанием минералов, содержащих железо и другие ферромагнетики.

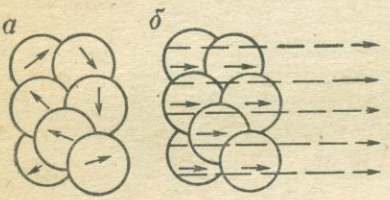


Рис. 59. Ориентация доменов ненамагниченного (*а*) и намагниченного (*б*) ферромагнетика

Указанный механизм намагничивания ферромагнетиков позволяет использовать горные породы в виде своеобразных «фотографий» древнего магнитного поля. И действительно, если в момент своего формирования порода с содержанием ферромагнетиков испытала нагрев выше точки Кюри, то при остывании она приобрела свойства магнита, ориентированного по существовавшему тогда геомагнитному полю. Такая приобретенная намагниченность горных пород обладает большой стабильностью к последующим изменениям магнитного поля и называется термоостаточной намагниченностью.

Какие же породы могут быть использованы для оценки параметров древнего магнитного поля? Во-первых, они должны содержать ферромагнетики, а, во-вторых, их формирование должно сопровождаться значительным нагреванием. Этим условиям, в частности, отвечают магматические породы (см. табл. 10), обладающие повышенной магнитной восприимчивостью и образующиеся при вулканических извержениях из расплавленной лавы.

Однако существует и другой путь образования пород, остаточная намагниченность которых соответствует ориентации древнего магнитного поля. Этот путь проходят некоторые осадочные породы, хотя они и не испытывают нагревания и температурного перехода через точку Кюри. Эти осадочные породы образуются при разрушении других, более древних пород. Продукты разрушения уносятся временными потоками, реками и отлагаются на дне рек, озер и морей. При этом намагниченные обломки, содержащие ферромагнетики, осаждаясь, ориентируются по силовым линиям геомагнитного поля. Последующие процессы уплотнения (под давлением новых слоев осадков) и цементации закрепляют намагниченные частицы в породе,

придавая ей ориентационную остаточную намагниченность (рис. 60).

Породы могут приобретать намагниченность не только в процессе формирования, но и позже, например в результате осаждения железосодержащих минералов из растворов, циркулирующих по трещине. Ферромагнитные минералы могут образоваться и химическим путем, при невысокой температуре, однако и в этом случае они приобретают остаточную намагниченность, ориентированную по геомагнитному полю. В этих и других физических и химических процессах, не требующих нагревания породы выше точки Кюри, возникает химическая остаточная намагниченность.

Таким образом, в земной коре существует довольно много пород, «запечатлевших» ориентацию древнего магнитного поля. Измеряя направление остаточной намагниченности образца такой породы, можно определить углы склонения и наклонения магнитного поля, существовавшего в эпоху ее формирования. Как следует из рис. 53, угол магнитного склонения указывает положение магнитного меридиана, т. е. направление на магнитный полюс. По углу магнитного наклонения, учитывая близость геомагнитного поля к дипольному, определяют расстояние от магнитного полюса (рис. 61). Многочисленные палеомагнитные исследования, проведенные в последние годы, убедительно показали, что в минувшие геологические эпохи положение магнитных полюсов не соответствовало современному. Более того, установлено, что магнитные полюсы по крайней мере в течение последнего полумиллиарда лет непрерывно перемещались, описывая сложную кривую (рис. 62). Это явление перемещения полюсов во времени получило название миграции магнитных полюсов.

В настоящее время магнитные полюсы близки к географическим: как указывалось, ось геомагнитного диполя отклонена от оси вращения Земли на угол около 11,5°. Однако означает ли это, что наряду с миграцией магнитных полюсов изменялось положение оси вращения Земли? Данные палеоклиматологии свидетельствуют о перемещении климатических зон во времени. Например, по палеомагнитным данным, древний магнитный полюс около 500 млн. лет располагался на севере африканского континента, в современной Сахаре. Палеоклиматологические данные свидетельствуют о наличии здесь в эту эпоху условий материкового оледенения. Спустя 200 млн. лет палеомагнитный полюс переместился на юго-восток Африки и в это время здесь также находилась полярная ледовая шапка, аналогичная той, которая покрывает современную Антарктиду [1].

Однако изменчивость геомагнитного поля не исчерпывается миграцией полюсов. Еще одним феноменом магнитного поля Земли является его способность к относительно быстрой смене полярности,

---

[1] Другое объяснение смещения климатических зон во времени дают гипотезы, допускающие перемещение континентов (см. главу XVII).

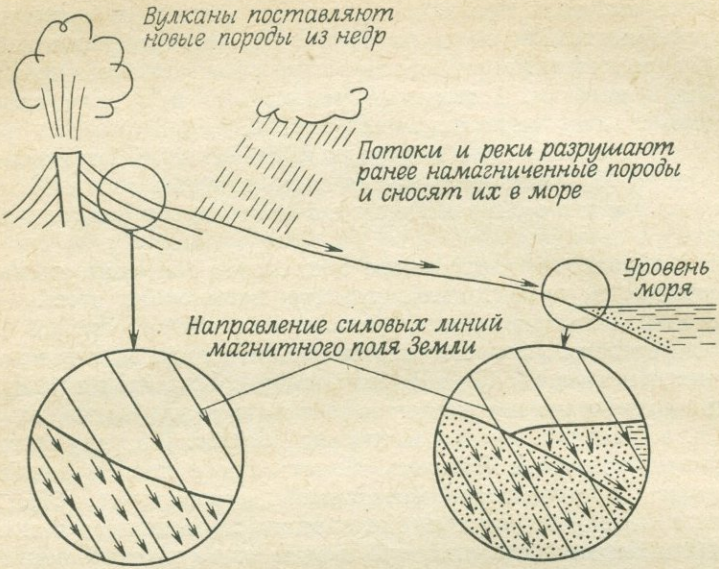


Рис. 60. Схема формирования пород с остаточной намагниченностью

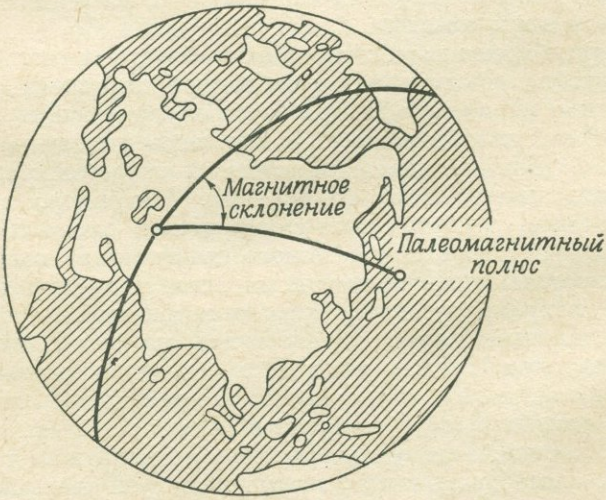


Рис. 61. К определению положения древнего магнитного полюса по палеомагнитным данным

т. е. инверсия полюсов. Анализ слоистых разрезов, сложенных породами с остаточной намагниченностью, свидетельствует о том, что в истории Земли имели место изменения полярности геомагнитного поля, отразившиеся в плавном изменении направления остаточной намагниченности пород (рис. 63, *а*). Определение возраста пород с обратной остаточной намагниченностью позволило установить, что инверсия полярности магнитного поля — довольно частое явление в истории Земли. Достаточно указать, что в течение последних 70 млн. лет инверсии происходили не менее одного-двух раз за каждый миллион лет. Сам процесс инверсии протекает сравнительно быстро, в течение нескольких тысяч лет, а интервалы существования прямой и обратной полярности продолжаются от 0,5 млн. до 1 млн. лет. В последние 5 млн. лет установлено около 20 инверсий геомагнитного поля, которые, однако, объединены в четыре эпохи относительно стабильной полярности (рис. 63, *б*). Так, в эпохи Брунес и Гаусс преобладала прямая полярность поля, а в остальное время обратная. Продолжительность существования геомагнитного поля с обратной полярностью за последние 5 млн. лет несколько выше, чем с прямой полярностью.

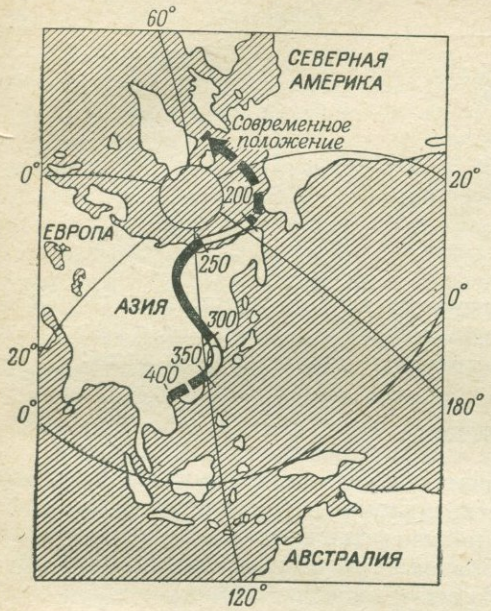


Рис. 62. Кривая миграции магнитного полюса в северном полушарии. Цифрами показано положение полюса в миллионах лет назад

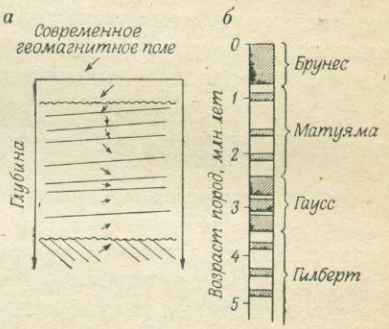


Рис. 63. Инверсия полюсов геомагнитного поля:

а — плавное изменение направления остаточной намагниченности в слоистом разрезе; *б* — продолжительность эпох прямой (заштриховано) и обратной полярности геомагнитного поля

Вполне вероятно, что с инверсиями геомагнитного поля связано уменьшение магнитного момента земного диполя (см. рис. 57). Это уменьшение подтверждается палеомагнитными данными, в соответствии с которыми за последние 2500 лет напряженность геомагнитного поля снизилась почти вдвое (табл. 11). В целом указанные изменения геомагнитного поля обладают высокой скоростью

Таблица 11

Изменение напряженности геомагнитного поля
(по палеомагнитным данным)

Пункт	Эпоха	Напряженность геомагнитного поля, эрстед
Карфаген	Более 2500 лет назад	0,76
Париж	200 г. н. э.	0,70
Лилль	1460 г.	0,56
Тбилиси	1700 г.	0,53
Версаль	1750 г.	0,48
Тбилиси	1850 г.	0,47
Париж	1955 г.	0,46

по сравнению с другими геологическими процессами. Так, скорость миграции полюсов можно оценить в 1 см/год. Вероятно, с еще более высокой скоростью протекают инверсии геомагнитного поля.

§ 4. ПРИРОДА ЗЕМНОГО МАГНЕТИЗМА

Проблема происхождения геомагнитного поля относится к группе сложных и не решенных до конца вопросов. Для объяснения природы земного магнетизма предложен ряд гипотез, однако стройной теории, удовлетворительно объясняющей все особенности геомагнитного поля, до настоящего времени не разработано.

ГИПОТЕЗА ПОСТОЯННОГО МАГНИТА

По расчетам, содержание ферромагнетиков в земной коре слишком мало для создания геомагнитного поля. Однако с глубиной, вероятно, возрастает содержание тяжелых металлов, в особенности в ядре, которое в основном состоит из ферромагнетиков — железа и никеля. Наличие ферромагнетиков и шарообразная форма ядра представляют собой исходные предпосылки гипотезы постоянного магнита. По этой гипотезе ядро Земли является намагниченным телом, обусловливающим геомагнитное поле дипольного характера [1].

Однако предположение о намагниченности ядра не согласуется с данными о его температуре, которая превышает здесь 2000° С, что намного больше не только точки Кюри, но и температуры плавления железа и никеля (1535 и 1453° С соответственно). Учитывая давления в ядре Земли, можно допустить некоторое повышение точки Кюри, однако даже при этом температура Кюри для железа не превысит 780° С. Кроме того, доказано жидкое состояние внеш-

[1] Доказано, что поле намагниченного шара полностью совпадает с полем элементарного диполя, помещенного в его центр.

него ядра, в то время как постоянные магниты в жидком состоянии неизвестны и существование их отвергается теорией.

Гипотеза не объясняет, какие факторы могли намагнитить ядро Земли [1], чем определяются вековые вариации, уменьшение напряженности и изменения полярности геомагнитного поля.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Как указывалось, геомагнитное поле характеризуется относительно быстрой изменчивостью (например, западный дрейф), периодичность которой измеряется всего тысячами лет. Это обстоятельство, по мнению многих ученых, является достоверным доказательством связи геомагнитного поля с ядром, а не мантией или корой. В этих оболочках известные процессы имеют значительно большую продолжительность, измеряемую миллионами лет. Ядро, и в частности его внешняя часть, будучи в жидком состоянии, более мобильна и способна быстро реагировать на приложенные к ней силы. Учитывая это, в настоящее время большинство ученых считает, что геомагнитное поле имеет электрическую природу. Для создания геомагнитного поля требуется электрический ток силой порядка 10^9 А. В настоящее время предложены две гипотезы, объясняющие природу электрических токов в ядре.

В частности, электрический ток в ядре может возникнуть в результате термоэлектрического эффекта. Если соединить в замкнутый контур два проводника разного состава (например, медь и константан) и создать разность температур на участках спаев (например, нагревая один из них), то в контуре появится термоэлектрический ток и возникнет связанное с ним магнитное поле. Нетрудно допустить, что на границе мантии и ядра, различающихся по составу, существуют участки с различной температурой. В этих условиях в подошве мантии и верхних слоях ядра возникнут электрический ток и магнитное поле. Эта гипотеза детально не разработана, в частности не установлено, достаточна ли сила термоэлектрического тока для создания геомагнитного поля, не объяснено образование дипольного характера поля и другие его особенности.

Более разработана (с участием советского физика Я. И. Френкеля) гипотеза динамо. Существо этой достаточно сложной гипотезы основано на использовании положений магнитогидродинамики (МГД) — науки об электромагнетизме проводящей жидкости. В соответствии с гипотезой динамо допускается возможность вихревых потоков тепловой конвекции (перемешивания) по крайней мере во внешнем (жидком) ядре. Нетрудно показать, что эффективная конвекция приведет к снижению скорости вращения верхних слоев жидкого ядра (относительно подошвы мантии) и увеличению скорости его нижних слоев (по отношению к субъядру). Это различие

[1] В отсутствие внешнего поля постоянный магнит постепенно утрачивает свою намагниченность.

в скоростях вызовет смещение на запад аномалий магнитного поля, возникающих в верхних (замедляющихся) слоях внешнего ядра, что может служить возможным объяснением западного дрейфа недипольной части геомагнитного поля.

Течения на поверхности жидкого ядра приводят к образованию замкнутых тороидальных (кольцеобразных) электрических полей (рис. 64). Эти поля создают значительную напряженность (около 400 Э), однако вследствие своей формы они не выходят за пределы

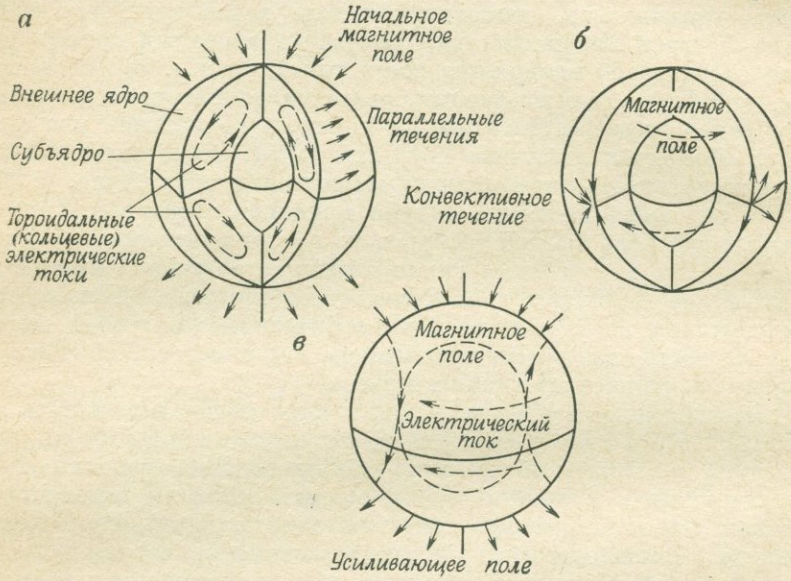


Рис. 64. К объяснению природы земного магнетизма:

а — возникновение кольцевых электрических токов во внешнем ядре под действием начального магнитного поля (приложенного извне); *б* — появление широтных токов, связанных тепловой конвекцией во внешнем ядре; *в* — осреднение широтных токов под действием силы Кориолиса и возникновение магнитного поля дипольного характера

ядра. Взаимодействие электрических полей с конвективными потоками и течениями на поверхности ядра (отставание от вращения мантии со скоростью 0,1—0,01 мм/с) обусловливает появление в нем кольцевых токов широтного направления и связанных с ними магнитных полей. Кориолисова сила вращения Земли, однако, приводит к осреднению этих полей и образованию суммарного поля, близкого дипольному, с осью, приближающейся к оси вращения.

Приведенный принцип действия одной из моделей МГД-генератора в ядре Земли предполагает самовозбуждение — усиление слабого магнитного поля дипольного характера, необходимого для начала работы динамо. Таким начальным полем, вероятно, могли служить слабые магнитные поля термоэлектрического происхождения.

Гипотеза динамо предполагает тепловую конвекцию во внешнем ядре. Для объяснения причин возникновения и поддержания такой

конвекции предложены два механизма: радиоактивный распад и экзотермические реакции, сопровождающие рост субъядра.

Изучение состава железных метеоритов свидетельствует о крайне низком содержании в них радиоактивных элементов — в 100 000 раз меньше, чем в земной коре. Учитывая, что состав метеоритов служит лишь для аналогий, а не для количественных оценок содержания элементов в ядре, можно допустить, что в последнем содержится 0,001 доля радиоактивных элементов, содержащихся в коре. Это обеспечит начало тепловой конвекции и последующий расход энергии на ее поддержание в $2 \cdot 10^{10}$ кал/с.

Кроме радиоактивного распада, возможно выделение тепла в ядре за счет его общего охлаждения и роста субъядра. При этом освобождается скрытая теплота кристаллизации, обеспечивающая поступление тепла, необходимого для поддержания тепловой конвекции в ядре.

Дальнейшая разработка гипотезы динамо, вероятно, позволит объяснить и такие особенности геомагнитного поля, как инверсии полюсов. Попытки объяснения инверсий с помощью взаимодействия двух динамо еще недостаточно убедительны. Поэтому разработка полной теории самовозбуждающегося МГД-генератора, объясняющего все особенности геомагнитного поля, является одной из наиболее актуальных задач.

§ 5. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЗЕМНОГО МАГНЕТИЗМА

Геомагнетизм в настоящее время практически используется во многих сферах. Так, задолго до новой эры человек научился использовать геомагнетизм в навигации, мореплавании. И действительно, близость магнитных полюсов к оси вращения Земли, относительная стабильность положения магнитных силовых линий и простота определения их (с помощью магнитной стрелки) позволили создать надежную систему навигации, не зависящую от времени суток и погоды, в отличие от ориентации по положению звезд, Солнца и Луны.

Значительные возможности прикладного использования геомагнетизма открылись при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Открытие магнитных аномалий и установление их связи с месторождениями ферромагнитных руд привели к тому, что магниторазведка стала надежнейшим методом при поисках железных руд. Широкому применению магнитной разведки способствует ее высокая производительность, обусловленная возможностью использования авиации — так называемой *аэромагнитной съемки*. Этот метод получил особенно большое распространение в труднодоступных районах, что позволило сосредоточить другие, более дорогостоящие геофизические методы и бурение лишь на наиболее перспективных объектах, выделенных аэромагнитной съемкой.

Данные магниторазведки широко используются не только при поиске ферромагнитных руд. Так, магнитная съемка позволяет

довольно уверенно выделять аномалии, связанные с кимберлитовыми трубками. С этими структурами, которые являются следами проявления древнего вулканизма, обычно связаны месторождения алмазов.

Широко используются результаты магниторазведки и в нефтяной геологии. Как было показано в табл. 10, кристаллические породы обычно обладают повышенной (по сравнению с осадочными) магнитной восприимчивостью. Месторождения нефти и газа, как правило, связаны с осадочными породами. Поэтому, определяя по данным магниторазведки глубину залегания магнитовозмущающих масс, можно ограничить нижний предел возможного обнаружения месторождений нефти и газа.

Данные магниторазведки можно использовать (хотя и косвенно) для непосредственного поиска месторождений нефти и газа. В слоистой осадочной толще залежи этих полезных ископаемых обычно связаны с выпуклыми изгибами пластов, так называемыми антиклиналями. Эти структурные формы часто обусловлены выступами кристаллических пород (см. рис. 58), которые находят отображение в магнитном поле. Таким образом, магнитные аномалии могут быть связаны со структурными формами, благоприятными для образования скоплений нефти и газа.

Глава VI

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ. ПРОБЛЕМА ВРЕМЕНИ В ГЕОЛОГИИ

§. 1 ВРЕМЯ В ГЕОЛОГИИ. ЕДИНИЦЫ ВРЕМЕНИ

Время является одним из важнейших параметров, не только позволяющих оценить продолжительность геологических процессов, но и часто помогающих понять существо многих из них. Действительно, наблюдения над многими изменениями на поверхности Земли в течение нескольких лет или даже на протяжении человеческой жизни обычно не позволяют понять их механизм, выделить основные движущие силы. Только оперируя более продолжительными временными интервалами, измеряемыми обычно сотнями тысяч или миллионами лет, можно представить характер и последовательность геологических процессов, сформировавших современный облик нашей планеты.

Всякая попытка восстановить хронологию и скорость геологических процессов неизбежно приводит к проблеме определения их последовательности или одновременности. Выявление, например, относительно более древних и молодых пород, а также доказательство одновозрастности геологических объектов необходимы при реконструкции процессов. Более подробно эти вопросы, составляющие основу исторической геологии, будут рассмотрены в главе XIX.

Определение времени проявления геологических процессов и возраста их продуктов обусловливает исключительную важность проблемы времени в геологии. Сложность решения этой проблемы во многих геологических задачах объясняется значительными размерами Земли и необходимостью геологических обобщений в планетарном масштабе. Так, важным является определение одновозрастных пород, расположенных в различных участках Земли и образовавшихся в результате разных геологических процессов. Эти обстоятельства свидетельствуют о важности определения временной шкалы при изучении геологической истории Земли.

В качестве единицы времени на такой шкале принята продолжительность земных суток (86 400 с), основанная на работе естественных «часов» — суточного вращения Земли вокруг оси. Однако



Рис. 65. Кольца нарастания девонских кораллов (по Дж. Уэллсу, 1963):
а — общий вид скелета (увеличено); *б* — линии суточного нарастания на участке скелета

развитие более точных методов определения временных интервалов позволило установить погрешности «хода» этих «часов», обусловленные изменениями скорости вращения Земли. Так, установлено, что сезонная циркуляция атмосферы, вызывающая изменения направлений господствующих ветров, создает дополнительный момент вращения, приводящий к сезонным изменениям продолжительности солнечных суток. В марте продолжительность суток больше, чем в августе и эти изменения достигают нескольких миллисекунд. Установлены также непериодические изменения продолжительности суток. Всего за сорок лет, с 1870 по 1910 г. продолжительность суток возросла на 0,007 с.

Геологические данные свидетельствуют о том, что в более отдаленные времена продолжительность суток была значительно меньше современной. В частности, определение числа суточных колец нарастания на скелетах кораллов (рис. 65) показало, что примерно 350 млн. лет назад в году было 400 $\pm$ 7 дней, что соответствует продолжительности суток несколько меньше 22 ч.

Увеличение продолжительности земных суток со средней скоростью около 20 с/млн. лет связано со снижением скорости вращения Земли. Современные данные позволяют объяснить это явление тормозящим влиянием трения водных приливных «горбов» о дно и берега Мирового океана.

Таким образом, продолжительность периода вращения Земли вокруг оси не оставалась постоянной в истории нашей планеты и изменяется и сейчас. Поэтому продолжительность единицы времени (1 с) определяют на атомных часах, основанных на постоянстве скорости радиоактивного распада.

§ 2. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

Возраст нашей планеты количественно оценивается рядом методов, физические основы которых базируются на систематическом и достаточно длительном проявлении какого-либо процесса. На анализе приливного трения в системе Земля — Луна основан метод определения возраста Земли, дающий довольно надежную оценку этого параметра.

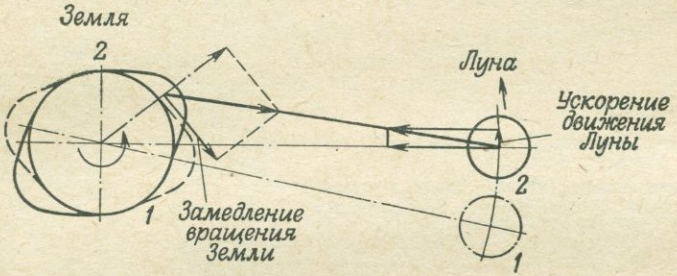


Рис. 66. Приливный метод определения возраста Земли

Приливный метод. Под действием притяжения Луны в гидросфере (и литосфере) Земли образуются приливные горбы (рис. 66, положение *1*). Однако из-за различия угловых скоростей вращения через некоторое время приливные горбы на Земле опередят положение Луны на орбите (рис. 66, положение *2*). При этом сила притяжения горба Луной образует орбитальный момент, направлений на возрастание орбитальной скорости Луны и замедление вращения Земли вокруг оси.

Таким образом, наблюдаемое замедление вращения нашей планеты сопровождается ускорением Луны и, следовательно, ее удалением от Земли. Эта тенденция позволяет считать, что раньше Земля вращалась вокруг оси значительно быстрее, а Луна находилась на значительно более низкой орбите. Расчеты показывают, что предельное состояние, при котором еще сохраняется система Земля — Луна, характеризуется следующими параметрами: период вращения Земли (продолжительность земных суток) приблизительно 5 ч, период обращения Луны (продолжительность лунного месяца) приблизительно 24 ч, удаление Луны от Земли примерно 14 тыс. км (современное удаление около 400 тыс. км).

Для перевода системы Земля — Луна из этого предельного состояния в современное положение требуется около 4 млрд. лет. Это значение может быть принято в качестве времени существования

системы Земля — Луна в предположении о ее первичном предельном состоянии. Предполагая совместное происхождение нашей планеты и ее спутника, это значение может быть принято в качестве возраста Земли.

Радиометрические методы определения возраста Земли основаны на использовании некоторых достаточно продолжительных процессов радиоактивного распада. Как известно, радиоактивность состоит в самопроизвольном распаде ядер неустойчивых элементов и переходе их в устойчивые изотопы или новые элементы. Процесс распада

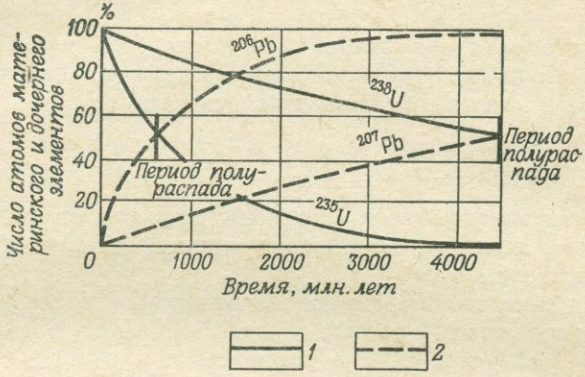


Рис. 67. Характеристика распада изотопов ^{235}U и ^{238}U:

1 — кривые распада атомов материнских элементов урана;
2 — кривые накопления атомов дочерних изотопов свинца

сопровождается выделением α-частиц (ядер гелия), β-частиц (электронов) и энергии в виде γ-излучения и протекает со скоростью, строго постоянной для каждого радиоактивного элемента.

Таким образом, распад ядер исходного (материнского) элемента сопровождается образованием ядер стабильного (дочернего) изотопа. Этот процесс, завершающийся для двух изотопов урана (^{235}U и ^{238}U) образованием ядер стабильных изотопов свинца (^{206}Pb и ^{207}Pb соответственно), приведен на рис. 67. Можно видеть, что изотопы урана существенно различаются не только продуктами распада, но и его скоростью. На графике кривые распадающихся (материнских) изотопов имеют форму так называемой э к с п о н е н т ы, описываемой уравнением

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t},$$

где N_t — число сохранившихся атомов материнского изотопа; N_0 — первичное число атомов материнского изотопа; t — время, прошедшее с начала процесса распада атомов; λ — постоянная распада, характерная для данного материнского изотопа; e — число Непера, равное 2,7183.

Из уравнения экспоненты легко определить интересующее нас время t, соответствующее возрасту геологических объектов:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N_t}.$$

Таким образом, зная скорость распада радиоактивного элемента и определяя содержание начальных и конечных продуктов распада, можно судить о возрасте геологических объектов, например пород, метеоритов и т. д.

Кроме постоянной распада λ, скорость этого процесса оценивают значением периода полураспада, т. е. временем, необходимым для перехода в стабильный (дочерний) изотоп половины атомов радиоактивного (материнского) элемента. Период полураспада T связан с константой распада соотношением

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln 2 = \frac{0{,}693}{\lambda}.$$

В радиометрической геохронологии используют ряд процессов радиоактивного распада, характеризующихся достаточной длительностью. К ним относятся:

1) превращение наиболее распространенного в природе изотопа урана ^{238}U в стабильный изотоп свинца ^{206}Pb (рис. 67) с константой распада $\lambda = 1{,}537 \cdot 10^{-10}$/лет и периодом полураспада $T = 4{,}53 \times \times 10^9$ лет;

2) превращение изотопа урана ^{235}U в стабильный изотоп свинца ^{207}Pb (рис. 67) с константой распада $\lambda = 9{,}72 \cdot 10^{-10}$/лет и периодом полураспада $T = 0{,}713 \cdot 10^9$ лет;

3) превращение изотопа тория ^{232}Th в стабильный изотоп свинца ^{208}Pb с константой распада $4{,}99 \cdot 10^{-11}$/лет и периодом полураспада $T = 13{,}9 \cdot 10^9$ лет;

4) превращение изотопа рубидия ^{87}Rb в изотоп стронция ^{87}Sr с константой $\lambda = 1{,}39 \cdot 10^{-11}$/лет и периодом полураспада $T = = 4{,}99 \cdot 10^{10}$ лет;

5) сложный распад изотопа калия ^{40}K с превращением в кальций ^{40}Ca (89% ядер) и аргон ^{40}Ar (11% ядер) с константой распада $\lambda = = 5{,}305 \cdot 10^{-10}$/лет;

6) превращение изотопа углерода ^{14}C в азот ^{14}N с периодом полураспада 5750 лет.

Практическое использование этих ядерных реакций для определения возраста горных пород существенно осложнено необходимостью выделения стабильных (дочерних) изотопов только радиогенного происхождения, учета возможности привноса (или уноса) части продуктов распада и т. д. Поэтому результаты определения возраста Земли радиометрическими методами в значительной степени противоречивы. С учетом возможной доли свинца, имеющего нерадиогенное (хемогенное) происхождение, возраст земной коры оценивается в 4,5 млрд. лет. Минимальный возраст коры соответствует возрасту древнейших пород, которые найдены в Миннесоте (США) и Гренландии. Это гнейсы и граниты, возраст которых опре-

делен в 3,55—3,96 млрд. лет. Результаты определения возраста метеоритов дают значения 4,45—4,58 млрд. лет. По-видимому, это значение, согласующееся с приведенными выше оценками, и соответствует возрасту нашей планеты.

§ 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

Приведенные выше ядерные реакции используют главным образом для определения возраста горных пород. На основе этих реакций разработаны свинцовый, стронциевый, аргоновый и углеродный методы определения возраста пород. Эти методы, позволяющие определить абсолютный возраст горных пород (т. е. возраст, выраженный в единицах времени — годах), в основном используют для современного абсолютного летоисчисления. Различия в периодах полураспада материнских изотопов позволяют применять радиометрические методы для датировки различных по продолжительности временных интервалов. Так, возраст пород в интервале 2000—60 000 лет обычно определяют углеродным методом. При возрасте пород порядка 100 тыс. лет и более применим аргоновый метод, при 5 млн. лет и более — стронциевый, при 30 млн. лет и более — свинцовый.

Эти методы разработаны сравнительно недавно, после открытия и изучения радиоактивности, т. е. только в XX в. Геологическое же летоисчисление имеет более древнюю историю.

Еще в XV в. Леонардо да Винчи высказал мысль о морском происхождении раковин, обнаруженных в современных горах. По его мнению, на месте современных горных хребтов во время формирования слагающих их пород простиралось море, где и жили вымершие организмы. Значительно позднее, уже в конце XVIII в., английский ученый Уильям Смит выделил и проследил на значительной площади в Южной Англии серию пластов, характеризующихся специфическим комплексом окаменелых остатков растительных организмов. В начале XIX в. известный французский палеонтолог Жорж Кювье пришел к выводу о том, что пласты с одинаковыми комплексами органических остатков являются одновозрастными. Смену комплексов органических остатков, заключенных в пластах пород, Кювье объяснял серией геологических катастроф, которые, по его мнению, приводили к периодическому уничтожению органического мира на Земле. В противоположность теории катастрофизма была выдвинута идея о плавном, эволюционном развитии Земли, впервые сформулированная в работах английского геолога Ч. Лайеля. Как писал Ф. Энгельс, лишь Лайель внес здравый смысл в геологию, заменив внезапные революции постепенным действием медленного преобразования Земли. Идею эволюционного развития органического мира блестяще развил Ч. Дарвин, который считал себя учеником Лайеля.

В палеонтологии эволюционные идеи разрабатывались русским ученым В. О. Ковалевским. Он, в частности, пришел к выводу о том, что различия одновозрастных организмов можно объяснить спецификой условий их обитания.

Таким образом, в XIX в. были сформулированы основы палеонтологического метода определения возраста горных пород. Богатство органического мира Земли (в последние 400—500 млн. лет) позволило использовать палеонтологические данные для детального расчленения преобладающего большинства осадочных пород, обнажающихся на Земле. И хотя эти данные не позволяют судить об абсолютном возрасте пород, обнаружение одинакового комплекса ископаемых органических остатков дает возможность идентифицировать возраст пород из различных районов Земли. По палеонтологическим данным можно судить лишь о том, моложе или древнее один пласт другого, т. е. об относительном возрасте этих пластов. Развитие палеонтологии, направленное на изучение эволюции органического мира, привело к созданию детально разработанной системы относительного летоисчисления, лежащей в основе современной геологической хронологии.

Возможность широкого использования палеонтологического метода основывается на сохранении органических остатков в осадочных породах, слагающих верхнюю часть земной коры. Эти остатки, обычно встречаемые в виде окаменелостей, представляют собой частично и полностью замещенные минеральными образованиями твердые скелетные части организмов — панцыри, раковины, кости. Мягкие части организмов обычно полностью разрушаются.

Определение относительного возраста горных пород возможно только в том случае, если они заключают остатки наиболее характерных для данного пласта ископаемых организмов, живших в эпоху его формирования. Эти виды, роды, классы, семейства животных или растительных организмов, которые являются определяющими при оценке возраста пластов, называются руководящими ископаемыми. Таким образом, каждому интервалу геологического времени отвечает довольно ограниченный комплекс руководящих форм, которые характеризуются: значительной изменчивостью во времени и недолговечностью; обилием особей и широким горизонтальным распространением, хорошей сохранностью и специфическими отличительными чертами твердых частей скелета.

Детальный анализ эволюции органического мира позволил разработать геохронологическую шкалу основных этапов истории Земли. В соответствии с геохронологией находится стратиграфическая шкала, которая характеризует естественную возрастную последовательность залегания слоев.

§ 4. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА

Во второй половине XIX в. предпринимаются меры по унификации геохронологических и стратиграфических подразделений. С этой целью в 1881 г. в г. Болонье второй сессией Международного геологического конгресса принята общая для всей Земли геохронологическая шкала. Позже эта шкала многократно совершенствовалась и дополнялась.

В табл. 12 приведено соотношение основных геохронологических и стратиграфических подразделений, т. е. единиц времени и комплексов пород, сформировавшихся в соответствующую единицу времени. В соответствии с принятой шкалой в течение эры формировался комплекс пород, называемый группой, в течение периода — система и т. д.

В истории Земли, разделенной на отрезки на основе анализа биологической эволюции, выделяют пять крупнейших этапов — эр, которые делятся на периоды, эпохи, века и более дробные хронологические интервалы. Первые две эры — архейская и протерозойская характеризовались появлением первых, примитивных форм организмов — простейших, водорослей, червей. Эти организмы, как правило, не имели твердого скелета, и находки их в древних породах исключительно редки. Поэтому архейская и протерозойская эры объединены в более крупную геохронологическую единицу — криптозойский эон.

Таблица 12

Соотношения основных геохронологических и стратиграфических подразделений

Интервал геологического времени	Комплекс пород, сформировавшийся в течение интервала
Эра	Группа
Период	Система
Эпоха	Отдел
Век	Ярус

Последующие эры — палеозойская, мезозойская и кайнозойская характеризуются широким развитием скелетных форм организмов и объединяются в следующий, фанерозойский, эон (табл. 13). Подразделения стратиграфической шкалы, которой соответствует геохронологическая таблица, обычно имеют те же названия. Так, мезозойской эре соответствует мезозойская группа пород, а в течение палеогенового периода происходило формирование палеогеновой системы и т. д. Однако названия отделов часто не совпадают с названиями эпох. Для эпох с трехчленным делением отделы обычно называют верхним, средним и нижним (соответствуют поздней, средней и ранней эпохам) согласно последовательности их залегания в разрезе земной коры. Эпохам с двухчленным делением соответствуют верхний и нижний отделы. Так, разрез меловой системы делится на два отдела — верхнемеловой и нижнемеловой, а разрез юрской системы — на три — верхнеюрский, среднеюрский и нижнеюрский.

Названия периодов (систем) имеют разное происхождение. Многие из них связаны с географическими названиями мест, где были изучены отложения этого возраста. К таким относятся породы пермской системы (впервые выделены в б. Пермской губернии России), девона (по названию графства Девоншир в Англии), юры (по названию Юрских гор во Франции), кембрия (по древнему названию Уэльса — Кембрия). Названия силурийской и ордовикской систем связаны с названиями древних племен — силуров и ордовиков, населявших Англию. Происхождение названий меловой и каменно-

Таблица 13

Геохронологическая таблица

Эон	Эра		Период	Эпоха	Возраст, млн. лет назад
Фанерозойский	Кайнозойская KZ		Четвертичный Q (антропогеновый A)	Голоценовая Плейстоценовая	2
			Неогеновый N	Плиоценовая N_2 Миоценовая N	26
			Палеогеновый P	Олигоценовая P_3 Эоценовая P_2 Палеоценовая P_1	67
	Мезозойская MZ		Меловой K	Позднемеловая K_2 Раннемеловая K_1	137
			Юрский J	Позднеюрская J_3 Среднеюрская J_2 Раннеюрская J_1	195
			Триасовый T	Позднетриасовая T_3 Среднетриасовая T_2 Раннетриасовая T_1	240
	Палеозойская PZ	Позднепалеозойская PZ_2	Пермский P	Позднепермская P_2 Раннепермская P_1	285
			Каменноугольный (карбон) C	Позднекаменноугольная C_3 Среднекаменноугольная C_2 Раннекаменноугольная C_1	360
			Девонский D	Позднедевонская D_3 Среднедевонская D_2 Раннедевонская D_1	410
		Раннепалеозойская PZ_1	Силурийский S	Позднесилурийская S_2 Раннесилурийская S_1	440
			Ордовикский O	Позднеордовикская O_3 Среднеордовикская O_2 Раннеордовикская O_1	500
			Кембрийский $\in$	Позднекембрийская $\in_3$ Среднекембрийская $\in_2$ Раннекембрийская $\in_1$	570

Эон	Эра	Период	Эпоха	Возраст, млн. лет назад
Криптозойский	Протерозойская PR	Позднепротерозойский PR_3	Вендская V Позднерифейская R_3 Среднерифейская R_2 Раннерифейская R_1	1600
		Среднепротерозойский PR_2	—	1900
		Раннепротерозойский PR_1		2600
	Архейская AR		—	>2600

угольной систем связано с характерными породами — мелом и углем, имеющими здесь большое распространение. Название триасовой системы обусловлено ее четким трехчленным делением и т. д.

Для сокращенного обозначения подразделений стратиграфической шкалы широко используется унифицированная система индексов. Как показано в табл. 13, для групп приняты следующие индексы: архейская — AR, протерозойская — PR, палеозойская — PZ, мезозойская — MZ, кайнозойская — KZ. Некоторые группы иногда подразделяют более дробно: нижний палеозой — PZ_1 и верхний палеозой PZ_2. Для еще более дробных единиц — систем, как указано в табл. 13, употребляются следующие общепринятые индексы: кембрийская — $\in$; ордовикская — O; силурийская — S; девонская — D; каменноугольная — C; пермская — P; триасовая — T; юрская — J; меловая — K; палеогеновая — P; неогеновая — N и четвертичная — Q.

Индексы отделов состоят из индексов систем, справа от которых внизу даны арабские цифры 1, 2, 3 для нижнего, среднего и верхнего отделов при трехчленном делении системы и 1, 2 — при двухчленном делении. Например J_3 — верхнеюрский отдел, P_1 — нижнепермский отдел. Для отделов палеогеновой и неогеновой систем помимо соответствующих индексов существуют специальные названия: палеоценовый (P_1) — для нижнего; эоценовый (P_2) — для среднего, олигоценовый (P_3) — для верхнего отделов палеогеновой системы и миоценовый (N_1) — для нижнего, а плиоценовый (N_2) — для верхнего отделов неогеновой системы. Собственные названия имеют также отделы юрской системы; нижний — лейас (J_1), средний — доггер (J_2) и верхний — мальм (J_3).

Наконец, индекс может отразить нерасчлененные образования. При этом, если отложения были объединены, то в качестве соединительного знака употребляется знак плюс. Например, объединенные

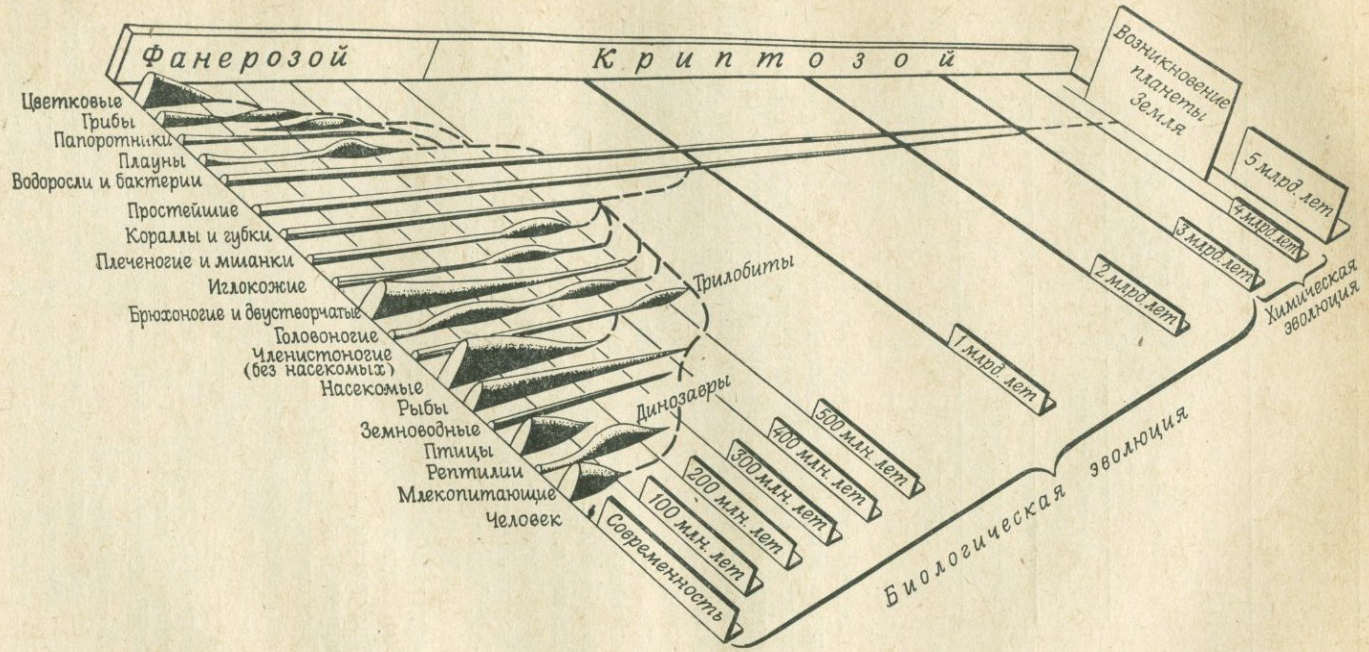


Рис. 68. Диаграмма биологической эволюции в истории Земли

отложения верхнего и среднего отделов юрской системы — J_{2+3}. Если необходимо подчеркнуть переходный характер отложений и отсутствие возможности на данной стадии изучения провести границу между двумя разновозрастными подразделениями, то соединительным знаком служит дефис, например: Р-Т — пермо-триасовые отложения как толща, охватывающая смежные части разрезов перми и триаса.

Приведенная геохронологическая шкала относительного летоисчисления может быть сопоставлена с результатами определения абсолютного возраста горных пород. В результате такого сопоставления (см. табл. 13) видно, что продолжительность выделенных геохронологических подразделений неодинакова. Более того, отмечается отчетливое сокращение продолжительности более молодых эр, периодов, эпох по сравнению с древними. Так, если продолжительность палеозойской эры составляет около 330 млн. лет, то мезозойской уже около 220 млн. лет, а кайнозойской — всего 67 млн. лет. Бурное развитие органического мира в фанерозое позволило осуществить довольно детальное расчленение пород, сформировавшихся в это время (рис. 68).

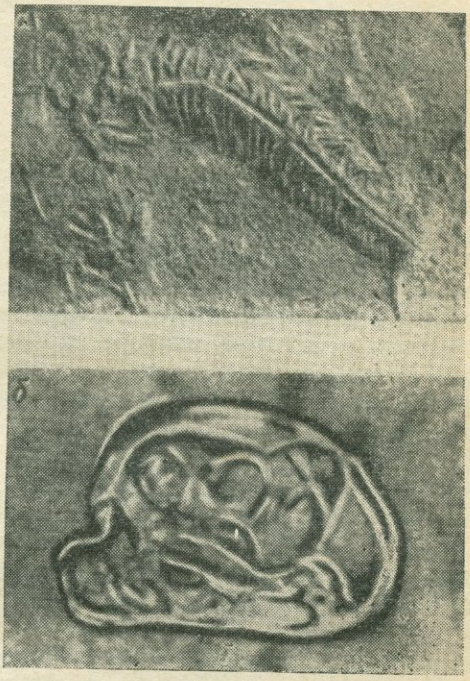


Рис. 69. Свидетельства древнейшего происхождения жизни на Земле:

а — отпечаток кольчатого червя в породе возрастом 1,5 млрд. лет; *б* — древнейший одноклеточный организм в породе возрастом более 2 млрд. лет

Значительно слабее обоснована расчленение пород криптозоя, охватывающего по продолжительности около 85% истории Земли. Достаточно отметить, что продолжительность протерозойской эры составляет около 1 млрд. лет, а архейской — более 2 млрд. лет.

Современными палеонтологическими находками доказано, что жизнь на Земле зародилась еще в архейскую эру. В протерозойских глинистых сланцах Нансач (оз. Верхнее, США) возрастом около 1 млрд. лет найдены остатки морских водорослей и грибов. В породах также протерозойской формации Ганфлинт (оз. Онтарио) возрастом около 1,9 млрд. лет обнаружены остатки микроорганизмов, нити, близкие по строению современным водорослям. Еще более древние, возрастом 2,7 млрд. лет, одноклеточные водоросли,

связанные с породами архейской группы, найдены в Южной Африке. Здесь же найдены химические соединения явно биогенного происхождения, связанные с древней гранитной формацией, возраст которой составляет около 3,2 млрд. лет (рис. 69).

Исключительная редкость находок организмов, живших в криптозое, обусловлена в значительной степени отсутствием у них твердого скелета. Это обстоятельство существенно затрудняет более дробное расчленение разрезов пород докембрия.

Общую продолжительность биологической эволюции на Земле оценивают в 3,0—3,5 млрд. лет.

§ 5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

С возрастом Земли тесно связана одна из важнейших и труднейших проблем естествознания — проблема происхождения нашей планеты.

Первые научные представления о происхождении Земли относятся к XVII—XVIII вв. Одна из первых гипотез была высказана в 1745 г. французским естествоиспытателем Ж. Бюффоном. Согласно этой гипотезе наша планета образовалась в результате остывания одного из сгустков солнечного вещества, выброшенного Солнцем при катастрофическом столкновении его с крупной кометой. При этом Бюффон оценил минимальный возраст Земли в 75 000 лет как время, необходимое для остывания солнечного вещества в объеме нашей планеты. Гипотеза Бюффона явилась, таким образом, первой попыткой научной геохронологии.

Мысль Бюффона об образовании Земли (и других планет) из солнечной плазмы была использована в целой серии более поздних и более совершенных гипотез «горячего» происхождения нашей планеты. Среди них, безусловно, ведущее место занимает небулярная гипотеза, разработанная немецким философом И. Кантом (1755 г.) и французским математиком П. Лапласом (1796 г.), независимо друг от друга. В соответствии с этой гипотезой, солнечная система образовалась из единой раскаленной газовой туманности (латинское *nebula* — туманность). Вращение вокруг оси обусловило дискообразную форму туманности; с остыванием размеры ее сокращались, что привело к увеличению скорости вращения и росту центробежной силы. После того, как последняя в экваториальной части туманности превысила силу притяжения, здесь по всей периферии диска начали отделяться газовые кольца. Дальнейшее остывание колец привело к образованию планет и их спутников, а из ядра туманности образовалось Солнце.

Гипотеза Канта и Лапласа объясняла многие особенности строения Солнечной системы — единое направление вращения Солнца и планет, формы планетарных орбит, близкие к круговым, и др. Однако по мере появления новых данных о строении Солнечной системы возник ряд противоречий, необъяснимых с позиций небулярной гипотезы. В частности, оказалось, что некоторые планеты (Венера) и ряд их спутников (например, у Марса, Юпитера и др.)

вращаются в сторону, противоположную направлению вращения остальных планет и Солнца. При помощи небулярной гипотезы не удалось объяснить наблюдаемые различия в плотности, размерах и массе планет Солнечной системы. И, вероятно, наиболее трудным для объяснения явилось необычайное распределение моментов количества движения [1] Солнца и планет. При механизме образования планет, вытекающем из небулярной гипотезы, моменты количества движения планет и Солнца должны быть пропорциональны их массам. Фактически у Солнца, содержащего 749/750 массы всей системы, момент количества движения составляет всего 2%, а остальные 98% момента количества движения системы распределены между планетами. Эти и ряд других возражений обусловили несостоятельность этой гипотезы, господствовавшей в науке в XIX в.

Принципиально новая идея заложена в гипотезах «холодного» происхождения Земли. Среди них наиболее глубоко разработана метеоритная гипотеза, предложенная советским ученым акад. О. Ю. Шмидтом в 1944 г. Из других гипотез «холодного» происхождения следует назвать гипотезы К. Вейцзекера (1944 г.) и Дж. Койпера (1951 г.), во многом близкие представлениям О. Ю. Шмидта.

Метеоритная гипотеза предполагает образование Солнца и планет из различных источников. На одной из стадий своего развития Солнце (происхождение которого не рассматривается) захватило в галактике холодную газопылевую туманность, обладавшую собственным значительным моментом количества движения. Вращение в сильном гравитационном поле Солнца привело к сложному перераспределению положения метеоритных частиц по массе, плотности, размерам, в результате чего часть метеоритов, центробежная сила вращения которых оказалась слабее силы тяготения, была поглощена Солнцем. При столкновениях частиц началось их слипание, образование более крупных по массе агрегатов и присоединение к ним (аккреция) более мелких частиц, попадающих в сферу их гравитационного влияния. Таким образом, происходит процесс формирования планет и их спутников из первичного метеоритного вещества (рис. 70).

О. Ю. Шмидт, а позднее его ученики дали серьезное физико-математическое обоснование метеоритной модели формирования планет Солнечной системы. Современная метеоритная гипотеза объясняет не только особенности движения планет (форму орбит, разные направления вращения и др.), но и фактическое распределение их по массе и плотности, а также соотношение планетарных моментов количества движения с солнечным.

К недостаткам метеоритной гипотезы относятся малая вероятность захвата Солнцем холодного газопылевого (метеоритного) облака и трудность объяснения концентрического внутреннего строения Земли.

---

[1] Момент количества движения — произведение количества движения mv (массы на объем) на расстояние r от центра вращения.

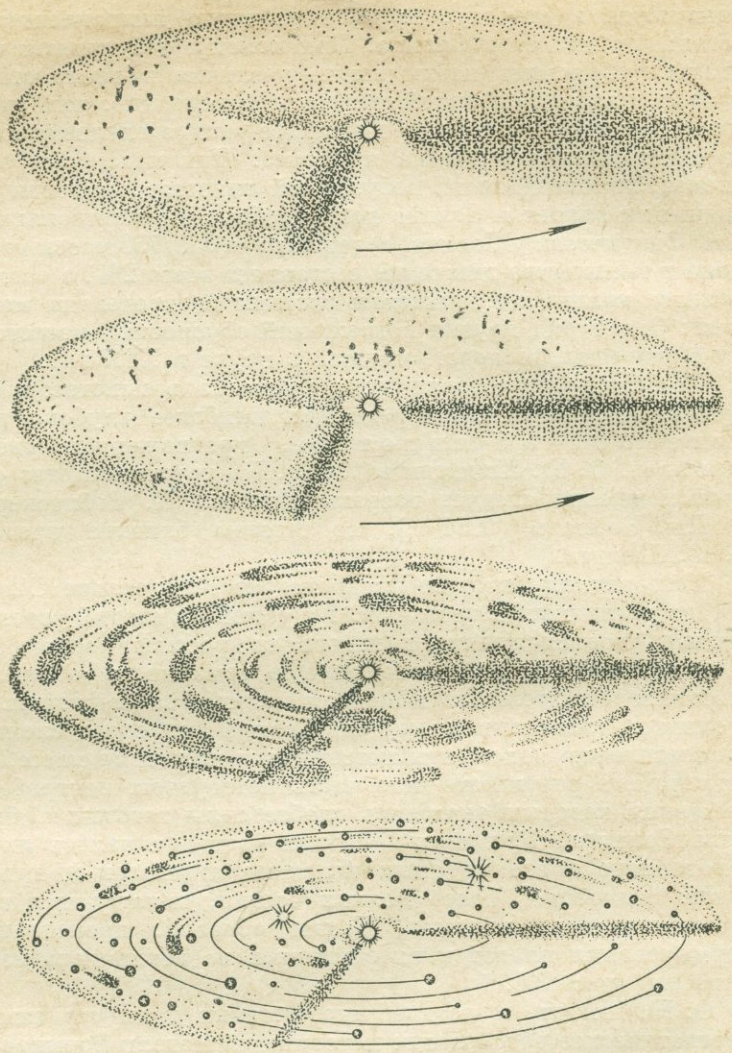
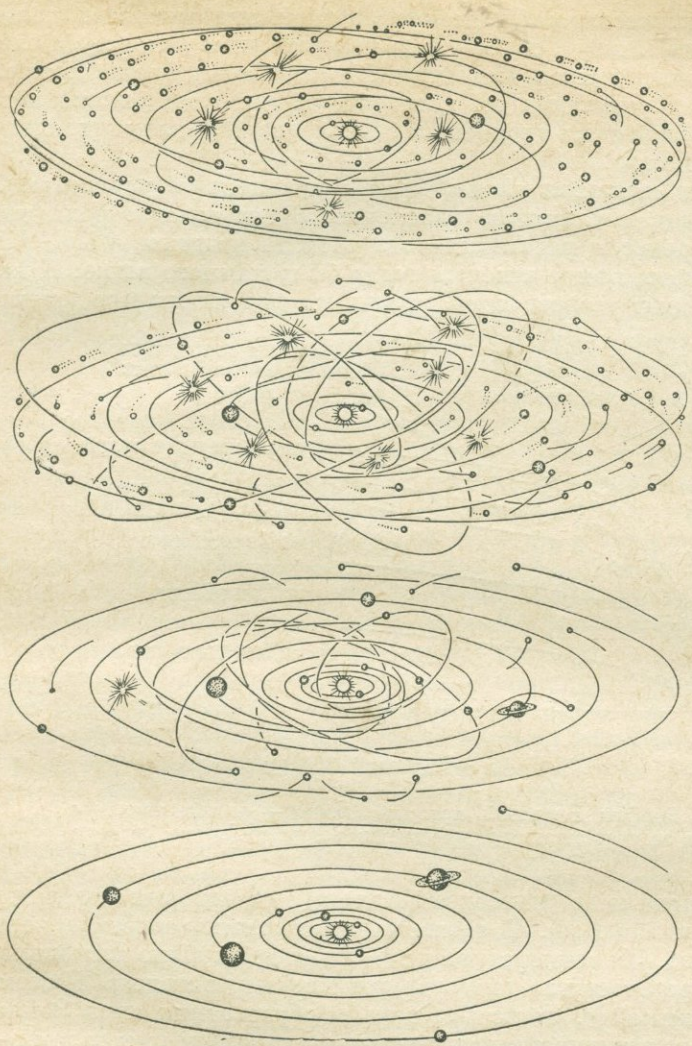


Рис. 70. Формирование Солнечной системы по метеоритной гипотезе О. Ю. Шмидта (1944 г.)

Действительно, возможность захвата Солнцем достаточно крупного метеоритного облака совершенно незначительна. Более того, по расчетам такой захват возможен только при гравитационном содействии другой, близко находящейся звезды. Вероятность сочетания таких условий настолько мала, что это делает захват событием исключительным.

Позже другой советский ученый — акад. В. Г. Фесенков (1960 г.) связал происхождение Солнечной системы с общими закономерностями формирования материи в космическом пространстве. По гипо-



тезе В. Г. Фесенкова Солнце и планеты образовались в результате сгущения материи в пределах одной из гигантских туманностей («глобул»). Эти туманности представляли весьма разреженную материю (плотностью порядка 10^{-22} г/см^3) и состояли из водорода, гелия и в небольшом количестве более тяжелых элементов. Сначала в ядре «глобулы» сформировалось Солнце, которое было более горячей, массивной и быстро вращающейся звездой, чем в настоящее время. Эволюция Солнца сопровождалась неоднократными выбросами материи в протопланетное облако, в результате чего Солнце потеряло часть массы и передало образующимся планетам значительную долю своего момента количества движения. Расчеты показывают, что при нестационарных выбросах материи из недр Солнца могло

сложиться фактически наблюдаемое соотношение моментов количества движения между Солнцем и протопланетным облаком (а следовательно, и планетами). Механизм формирования планет близок механизму их образования по метеоритной гипотезе, однако первичным материалом здесь служили конденсированные капли (хондры) солнечного вещества.

Дальнейшая эволюция планет была направлена на радиогенный разогрев их недр и частичное плавление. Значительную роль при этом играли процессы радиоактивного распада изотопов ^{40}K, ^{238}U, ^{235}U и ^{232}Th, содержание которых тогда было намного выше. К настоящему времени теоретически рассчитан ряд вариантов радио-

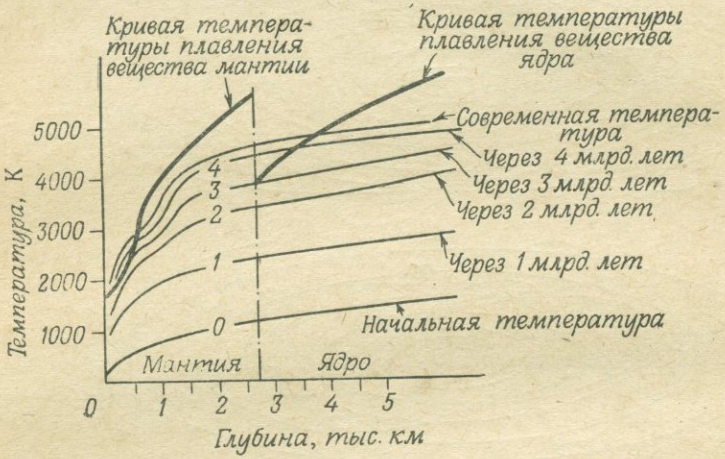


Рис. 71. График тепловой истории Земли — ее естественного разогрева за счет сжатия и процессов радиоактивного распада

генного разогрева недр, наиболее детальный из которых предложен Е. А. Любимовой (1958). В соответствии с этими расчетами через 1 млрд. лет (рис. 71) температура недр Земли на глубине нескольких сотен километров достигла температуры плавления железа. К этому времени, по-видимому, относится начало образования ядра Земли, представленного опустившимися к ее центру тяжелыми металлами — железом и никелем. Позже, при дальнейшем повышении температуры, из мантии началось выплавление наиболее легкоплавких силикатов, которые благодаря своей небольшой плотности поднимались вверх. Этот процесс, теоретически и экспериментально изученный акад. А. П. Виноградовым, объясняет образование земной коры и гидросферы.

Таким образом, гипотезы о происхождении нашей планеты обобщают современные данные о ее строении и положении в Солнечной системе. Первые шаги в освоении космоса, полеты к Луне и другим планетам, предпринимаемые Советским Союзом и другими странами, дают много новых фактов для практической проверки гипотез и их дальнейшего совершенствования.

ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

На поверхности Земли, где происходит взаимодействие ее внешних оболочек — атмосферы, гидросферы, биосферы — с твердой каменной оболочкой — литосферой — имеют место различные по природе и интенсивности геологические процессы. Эти процессы, затрагивающие в основном поверхность литосферы и проникающие вглубь обычно на относительно небольшую глубину, называются экзогенными (извне рожденными) или процессами внешней динамики Земли.

Экзогенные процессы, независимо от их природы, четко делятся на три этапа. На первом этапе происходит разрушение коренных пород, обнажающихся на поверхности литосферы, в результате взаимодействия с ней внешних оболочек Земли — атмосферы, рек, морей, ледников и т. д. Снос и транспортировка продуктов разрушения образуют второй этап экзогенных процессов, когда под действием тех же факторов — ветров, течений и т. д. происходит перемещение огромных масс обломков из областей разрушения к областям их аккумуляции. На третьем этапе экзогенных процессов происходят накопление обломков коренных пород, их седиментация, например в виде песчаных отложений пустынь или при осаждении в реках, морских или озерных бассейнах и т. д. Интенсивность экзогенных процессов тесно связана с активностью факторов внешних оболочек, например с направлением и силой ветра, скоростью течения рек и т. д. Поэтому экзогенные процессы тесно связаны с физическими условиями на поверхности Земли и, в частности, с климатом, изменение которого четко фиксируется в геологической последовательности залегания пород.

Кроме того, интенсивность экзогенных процессов связана с особенностями строения поверхности литосферы — ее рельефом, прочностью слагающих пород и т. д. Естественно, что разрушение коренных пород происходит интенсивнее в условиях горного, сильно пересеченного рельефа, а выравнивание рельефа приводит к ослаблению экзогенных процессов.

В течение геологической истории Земли произошло бы полное выравнивание рельефа и прекращение экзогенных процессов, если бы не имели места непрерывные изменения рельефа в результате тектонических движений литосферы. Эти движения наряду с вулканизмом и землетрясениями свидетельствуют об активной жизни недр нашей планеты и относятся к эндогенным (внутрирожденным) процессам. Такие изменения рельефа литосферы, связанные с тектоническими движениями, стимулируют деятельность экзогенных факторов.

Рассмотрим более подробно взаимодействие внешних оболочек Земли с литосферой.

Глава VII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ АТМОСФЕРЫ

§ 1. СТРОЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АТМОСФЕРЫ

Воздушная оболочка Земли представляет собой смесь различных газов, общая масса которых оценивается в $5{,}13 \cdot 10^{15}$ т, т. е. примерно составляет 0,000001 долю массы нашей планеты. Для сравнения можно привести также значение массы гидросферы — $1{,}35 \cdot 10^{18}$ т, что приблизительно в 200 раз больше массы атмосферы.

Исследования атмосферы показывают, что примерно до высоты 100 км газовый состав воздуха, интенсивно перемешиваемого ветрами, относительно постоянен. Основную часть (более 99,9%) его составляют азот (78,8%), кислород (20,95%) и аргон (0,93%). Кроме того, в воздухе присутствуют углекислый газ (0,03%), водород (0,00005%), гелий (0,0005%), неон (0,0018%) и другие газы, а также водяной пар (от 0,05 до 4%). Воздух содержит, помимо этого, продукты вулканической деятельности, пыль, минеральные соли.

Плотность воздуха резко уменьшается с высотой. Поэтому на нижний слой толщиной всего 5 км приходится около 50% массы атмосферы, а в слое толщиной 30 км сосредоточено 99% ее массы. Такое распределение массы атмосферы определяет закономерное убывание давления воздуха с высотой. Так, если на уровне моря давление составляет 760 мм рт. ст. (1013 мб), то на высоте 10 км оно снижается до 200 мб, на высоте 16 км до 170 мб и т. д., а на высоте 40 км составляет около 2,4 мб.

По газовому составу атмосфера нашей планеты существенно отличается от атмосфер других планет Солнечной системы. Ученые связывают это с процессами, которые произошли в земной атмосфере под действием излучения Солнца. По предположению, первоначальная атмосфера Земли состояла в основном из метана и аммиака, как у планет-гигантов — Юпитера, Сатурна и др. Воздействие солнечной радиации привело к разложению метана и аммиака на составляющие — азот, углерод и водород. Разложению подверглись также молекулы воды, которая в виде пара входила в состав первичной атмосферы Земли. В результате образовался ряд новых газов и соединений — азот, кислород, углекислый газ и водород. Значительная часть водорода, по-видимому, оказалась сосредоточенной в верхних слоях атмосферы и была потеряна в результате диффузии в космическое пространство.

Образовавшийся в небольшом количестве кислород, очевидно, был представлен в основном озоном и сосредоточен в виде слоя на высоте 25 км. Особенностью озона является его свойство поглощать ультрафиолетовое излучение Солнца и излучать его в виде тепла в атмосферу. Таким образом, на поверхности Земли были созданы условия для возникновения жизни (наличие кислорода, азота, углекислоты, защита от губительной ультрафиолетовой радиации).

Появление простейших организмов и их жизнедеятельность привели к постепенному обогащению кислородом земной атмосферы.

По-существу, основная часть кислорода нашей атмосферы является продуктом жизнедеятельности растений. Формирование современного содержания кислорода в течение последних 600 млн. лет показано на рис. 72. Как видно из графика, в течение этого времени содержание кислорода непрерывно увеличивалось. Однако этот процесс не был равномерным. Появление новых видов растений приводило к поступлению крупных порций кислорода, а вымирание их — к снижению его содержания в атмосфере.

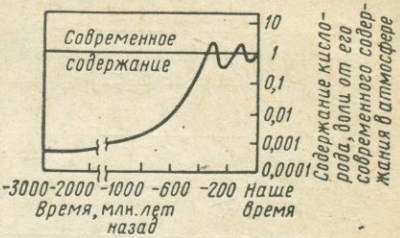


Рис. 72. Изменение содержания кислорода в земной атмосфере (по Л. Беркнеру и Л. Маршаллу, 1966)

В настоящее время принято деление атмосферы на пять самостоятельных слоев-оболочек со специфическими значениями физических параметров (давления, температуры и др.) и определяемыми ими метеорологическими процессами.

В нижней части атмосферы находится т р о п о с ф е р а, в которой содержится 50—70% массы всей атмосферы (рис. 73). Мощность этой оболочки меняется от 8—10 км на полюсах до 16—18 км на экваторе. Для тропосферы характерно снижение давления с высотой (до 100—300 мб) и температуры (до $-40 \div -90°$ С). Скорость изменения температуры в атмосфере оценивается значениями а э р о т е р м и ч е с к о г о г р а д и е н т а:

$$\Gamma_a = \frac{H}{T_0 - T_H},$$

где Γ_a — значение аэротермического градиента в м/°С; H — высота в м, T_0 — среднегодовая температура в °С, T_H — значение температуры на высоте H в °С.

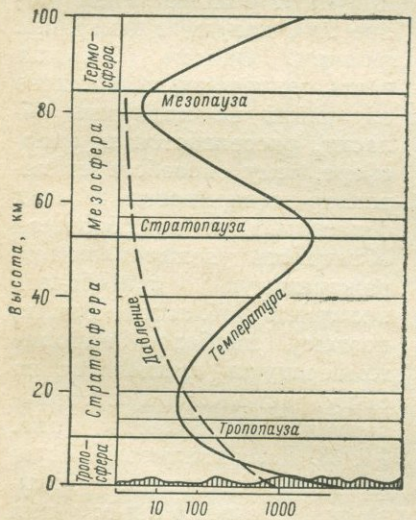


Рис. 73. Вертикальный разрез атмосферы до высоты 100 км

Высота, при достижении которой температура атмосферы понижается на 1° С, называется а э р о т е р м и ч е с к о й с т у п е н ь ю

$$G_a = \frac{T_0 - T_H}{H} \cdot 1000,$$

где G_a — значение аэротермической ступени в °С/км.

Для центральной Европы, например, среднее значение аэротермической ступени составляет 6,5° С/км.

В тропосфере сосредоточена значительная часть углекислого газа и водяного пара. Содержание этих компонентов в атмосфере

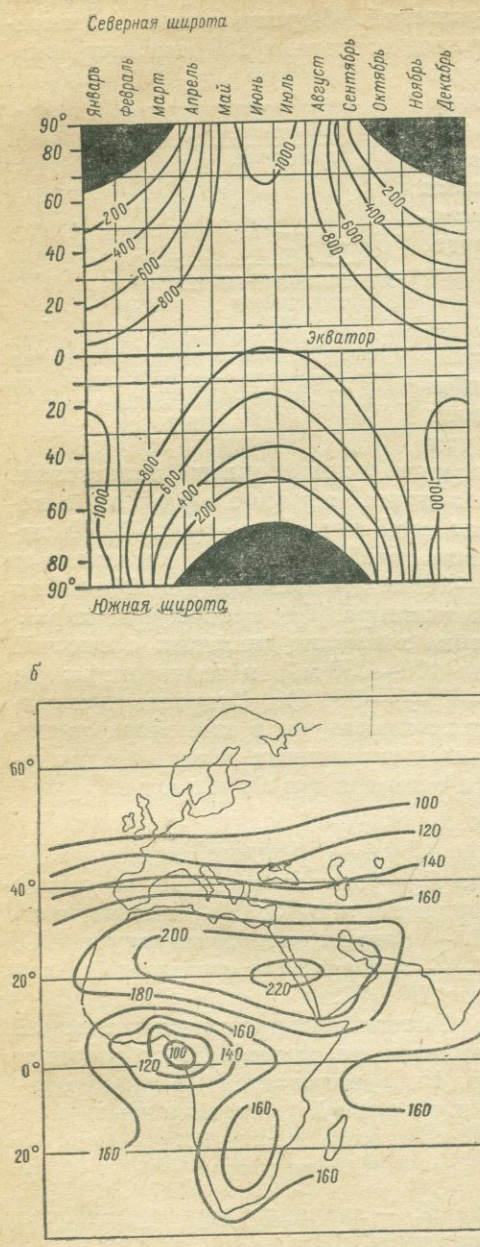


Рис. 74. Облучение земной поверхности Солнцем:

а — падающее на поверхность Земли в разное время года (в кал/см²·день) (по Р. Гуди и Дж. Уолкеру, 1975); *б* — поглощаемое земной поверхностью (в ккал/см²·год)

определяет так называемый парниковый эффект, связанный с аккумуляцией тепловой энергии. Пар и углекислота обладают свойством поглощения тепловой энергии. Это поглощение является причиной разогрева атмосферы выше так называемой эффективной температуры, определенной долей падающего излучения Солнца.

Наклонение оси вращения Земли и изменение ее удаления от Солнца обусловливают неравномерность облучения различных участков земной поверхности. Как видно из рис. 74, *а*, полярные области получают больше тепла (более 1000 кал/см² в день), чем тропики. Однако большая часть солнечных лучей, косо падающих на полярные области, рассеивается в атмосфере, чему способствует характер поверхности в этих областях. Снег, лед, большая облачность увеличивают отражательную способность полярных областей Земли, поэтому наиболее высокие температуры приходятся на сушу, расположенную в экваториальной области (рис. 74, *б*). Доля излучения, отраженного планетой, называется альбедо; для Земли значение альбедо составляет 0,33. Это означает, что 33% солнечного излучения отражается в космос, в том числе 26% отражается облаками, а 7% — воздухом, поверхностью литосферы и гидросферы (рис. 75). Поглощаемая Землей тепловая радиация (45%) Солнца

излучается и почти полностью поглощается атмосферой. Способность атмосферы поглощать и аккумулировать тепловое излучение Солнца называется парниковым эффектом. Длительное проявление парникового эффекта в атмосфере Земли привело к повышению температуры поверхности нашей планеты до 288° К (+15° С) при значении эффективной температуры 253° К (—20° С).

Отражение тепла поверхностью Земли обусловливает наблюдаемое плавное понижение температуры в тропосфере с высотой,

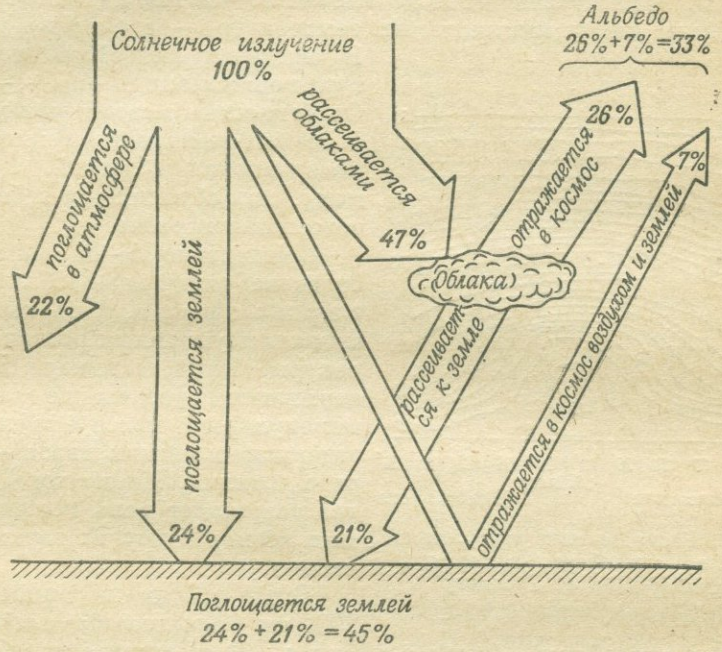


Рис. 75. Схематический баланс тепла в атмосфере Земли

Однако в верхних слоях атмосферы температура стабилизируется; этот слой минимальных постоянных температур называется т р о п о п а у з о й. По существу тропопауза входит в состав следующей оболочки атмосферы — с т р а т о с ф е р ы, простирающейся до высоты примерно 55 км. В отличие от тропосферы, здесь наблюдается неуклонное повышение температуры с высотой. В верхних слоях стратосферы температура возрастает до 0° С и выше. Таким образом, темп повышения температуры с высотой в стратосфере составляет 1—2° С/км.

Отличительной особенностью стратосферы является поглощение ультрафиолетового излучения Солнца в слое озона, максимальное содержание которого установлено на высоте около 25 км (рис. 76). Как указывалось выше, этот слой играет роль экрана, защищающего живые организмы на Земле от губительного ультрафиолетового излучения Солнца. Кроме того, слой озона участвует в формировании

температурного режима атмосферы, преобразуя часть ультрафиолетового излучения Солнца в тепловую энергию. Это способствует разогреву атмосферы и аккумуляции тепла.

В верхней части стратосферы отмечается стабилизация температуры, возрастающей здесь до 0° С. Слой максимального значения температуры на высоте около 55 км называется *стратопаузой*. Этот слой, выше которого отмечается понижение температуры, входит в состав следующей оболочки атмосферы — *мезосферы*. Она простирается до высоты 80—85 км, где завершается переходным слоем минимальных температур — *мезопаузой*. В пределах мезосферы температура понижается до —60÷—80° С. Особенностью мезосферы является более высокая зимняя температура по сравнению с летней. По-видимому, это объясняется небольшим содержанием озона.

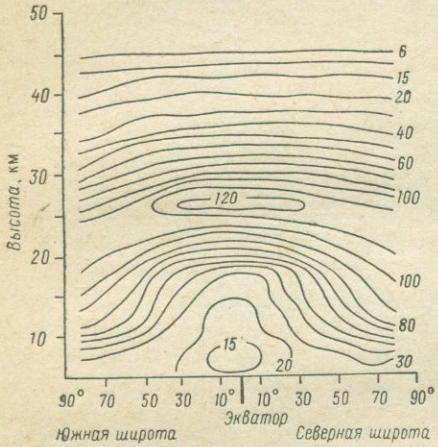


Рис. 76. Распределение содержания озона в атмосфере с высотой (в мкмбар) (по Р. Божкову)

В интервале 85—800 км распространена следующая оболочка — *термосфера*, характеризующаяся неуклонным ростом температуры. Здесь, с высоты 200 км, начинаются разделение газов по молекулярной массе и увеличение содержания легких газов — водорода и гелия. Кроме того, с высотой возрастает роль ионизированных атомов и других заряженных частиц.

Выше 800 км и примерно до 2000 км расположена следующая оболочка атмосферы — *экзосфера*. В ее составе преобладают ионы легких газов и элементарные частицы. Для внешних слоев экзосферы характерно рассеивание (*диссипация*) атмосферы в космическое пространство. Этому рассеиванию, однако, препятствует магнитное поле Земли, удерживающее ионизированные частицы в *магнитосфере*, в поясах космической радиации (зонах Ван-Аллена). Форма поясов (особенно внешнего) чрезвычайно непостоянна и связана с деформацией внешнего магнитного поля Земли под действием возмущений Солнца. Однако в среднем внешняя граница поясов космической радиации удалена от поверхности Земли (в экваториальной области) на 25—35 тыс. км.

§ 2. СВОЙСТВА АТМОСФЕРЫ

Одним из важнейших факторов, определяющих направление и интенсивность экзогенных геологических процессов, является содержание водяного пара в атмосфере. Равновесие плотности воздуха и водяного пара определяет возможность непрерывного пере-

распределения влаги на поверхности нашей планеты, при котором атмосфера выполняет роль аккумулятора значительных количеств влаги и средства ее транспортировки. Содержание водяного пара в атмосфере называется влажностью. Выделяют влажность абсолютную, оценивающую фактическое содержание паров в воздухе в 1 мм рт. ст., и влажность относительную, равную процентному отношению фактической упругости пара к упругости насыщения при данной температуре.

Влажность тесно связана с температурой. Так, снижение температуры воздуха приводит к снижению упругости насыщения, а следовательно, к возрастанию относительной влажности. При 100% относительной влажности наступает конденсация пара и образование облаков. Конденсации пара способствует содержание пыли в атмосфере, которая играет роль так называемых «ядер конденсации». В качестве таких ядер могут служить также кристаллы соли, попавшие в атмосферу из морской пены, бактерии и даже ионы крупных молекул газа.

Облака представляют собой влагу в переходном, неустойчивом режиме содержания паров в атмосфере. При нарушении температурного равновесия выпадают осадки, количество которых измеряется толщиной слоя, выпавшего в течение года, в миллиметрах. Количество выпадающих атмосферных осадков характеризуется исключительной неравномерностью и определяется географической широтой местности, влажностью воздуха, особенностью рельефа, направлением господствующих ветров и т. д. В пустынях количество годовых осадков не превышает 100 мм (рис. 77), а в областях с влажным тропическим климатом в течение года выпадает более 3000 мм осадков. Для Москвы, например, среднегодовое количество осадков составляет 586 мм.

Другим важнейшим фактором, определяющим интенсивность геологических процессов на поверхности Земли, являются воздушные течения в атмосфере. Основной причиной перемещений воздушных масс служит неравномерная плотность атмосферы, обусловленная, в свою очередь, вращением Земли, неравномерным нагревом ее поверхности Солнцем, рельефом поверхности нашей планеты и т. д. Неравномерный нагрев поверхности Земли за счет ее различной отражательной способности или угла падения солнечных лучей, вертикальное распределение температуры в атмосфере, сезонные колебания температуры являются причинами как горизонтальных, так и вертикальных перемещений воздуха. Действие этих факторов осложняется особенностями формы и вращения Земли, рельефом ее поверхности и т. д. В целом в приземном слое действует целая система постоянных, периодических и непериодических ветров.

К постоянным ветрам следует отнести пассаты, дующие вдоль экватора с востока на запад. Они представляют собой постоянные перемещения воздуха от субтропиков к экватору, однако вращение Земли отклоняет эти течения к западу. Поэтому в северном полушарии пассаты направлены с северо-востока, а в южном — с юго-востока.

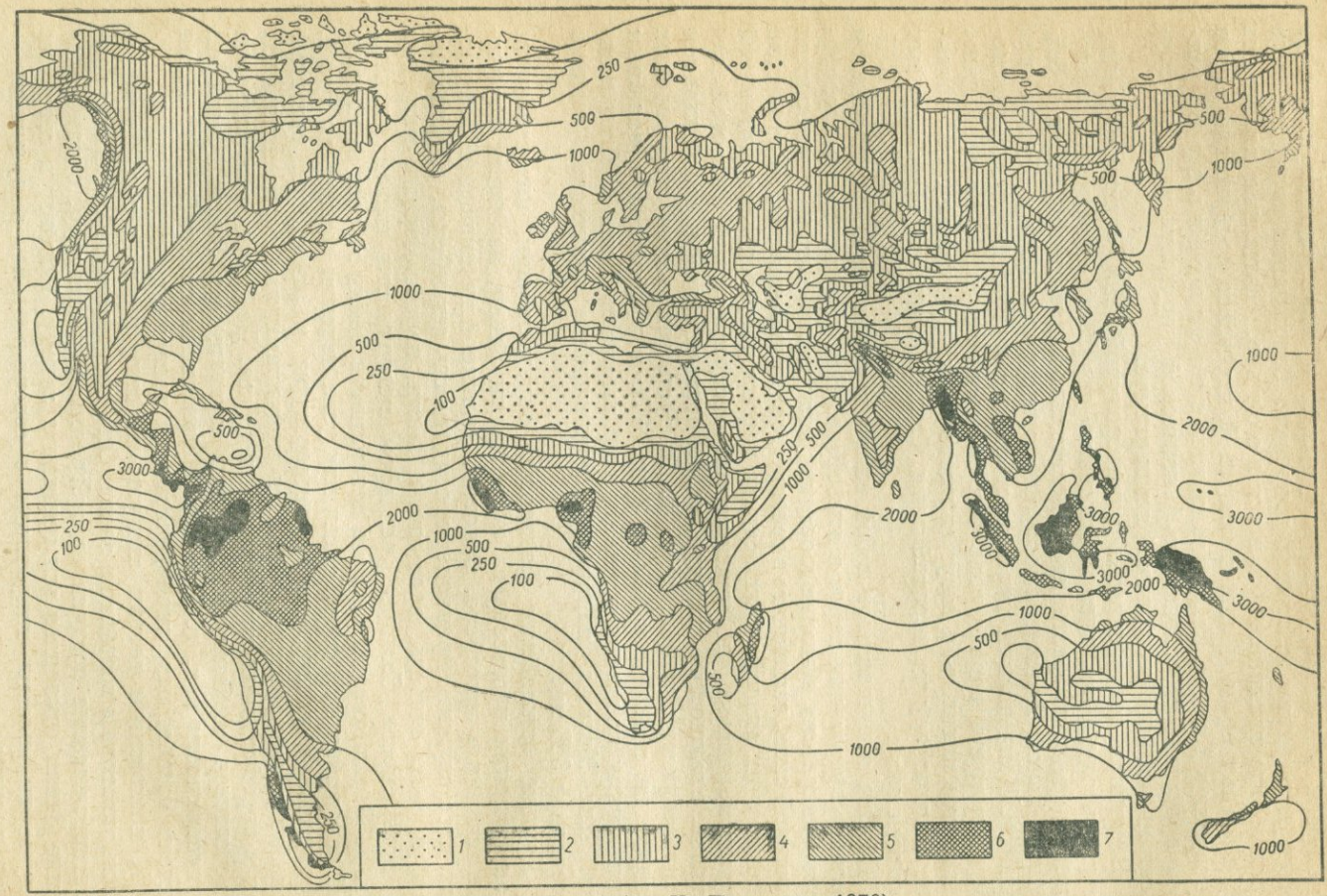


Рис. 77. Распределение годовых осадков на Земле (по Х. Погосяну, 1970)

Среднее значение годовых осадков в мм: *1*—0—100, *2*—100—200, *3*—250—500, *4*—500—1000, *5*—1000—2000, *6*—2000—3000, *7*—>3000

К постоянным ветрам относятся также **западные ветры** умеренных широт, дующие в восточном направлении в сороковых — шестидесятых широтах обоих полушарий (рис. 78).

Различия в скорости нагревания воды и суши обусловливают появление ряда ветров периодического действия. К ним относятся **муссоны**, связанные с сезонными колебаниями температуры воздуха и направленные летом с моря на сушу, а зимой в противоположном направлении. Суточные колебания температуры способствуют возникновению других ветров периодического действия — **бризов**, направленных днем с моря на сушу, а ночью — наоборот.



Рис. 78. Направления постоянных ветров в северном полушарии

К ветрам периодического действия относятся также **горно-долинные ветры**, связанные с неодинаковым нагревом и охлаждением гор и долин в течение суток. Разность температур воздуха приводит к возникновению ветра, направленного днем из долины к склонам гор, а ночью — из гор в долину.


Рис. 79. Смерч, который пронесся над штатом Небраска (США) в 1930 г.

К непериодическим ветрам относятся **смерчи, бури и тайфуны**. Возникновение этих ветров обычно связано со сложным сочетанием факторов (давления, температуры, влажности воздуха и др.), поэтому образование их обычно бывает неожиданным, а прогнозирование — исключительно сложным. **Смерчи** представляют собой устойчивые вращающиеся вихри воздуха, обычно имеющие форму мощных воронок большой разрушительной силы (рис. 79). **Бури** часто связаны с отдельными районами, где они носят местные названия: афганец — в Средней Азии, самум — в Аравии, хамсин — в Сахаре, мистраль — в Южной Франции и др. В прибрежных районах известны: новороссийская бора, норд у берегов Каспийского моря, баргузин на Байкале и др. В открытом море бури называют шквалами.

Наиболее грозные явления природы, связанные с воздушными течениями, называют **тайфунами** (ураганами, циклонами). Они представляют собой крупные атмосферные вихри диаметром

несколько десятков или даже сотен километров, возникающие в тропических широтах. Вращение тайфуна в северном полушарии всегда направлено против часовой стрелки, а в южном — в противоположную сторону. Скорость перемещения тайфуна обычно не превышает 15—25 км/ч, в то время как скорость ветра внутри вихря часто достигает 350 км/ч и более. Зарождение тайфунов обычно связано с рядом областей, характеризующихся наиболее неустойчивыми метеорологическими условиями. Направление движения тайфунов также относительно постоянно — преимущественно северо-западное в северном полушарии и юго-западное — в южном (рис. 80).

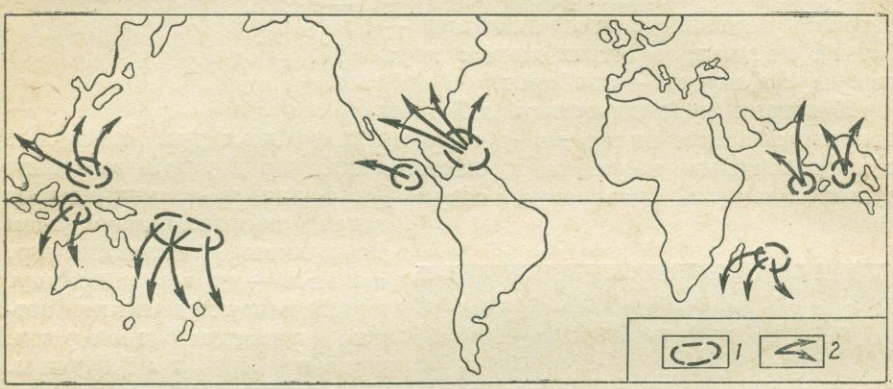


Рис. 80. Схема расположения очагов возникновения тайфунов:
1 — положение очагов; *2* — направление движения тайфунов

С действием ветров, особенно тайфунов, часто связаны сильные разрушения. Силу ветра принято оценивать значением его скорости по двенадцатибалльной шкале, разработанной в 1806 г. Бофортом и уточненной в 1963 г. Всемирной метеорологической организацией (рис. 81).

Из приведенных выше особенностей строения и свойств атмосферы видно, что такие факторы, как температура, влажность, давление, непрерывно меняются. Состояние этих факторов, называемых климатическими, в данной местности в данный момент называется погодой. Закономерная последовательность метеорологических процессов, связанных с географическими условиями и определяющая многолетний режим погоды, называется климатом.

К географическим условиям, определяющим интенсивность и направленность метеорологических процессов, следует отнести: 1) широту местности; 2) характер поверхности (рельеф, растительность); 3) влажность воздуха; 4) распределение воды и суши.

На основе анализа этих условий советский климатолог Б. П. Алисов выделяет четыре основных климатических пояса: арктический (антарктический), умеренный, тропический, экваториальный.

Для каждого из поясов (кроме экваториального) различают четыре типа климата: континентальный, океанический, западных побережий, восточных побережий. Для экваториального пояса выделяются только континентальный и океанический типы климата.

Изучение климата имеет огромное значение для геологической науки. Дело в том, что климатические факторы в значительной степени определяют характер и интенсивность геологических процессов на земной поверхности. Колебания температуры и атмосферные осадки являются главными факторами, от которых зависит скорость разрушения пород, обнажающихся на поверхности. Кроме того, климат определяет и условия формирования пород — например, каменная соль и каменные угли образуются в различных климатических условиях.

Исследования последовательности залегания горных пород, формирующихся в различных условиях, изучение остатков вымерших организмов показывает, что температура на поверхности Земли неоднократно изменялась. Так, в пределах современного Карибского моря на протяжении последних 700 тыс. лет установлено не менее

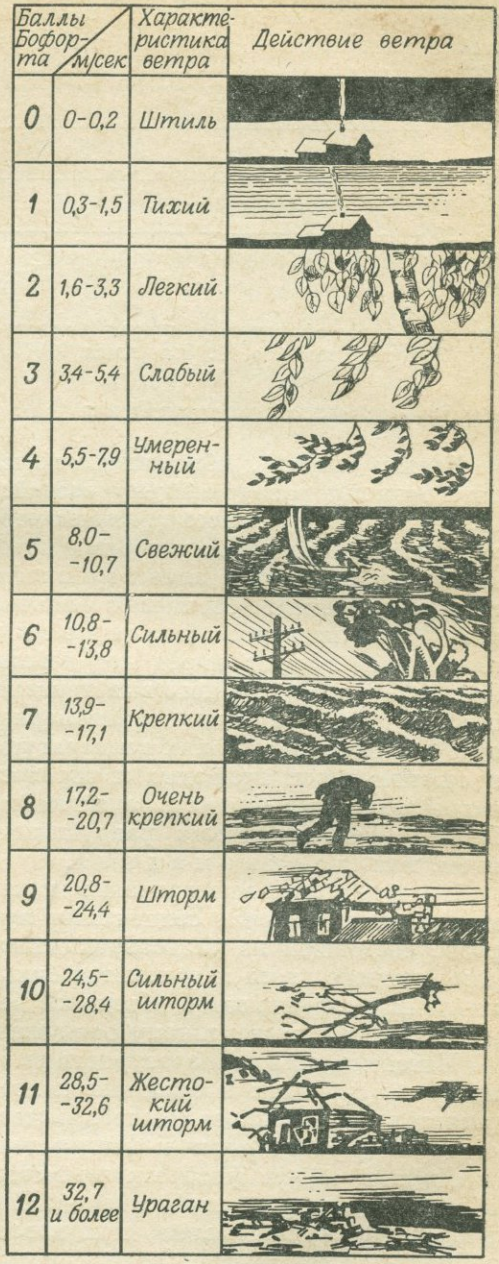


Рис. 81. Шкала Бофорта для оценки силы ветра (по В. Арабаджи)

восьми понижений температуры на 6—8° С (рис. 82). Эти периоды похолоданий, по-видимому, соответствуют оледенениям земной коры, наступление которых отмечается примерно через каждые 100 тыс. лет.

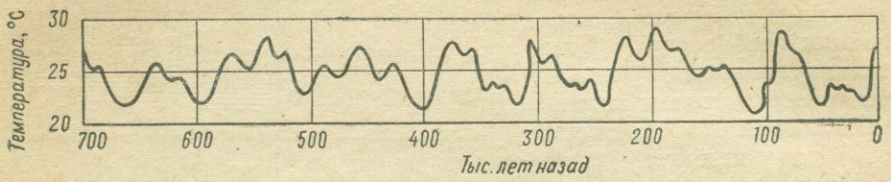


Рис. 82. Кривая изменения температуры воды Карибского моря в течение последних 700 тыс. лет (по Ч. Эмилиани, 1975)

§ 3. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Горные породы, обнажающиеся на поверхности, подвергаются интенсивному разрушающему воздействию атмосферных факторов. Совокупность процессов физического разрушения и химического разложения минералов и горных пород, обнажающихся на поверхности, под действием атмосферных факторов называется *выветриванием*[1]. Различают физическое и химическое выветривание. Одним из видов *физического* выветривания является разрушение горных пород под действием колебаний температуры. Примером температурного выветривания может служить разрушение пород в результате их неравномерного нагревания и охлаждения при суточных колебаниях температуры. Периодическое расширение и сжатие пород приводит к образованию трещин, параллельных нагреваемой поверхности, а затем к отслаиванию верхнего слоя. Процесс температурного разрушения пород называется шелушением, или *десквамацией*.

Температурное выветривание может проявляться и в результате интенсивного нагрева солнечными лучами (*инсоляции*) породы, состоящей из разноокрашенных минералов. При этом минералы темного цвета нагреваются сильнее светлоокрашенных, а различие их коэффициентов объемного расширения приводит к появлению трещин и постепенному разрушению породы.

Интенсивность температурного выветривания тесно связана с диапазоном суточных и сезонных колебаний температур, характером растительного покрова (ослабляющего инсоляцию), атмосферными осадками (приводящими к охлаждению пород) и т. д.

Другим видом физического выветривания является *механическое* разрушение пород. Примером может служить *морозное* выветривание, при котором породы разрушаются под действием замерзающей воды, проникающей в поры и трещины.

[1] Термин «выветривание» не отражает существа процесса и прямого отношения к деятельности ветра не имеет.

Аналогичное разрушающее воздействие производят соли, принесенные водой и кристаллизующиеся в капиллярных трещинах. Механическое разрушение пород совершают корни растений, а также роющие животные. Относительно небольшие глубины проникновения атмосферных вод, влияние суточных колебаний температуры определяют воздействие процессов физического выветривания преимущественно на поверхностный слой пород.

Химическое выветривание обычно обладает более глубокой проникающей способностью, а проявления его обычно характеризуются коренным преобразованием породы. Этот вид выветривания заключается в химическом разложении породы под действием атмосферных факторов. К числу таких факторов, обладающих высокой химической активностью, следует отнести кислород, углекислый газ и воду, содержащиеся в атмосфере, а также активные органические вещества, являющиеся продуктами жизнедеятельности (или разложения) растительных и животных организмов.

Главными химическими реакциями, обусловливающими химическое выветривание, являются окисление, гидратация, растворение и гидролиз. Окислению подвергаются многие минералы. Особенно быстро протекает этот процесс у сульфидов, некоторых слюд и др. Результатом его является образование окислов, как, например, при окислении пирита

$$\underset{\text{пирит}}{FeS_2} + nH_2O + mO_2 \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow \underset{\text{лимонит}}{Fe_2O_3 \cdot nH_2O}.$$

Гидратация состоит в образовании новых минералов, содержащих гидратную или кристаллизационную воду. Присоединение воды приводит к изменению минерального состава пород, например, при переходе ангидрита в гипс

$$\underset{\text{ангидрит}}{CaSO_4} + 2H_2O \rightarrow \underset{\text{гипс}}{CaSO_4 \cdot 2H_2O},$$

или гематита в лимонит

$$\underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + nH_2O \rightarrow \underset{\text{лимонит}}{Fe_2O_3 \cdot nH_2O}.$$

Растворение проявляется с различной скоростью для разных пород. Наибольшей растворимостью обладают хлориды — галит NaCl, сильвин KCl и другие. Менее растворимы сульфаты, карбонаты. Однако совместное воздействие углекислоты, растворенной в воде, и органических кислот приводит к вымыванию пород и образованию специфических форм проявления карстовых процессов.

Гидролиз представляет собой процесс разложения минералов с выносом растворенных продуктов и гидратацией. Наиболее характерен пример гидролиза полевых шпатов, которые превращаются в каолинит:

$$\underset{\text{микроклин}}{K_2Al_2Si_6O_{16}} + nH_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{каолинит}}{H_4Al_2Si_2O_9} + K_2CO_3 + SiO_2 \cdot nH_2O.$$

Необходимо отметить, что приведенные выше виды выветривания, как правило, проявляются совместно. Физическое выветривание сопровождается химическим, которое ускоряет процесс разрушения коренных пород.

Продукты выветривания по отношению к коренным породам делятся на остаточные — оставшиеся на месте разрушения и подвижные — унесенные от мест разрушения под действием силы тяжести, атмосферных осадков и пр. Остаточные продукты разрушения коренных пород называются *элювием*, подвижные — *делювием*.

Совокупность продуктов разрушения, как остаточных, так и перемещенных, называется *корой выветривания*. Общая мощность продуктов разрушения коренных пород, слагающих кору выветривания, определяется прочностью пород и силой воздействия атмосферных разрушающих факторов и обычно изменяется от долей метра до 100 м и более. Максимальной мощности кора выветривания достигает в тропических зонах. Длительное воздействие атмосферных факторов на коренные породы приводит к уносу (атмосферными осадками, ветром и т. д.) одних минералов и повышению концентрации других. Транспортировка продуктов разрушения обычно сопровождается дифференциацией обломков по плотности, что также приводит к обогащению их определенными минералами. Поэтому с корой выветривания часто связаны месторождения полезных ископаемых.

Особенно большой интерес представляют древние коры выветривания. С ними связаны месторождения таких полезных ископаемых, как бокситы, железные руды, соединения марганца, меди, никеля, платина, золото и алмазы.

С продуктами разрушения коренных пород связан еще один процесс, имеющий важное хозяйственное значение. Этот процесс — *почвообразование* — протекает под влиянием органических веществ. Верхний слой коры выветривания, рыхлый и способный впитывать воду, благоприятен для жизнедеятельности бактерий и различных растительных организмов. Постепенно происходит обогащение верхнего слоя коры выветривания продуктами жизнедеятельности организмов и их отмирающими остатками. Разложение органических веществ в присутствии кислорода приводит к сложным химическим процессам, в результате которых происходит *гумификация*, т. е. образование *перегноя*, или *гумуса*. Этот слой коры выветривания, обогащенный гумусом, и называется почвой. В состав почвы, таким образом, входит минеральная компонента, соответствующая составу коренных пород, и органическая компонента, содержащая ряд кислот, а также метан, аммиак, сероводород и др. В почве продолжается выветривание (в основном химическое) минеральных частиц породы и их дальнейшее разложение.

Состав почв определяется рядом факторов, к которым относятся климат и рельеф местности, растительный покров, минеральный состав коренных пород и т. д. Доминирующими факторами являются

климат и рельеф, поэтому в равнинных областях характер почв подчиняется широтной зональности, а в горных районах — рельефу.

На территории нашей страны выделяют ряд типов почвенного покрова. К ним относятся, например, подзолистые почвы лесов, занимающие более половины территории СССР, черноземные почвы (8,6% общей площади страны), почвы тундры и лесотундры (7,6%), серые лесные почвы (3%) и другие. Эти типы почв характеризуются разным содержанием гумуса и минеральных соединений. Специфика почв учитывается в сельском хозяйстве при планировании севооборота наиболее урожайных культур, а также при выборе удобрений. Наибольшим природным плодородием характеризуются черноземные почвы. В СССР сосредоточено около 48% черноземных почв всего мира.

§ 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Данные о направлениях и скорости воздушных течений, приведенные выше, свидетельствуют о том, что ветры являются одним из мощных атмосферных факторов, способных производить значительную геологическую работу. В особенности эффективно протекает геологическая деятельность ветра в районах, лишенных растительного покрова, со значительными суточными и сезонными перепадами температур. Подсчет показывает, что около $^1/_5$ части площади суши отвечает этим особенностям и представляет собой области пустынь и полупустынь.

Геологическая работа ветра в значительной степени определяется большой его скоростью. О силе ветра свидетельствуют примеры значительных разрушений, производимых бурями: мистраль нередко опрокидывает железнодорожные вагоны, смерч способен поднимать в воздух и переносить на значительное расстояние не только песок, но гальку и камни довольно крупных размеров. Особенно большую работу способны производить тропические тайфуны, опрокидывающие каменные дома и с легкостью выбрасывающие на сушу океанские корабли.

Геологическая деятельность ветра сводится к разрушению коренных пород, транспортировке и аккумуляции продуктов разрушения. Ветер разрушает породы, обнажающиеся на поверхности, как за счет ветровой нагрузки, так и с помощью переносимых им песка, пыли. Выдувание и развеивание твердых частиц коренных пород ветром называется дефляцией. Скорость дефляции определяется силой ветра, характером залегания пород, их прочностью и т. д. Особенно интенсивно протекает дефляция там, где развиты процессы выветривания.

В горных долинах в результате выдувания обнажающихся пластов, сложенных менее прочными породами, дефляция приводит к образованию ниш. На равнинах происходит сдувание верхнего рыхлого слоя, суховеи при этом могут образовать черные пылевые бури. На Украине известна черная буря 1960 г., при которой

скорость ветра достигала 40 м/с. При этом на площади около 1 млн. км² был снят почвенный слой толщиной 5—10 см общим объемом около 25 км³. В засушливых районах дефляция приводит к выдуванию слоя соли с поверхности солончаков. Процессами дефляции, по-видимому, обусловлено происхождение бессточных впадин — котловин выдувания в Средней Азии, удлиненных долин, называемых в а а д и в Африке, и некоторых других отрицательных форм рельефа.

Кроме плоскостного выдувания, процессы дефляции приводят иногда к б о р о з д о в о м у выдуванию. Этот вид дефляции способствует углублению дорог, особенно в неплотных, рыхлых поро-

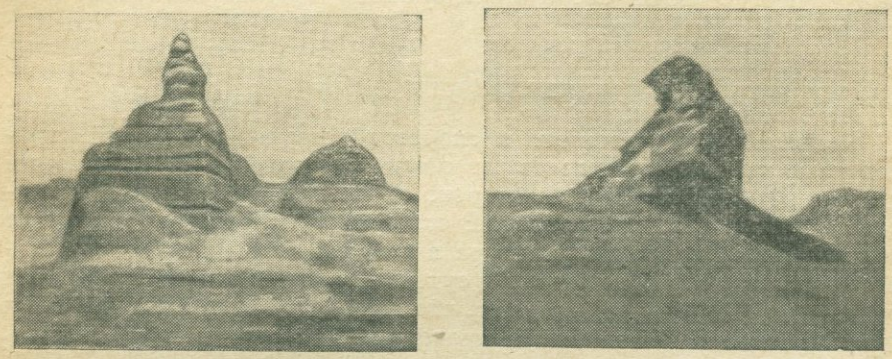


Рис. 83. Ветровые останцы в «эоловом городе»

дах. Бороздовое выдувание приводит к образованию глубоких рытвин, называемых х о л ь в е г а м и. Глубина хольвегов достигает 5—6 м, а иногда и 30 м.

Другим видом разрушающей деятельности ветра является обтачивание и разрушение твердых поверхностей скал с помощью переносимого ветром песка и другого обломочного материала. Этот вид разрушения коренных пород называется к о р р а з и е й.

Формы проявления корразии многообразны. В зависимости от прочности пород и характера переносимого ветром материала поверхности скал полируются, покрываются сетью штрихов, борозд, желобов и т. д. Расширение трещин, возникших в коренных породах в результате выветривания, приводит к созданию таких своеобразных форм рельефа, как «эоловый город», описанный акад. В. А. Обручевым в Джунгарии, или известные красноярские столбы. Характерной особенностью корразии является образование одиноких скал причудливой формы, так называемых останцов (рис. 83).

Продукты деятельности ветра переносятся на значительные расстояния. При достаточно большой силе ветра небольшие частицы коренных пород переносятся во взвешенном состоянии, а крупные обломки перемещаются волочением. Имеются свидетельства пере-

носа пассатами пыли из Сахары через Атлантический океан на расстояние 2—2,5 тыс. км.

Обломки размером до 0,05 мм легко транспортируются ветром на расстояние нескольких тысяч километров, а размером 0,5—2 мм могут быть унесены за сотни километров от мест первичного залегания. По подсчетам, объем пыли, поднятый средней бурей, достигает 25 км^3, что составляет 50 млрд. т.

В зависимости от рельефа местности, характера покрывающей ее растительности и господствующего ветрового режима может начаться аккумуляция, обломков пород, переносимых ветром. Образующиеся при этом песчано-глинистые породы называются эоловыми отложениями. Районы аккумуляции эоловых отложений называют пустынями. Расположены они обычно в условиях засушливого климата с резкими перепадами температур и в зависимости от рельефа могут быть гористыми и равнинными. По характеру господствующих процессов и эолового материала пустыни делятся на каменистые (при преобладании дефляции), песчаные, глинистые или лёссовые (при преобладании аккумуляции).



Рис. 84. Схема строения бархана

Наиболее распространены песчаные равнинные пустыни со специфическими формами рельефа. К таким формам относятся барханы — песчаные холмы асимметричной формы (рис. 84). Они образуются при одном господствующем направлении ветра. Рост этой формы рельефа песчаных пустынь обычно начинается у какого-нибудь препятствия (куст саксаула, камень и т. д.), постепенно формируются наветренный и подветренный склоны. Высота барханов может достигать 30—140 м.

В пределах песчаных пустынь барханы обычно объединены в цепи или гряды, состоящие из многих сотен одиночных барханов. Длина такой гряды, ориентированной перпендикулярно направлению ветра, может достигать 20 км при ширине 1 км. Расстояние между грядами обычно составляет 1,5—2 км (рис. 85).

Еще более крупные формы рельефа песчаных пустынь образуются на побережьях морей. Здесь возникают так называемые дюны — удлиненные холмы с округлой вершиной. Высота крупных дюн в Сахаре достигает 500 м.

Характерной особенностью отложений песчаных пустынь является их подвижность. Перемещение барханов и дюн по господствующему направлению ветра приводит к засыпанию лесов, лугов, рек, селений. Древние египетские города (Луксор, Карнак и др.) за 4000 лет несколько раз были засыпаны и освобождены от песчаных

отложений. Процесс наступления эоловых отложений называется эоловой трансгрессией.

Другой формой аккумулятивных пустынь являются глинистые пустыни. Для их рельефа характерны неглубокие котловины —

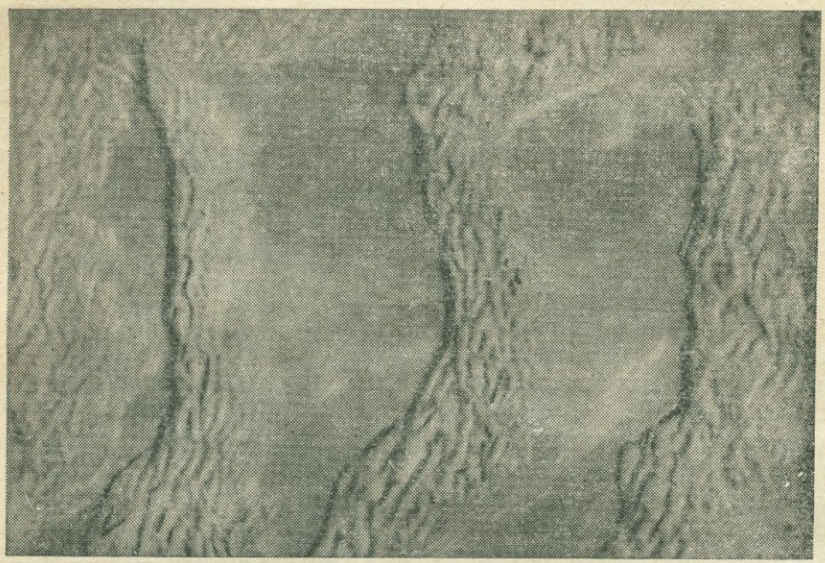


Рис. 85. Барханные гряды

такыры, покрытые глинистой коркой. При их растрескивании образуется характерная поверхность, сложенная многоугольными плитками размером 7—12 см. К глинистым пустыням относятся также соры, или солончаковые пустыни. Они возникают на месте высохших озер и покрыты рыхлым слоем глины и соли.

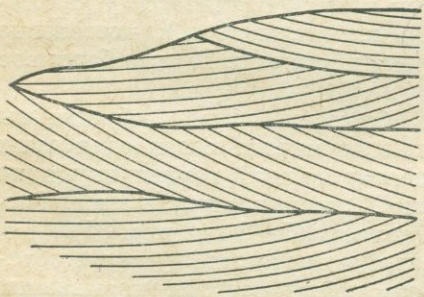


Рис. 86. Косая слоистость в эоловых отложениях

Лёссовые пустыни, или адыры, образуются на участках аккумуляции самых мелких пылевидных частиц, переносимых ветром. Накопление таких частиц размером 0,05—0,01 мм приводит к образованию рыхлой и пористой породы — лёсса. Рельеф в лёссовых пустынях обычно расчленен — поверхность их покрыта густой сетью рытвин и оврагов, возникающих под действием атмосферных осадков.

Общей особенностью эоловых отложений является их невысокая прочность. Эоловые пески, глины и лёсс обычно слабо сцементиро-

ваны и представлены хорошо окатанными тонкозернистыми частицами. Для эоловых песков, кроме того, характерна неправильная косая слоистость, обусловленная многократными изменениями ветрового режима (рис. 86).

Из анализа общих тенденций и закономерностей взаимодействия атмосферы с твердой оболочкой нашей планеты видно, что как процессы выветривания, так и деятельность ветра направлены на нивелировку рельефа земной поверхности. В результате деятельности атмосферных факторов такие выступающие участки литосферы, как горные сооружения, подвергаются наиболее интенсивному разрушению. Продукты разрушения сносятся вниз и заполняют углубления рельефа, ускоряя процесс его выравнивания.

Глава VIII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК И ВРЕМЕННЫХ ПОТОКОВ

§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕКАХ

В общем комплексе экзогенных процессов, преобразующих поверхность континентов, значительную роль играют поверхностные текучие воды — дождевые струйки, создающие плоскостной сток, временные потоки и реки, создающие русловый сток. Из них наиболее мощную как разрушительную, так и созидательную геологическую работу производят реки. Различные материки отличаются друг от друга густотой речной сети. В европейской части СССР, например, более 32 тыс. больших и малых рек. Для зарождения реки необходимы два главных условия — источник питания и рельеф, допускающий движение водной массы. У каждой реки выделяют исток, верхнюю, среднюю, нижнюю части течения и устье. Большинство рек имеют притоки или сами являются притоками более крупных рек. Река вместе со своими притоками составляет речную систему, а вся площадь, снабжающая эту систему водой, представляет собой бассейн реки. Бассейн одной реки отделяется от бассейна другой возвышенным участком суши, который называется водоразделом (рис. 87).

Каждая река характеризуется коэффициентом извилистости, который представляет собой отношение ее истинной длины (с учетом всех извилин) к расстоянию по прямой между истоком и устьем (рис. 88). Коэффициент извилистости рассчитывается по формуле

$$k = \frac{L}{l},$$

где k — коэффициент извилистости; L — истинная длина реки; l — расстояние по прямой между истоком и устьем реки.

Коэффициент извилистости рек может быть весьма различным. Так, например, для Волги и Днепра он равен 2,2; для Дона — 2,5; и т. д. Средняя извилистость рек европейской части СССР составляет 2,25.

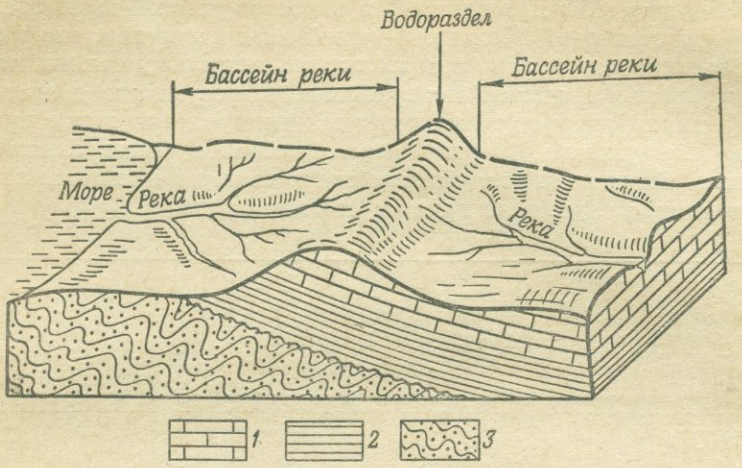


Рис. 87. Блок-диаграмма водораздела и бассейна реки:
1 — известняки; *2* — глины; *3* — песчаники

Большинство рек впадает в океаны, моря, озера или другие реки, но есть такие, которые теряются в рыхлых горных породах вследствие сильной испаряемости и просачивания воды. Такие реки называются континентальными и протекают они в пустынных засушливых областях.



Рис. 88. Схема определения величин, входящих в формулу извилистости реки:
L — истинная длина реки с учетом всех изгибов; *l* — расстояние между истоком и устьем реки

Режим рек определяется количеством воды в реке, уровнем воды, скоростью течения. Все эти факторы подвержены изменениям как в течение одного года, так и в многолетнем отрезке времени.

Режим рек зависит главным образом от характера их питания и климатических условий местности, по которой они протекают. Питание рек осуществляется за счет атмосферных и подземных вод. В зависимости от источника питания все реки подразделяются на ряд групп. Первую группу составляют реки, источником питания которых являются тающие весной снега и отчасти весенние и осенние дожди. К этой группе относится большая часть равнинных рек, например реки европейской части СССР. Вторую группу образуют реки, у которых питание осуществляется за счет таяния горных ледников. К этой группе принадлежит большинство рек Централь-

ной и Средней Азии. К третьей группе относятся реки с дождевым типом питания, это большинство рек Дальнего Востока, реки Амазонка, Нил, Конго. Реки четвертой группы характеризуются смешанным типом питания. Это — реки Кавказа, Индии, Средней Азии и некоторые другие.

Реки всех перечисленных групп дополнительно питаются подземными водами. Доля грунтовых вод в общем балансе питания рек неодинакова в различных районах. Так, например, для северных рек СССР она составляет 30%, для рек средней полосы — 10—20%, для рек южной части СССР — всего 5—10%.

В зависимости от интенсивности питания изменяются количество и уровень воды в реке, а также скорость ее течения. Наиболее высокий уровень, устанавливающийся в период таяния снега (период половодья), называется **высоким горизонтом**; самый низкий уровень, устанавливающийся в период минимального поступления воды в реку (период межени), называется **меженным горизонтом**. Период резкого подъема воды в реке, вызванный затяжными дождями, называется **паводком**.



Рис. 89. Схема живого сечения реки: *AB* — уровень воды в реке; *ABECA* — живое сечение реки

Во всех перечисленных случаях изменяется **живое сечение** реки — вертикальный поперечный разрез через реку (рис. 89). Скорость течения в разных точках живого сечения различна. В целом она зависит от уклона дна, массы воды в реке и характера русла. Последние два обстоятельства определяют форму и площадь живого сечения реки. Максимальная скорость обычно наблюдается над самым глубоким участком сечения реки на глубине, составляющей $^1/_3$ ее максимальной глубины (рис. 89). Минимальные скорости течения отмечаются в самых мелких участках живого сечения реки в придонной части потока. Объясняется это тем, что в придонной части потока больше сказывается трение воды о дно. Проекция на поверхность реки точек живых сечений с максимальной скоростью течения представляет собой извилистую линию, называемую **стрежнем реки**.

Поскольку живое сечение реки меняется от периода половодья к периоду межени, скорость течения меняется не только в различных участках реки, но и во времени. Минимальной она бывает в меженный период, а максимальной в период половодья, когда она увеличивается по сравнению с меженным периодом в 2—3 раза.

Движение воды в реках носит турбулентный характер, т. е. является вихревым, беспорядочным. Турбулентность потока вызывает перемешивание всей массы воды в реке. Ламинарное движение устанавливается только на отдельных участках реки, характеризующихся незначительными углами наклона русла.

§ 2. РАБОТА РЕК, ФОРМИРОВАНИЕ ПРОФИЛЯ РАВНОВЕСИЯ

Работа, которую производят реки, складывается из трех видов — разрушение горных пород (эрозия), перенос водой продуктов разрушения и их последующее отложение (аккумуляция). Река производит все перечисленные виды работ, однако интенсивность, время проявления и пространственная приуроченность каждого из них контролируются историей развития реки. Способность реки производить работу определяется ее энергией или живой силой. Энергия текучей воды, пропорциональная массе воды и скорости течения реки, определяется по формуле

$$K = \frac{mv^2}{2},$$

где K — энергия текучей воды; m — расход или масса воды, протекающей через данное сечение реки; v — средняя скорость течения воды.

Из формулы видно, что чем больше в реке воды и чем выше скорость течения, тем значительнее работа, совершаемая рекой. Рассмотрим кратко каждый из видов работы.

эрозия

Протекая по различным горным породам воды поверхностных потоков разрушают их чисто механически. Химическое воздействие поверхностных вод, к которым относятся и воды рек, минимально. Реки размывают дно своего русла, постепенно врезаясь в породы ложа, а также разрушают берега, подмывая их основание. В соответствии с этим различают эрозию глубинную (донную) и эрозию боковую. В каждой реке всегда можно обнаружить обе формы эрозии, но на первых этапах развития реки преобладает глубинная (донная) эрозия, а в последующие этапы — боковая. Как глубинная, так и боковая эрозии значительно усиливаются под действием находящихся в воде обломков горных пород. Чем больше скорость течения, тем более крупные обломки переносятся водами реки и тем интенсивнее идут эрозионные процессы.

Большая часть рек впадает в моря и океаны. Для того чтобы воды рек текли в определенном направлении, необходим хотя бы небольшой региональный наклон территории в эту сторону. Обычно уклон русла в разных частях течения реки не остается постоянным, а неизменно уменьшается в сторону моря. Так, уклон русла р. Волги от истоков до г. Калинина равен 17 м на каждые 100 км, от г. Горького до г. Казани он уменьшается до 5 м/100 км, а от г. Волгограда до г. Астрахани составляет всего 2 м/100 км.

Базисом эрозии реки называется уровень бассейна, в который она впадает и который определяет глубину донной эрозии на всем протяжении реки. Если река впадает в море или океан, то базисом эрозии следует считать уровень воды в морском или океаническом бассейне, если в озеро или другую реку, то уровень воды в озере или приемной реке.

Разработка продольного профиля речной долины идет от базиса эрозии в направлении к истокам реки по закону пятящейся, или регрессивной, эрозии. Для иллюстрации сказанного рассмотрим простейший чертеж (рис. 90), на котором изображены различные участки русла реки. Допустим, что прямая *АБ* отвечала поверхности суши в момент зарождения реки и характеризовалась равномерным наклоном. Точка *Б* отвечает положению базиса эрозии. В точках a_2, a_1 и *а* в реку впадают различные притоки. Как отмечалось, глубинная эрозия осуществляется рекой в пределах всего русла, однако работа реки будет тем больше, чем больше масса воды. Естественно, что в точке *а*, где река пополняется водами наибольшего количества притоков, масса воды будет наибольшая, а следовательно, и эрозионные процессы будут протекать наиболее интенсивно. На участке *аБ* река будет усиленно врезаться в породы ложа и углубит свое русло, которое в конечном итоге займет положение *абБ*. В результате на участке *аб* возникнет крутой уклон, вследствие чего возрастет скорость течения и усилится глубинная эрозия выше точки *а*. В ходе углубления русла на участке aa_1 дно реки займет положение $a_1б_1бБ$. Подобные процессы будут повторяться до тех пор, пока русло реки не углубится настолько, что вместо первоначального положения *АБ*, займет положение, отвечающее кривой $Аб_2б_1бБ$. Эта кривая в нижнем отрезке приближается к горизонтальной линии, в верхнем — к вертикальной и по форме близка к параболической кривой. Вспомним, что в нижнем течении р. Волги уклон русла составляет всего 2 м/100 км, т. е. положение русла будет практически горизонтальным.

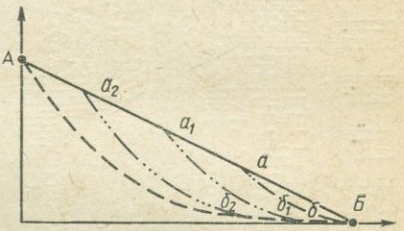


Рис. 90. Продольный профиль реки:
А — исток реки; *Б* — базис эрозии реки; *АБ* — поверхность, по которой течет река первоначально (в момент зарождения); $Аб_2б_1бБ$ — поверхность профиля равновесия

Продольный профиль реки, имеющий форму параболической кривой, называется профилем равновесия реки. Назван он так потому, что после выработки его глубинная эрозия реки значительно ослабевает или прекращается совсем. При выработанном профиле равновесия положение русла реки в нижнем течении приближается к горизонтальному, следовательно, резко снижается скорость течения реки, уменьшается кинетическая энергия потока, а вместе с этим прекращается глубинная эрозия.

Такова схема образования продольного профиля равновесия реки при равномерном первоначальном наклоне территории, на которой зарождается река, при однородном составе размываемых ею пород и т. д. В природе все обстоит значительно сложнее. Например, поверхность, по которой протекает река, в ряде случаев бывает неровной, а горные породы, слагающие эту поверхность, характеризуются различной прочностью. Поэтому продольный профиль

равновесия формируется не только по всей длине реки, но и на отдельных ее участках. При чередовании мягких и твердых пород в русле реки образуются пороги. Если река протекает по поверхности с расчлененным первоначальным рельефом, в русле ее образуются водопады (рис. 91).

Вода, низвергаясь с высоты, с огромной силой размывает дно реки ниже водопада. При этом падающая лавина воды, отражаясь от уступа, образует сложные водовороты, а обломки горных пород значительно усиливают эрозионную деятельность воды. Часть ее после падения устремляется вниз по течению, другая же часть направляется к крутому уступу и подмывает его (см. рис. 91). В результате более крепкие породы, расположенные в верхней части уступа, образуют нависающие карнизы. С течением времени карнизы рушатся, а вода вновь подмывает уступ. В конечном счете уступ водопада отступает вверх по течению реки. В ряде случаев на дне водопада у крутого уступа накапливается большое количество обломков коренных пород. Вода захватывает эти обломки и придает им вращательное движение. Все это приводит к углублению дна реки у водопада и образованию вертикальных колодцев круглого сечения, называемых исполинскими котлами.

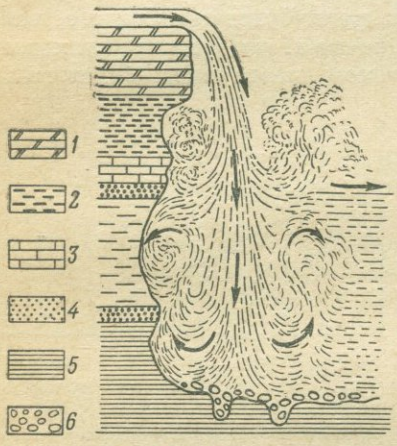


Рис. 91. Профильный разрез Ниагарских водопадов (по А. Холмсу):

1 — доломит; *2* — сланец; *3* — известняк; *4* — песок и песчаник; *5* — глинистый сланец; *6* — обломки коренных пород

Наиболее крупными водопадами являются Ниагарский (Северная Америка), Джерзона (Индия), Виктория (Африка), Кайетер (Британская Гвинея). В СССР крупные водопады находятся на Кавказе, Тянь-Шане, Памире. Помимо порогов и водопадов, в реках существуют и промежуточные формы перепада — водоскаты. У водоската вода обычно не падает вертикально, а стремительно низвергается по очень крутому скалистому ложу.

ПЕРЕНОС МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

Ежегодно реками выносится в Мировой океан около 18 млрд. т минерального вещества в виде обломочного материала или в виде растворов. Обломочный материал представляет собой продукты как речной эрозии, так и выветривания на суше. Он, может быть различной размерности — от крупных валунов до мелких илистых частиц. Чем больше скорость течения воды в реке, тем более крупные обломки переносит вода.

Перенос обломочного материала рекой осуществляется путем волочения по дну и во взвешенном состоянии. Мелкие частицы пелитовой, алевритовой и песчаной размерности переносятся рекой во взвешенном состоянии, причем вихревые течения препятствуют их оседанию. Количество материала, который может переноситься речными водами во взвешенном состоянии, примерно пропорционально величине скорости течения в третьей степени. Более крупные обломки горных пород, такие, как валуны и галька, обычно перекатываются по дну. Согласно закону Эри, масса частиц, влекомых по дну, пропорциональна величине скорости течения в шестой степени. Несложные расчеты показывают, что волочением по дну могут переноситься довольно крупные обломки горных пород. В процессе переноса обломочного материала происходит его сортировка: наиболее мелкие частицы переносятся на самые большие расстояния, наиболее крупные первыми выпадают в осадок.

Значительное количество минерального вещества переносится в растворенном состоянии. Подсчитано, что около 30% всего транспортируемого материала переносится реками в растворе. По данным Н. М. Страхова, в растворенном состоянии переносятся легко растворимые соли (NaCl, KCl, $MgSO_4$, $CaSO_4$), карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов ($CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3), а также различные соединения Fe, Mn, P в виде как истинных, так и коллоидных растворов.

ОТЛОЖЕНИЕ ОСАДКОВ (АККУМУЛЯЦИЯ)

Геологическая работа, производимая реками, завершается отложением переносимого ими материала, или аккумуляцией. Отложение осадков происходит одновременно с эрозией и переносом минерального вещества. Нельзя назвать ни одной реки, которая одновременно с эрозией и транспортировкой материала не откладывала бы обломочный материал при соответствующих условиях. Однако максимального масштаба процессы аккумуляции достигают на определенных стадиях развития реки и на отдельных ее участках.

Отложения, накапливающиеся в речных долинах, характеризуются своеобразным строением, которое отличает их от морских или эоловых осадков. Эти отложения получили название а л л ю в и а л ь н ы х или просто а л л ю в и я. Прежде чем перейти к их описанию, необходимо рассмотреть причины, которые влияют на их образование, а также стадии развития реки.

§ 3. ПЕРИОДЫ И ЦИКЛЫ РЕЧНОЙ ЭРОЗИИ

Реки на протяжении своего существования переживают периоды юности, зрелости и старости.

В период ю н о с т и реки продольный профиль равновесия ее еще не выработан. Река течет по неровному рельефу, региональный уклон ее русла на этой стадии развития чрезвычайно крутой,

скорость течения велика, на всем протяжении реки обособляются отдельные участки, развитие которых контролируется местными базисами эрозии. На этой стадии развития реки происходят усиленные процессы глубинной (донной) эрозии, которые приводят к интенсивному углублению русла. Последнее обусловлено еще и тем, что река переносит огромное количество самого разнообразного по величине обломочного материала. Боковая эрозия на этой стадии проявляется слабо, так как энергия реки направлена в основном на разрушение ложа и перенос продуктов разрушения. Быстрое углубление русла приводит к образованию долин V-образной формы (рис. 92, *а*, *б*). Коэффициент извилистости реки на этой стадии минимален.



Рис. 92. Каньон р. Фиагдон у перевала Кадарачаван (Кавказ):
а — общий вид каньона; *б* — схематический разрез через каньон

Период юности в настоящее время переживают многие реки, текущие в горных районах. Они, как правило, характеризуются бурным течением, наличием порогов и водопадов. Долины их имеют форму ущелий и каньонов.

По мере выработки профиля равновесия река переходит в период зрелости. В период зрелости река стремится углубить свое русло только в верхнем течении, где еще наблюдаются процессы глубинной эрозии. В среднем и нижнем течении зрелых рек глубинная эрозия сменяется боковой. Это приводит к значительному расширению ее долины, которая приобретает U-образную, коробчатую форму (рис. 93). Для этой стадии характерно появление первых зачаточных излучин — меандр, приводящих к увеличению коэффициента извилистости реки, наличию многочисленных рукавов, где вода течет параллельно основному руслу, и образованию обширных аллювиальных равнин. Последние формируются за счет отложения продуктов эрозии в нижнем течении реки. На стадии зрелости скорость течения равномерно уменьшается от верховьев к устью.

Для определения завершения стадии зрелости реки ясно выраженных критериев не существует. Считается, что река вступает в стадию старости тогда, когда дно ее долины достигает ширины, во много раз превышающей ширину поймы меандрирующей реки. На этой стадии в среднем и нижнем течении реки происходят усиленные процессы боковой эрозии, откладываются осадки и образуются многочисленные меандры. Река на стадии старости характеризуется максимальным коэффициентом извилистости (рис. 94).

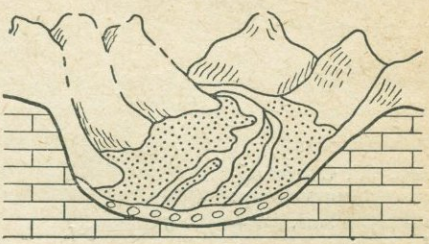


Рис. 93. Схема долины реки в период ее зрелости

Образованию меандр способствует целый ряд факторов и, в первую очередь, неровности рельефа местности, по которой течет река, различная прочность пород, слагающих берега, и гидродинамические особенности речного потока.

На рис. 95, *а* показана принципиальная схема образования меандр. Двигаясь прямолинейно, каждая капля водного потока (обозначенная точкой A) в случае поворота русла ударяет о берег (точка A_1). В связи с этим вогнутый берег интенсивно подмывается, становится обрывистым, а дно реки около него заметно углубляется. Ранее мы указывали, что скорость течения возрастает в наиболее

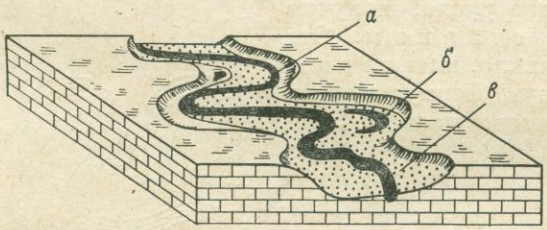


Рис. 94. Схема долины реки в период старости в плане:
а — меандры; *б* — старицы; *в* — пойма

глубоких участках русла, так как здесь меньше сказывается трение воды о дно. Следовательно, у вогнутого берега скорость будет больше. У противоположного берега скорость заметно падает, так как глубина здесь уменьшается и, кроме того, возникают поперечные придонные течения (рис. 95, *б*). Последние захватывают с собой частицы обломочного материала и откладывают их у выпуклого берега. Именно здесь, как правило, и накапливаются аллювиальные отложения. Струи воды, ударяясь о вогнутый берег, отражаются и направляются вниз по течению к противоположному берегу (точка A_2; рис. 95, *а*), в свою очередь подмывая его. На этом участке берег начинает отступать, причем увеличивается кривизна изгиба русла

реки и значительно расширяется долина. Последнее происходит не только за счет отступания береговой линии ниже изгиба, но и за счет перемещения самих изгибов реки вниз по течению. В результате большинство выступов, сложенных коренными породами, срезается, и долина приобретает плоскодонную форму (рис. 95).

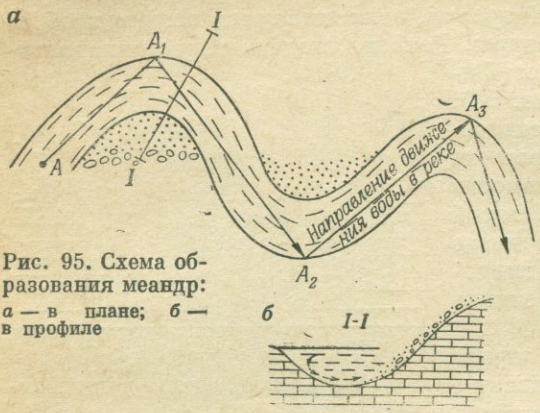


Рис. 95. Схема образования меандр: *а* — в плане; *б* — в профиле

Меандры с коротким радиусом расширяются значительно быстрее, чем более крупные. Это происходит потому, что все изгибы реки стремятся приобрести радиус кривизны приблизительно одного и того же порядка. Ввиду постоянного увеличения кривизны реки в ходе подмыва вогнутых берегов и отложения материала у выпуклых вершины двух соседних меандр, обращенных в одну сторону, сходятся все ближе и между ними остается только узкий перешеек. В период половодья может произойти прорыв такого перешейка, основная масса воды устремится в новое, спрямленное русло реки, а петля окажется отрезанной. На «отрезанной» стороне останется покинутое русло, получившее название **старицы**. Старицы, как правило, имеют в плане подковообразную форму; в дальнейшем они часто превращаются в болота (рис. 96).

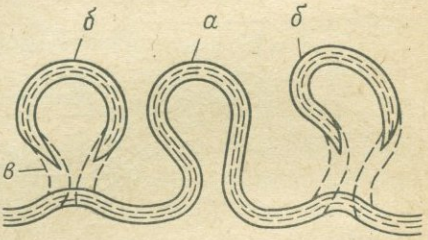


Рис. 96. Схема образования стариц: *а* — меандра; *б* — старица; *в* — первоначальное русло реки до образования стариц

В период старости реки в ее долине образуется широкая **пойма** или пойменная терраса — часть долины, заливаемая в половодье и возвышающаяся над руслом реки в меженный период.

Периоды юности, зрелости и старости составляют **цикл эрозии** реки. Большинство рек проходит все эти стадии развития. В ряде случаев все их можно наблюдать и у одной реки. Например, Терек в верхнем своем течении переживает период юности, в среднем — это уже зрелая река, а в самом нижнем течении она приближается к периоду старости. Изучение развития рек показывает, что после периода старости может вновь наступить период юности, т. е. может произойти омоложение реки. Этому способствует целый ряд факторов, главными из которых являются: 1) понижение базиса эрозии, что вызывает увеличение уклона русла реки и скорости ее течения, а также возобновление донной эрозии; 2) повышение какого-

либо участка реки, что обусловливает изменение ее продольного профиля и увеличение уклона русла; 3) изменение климата района, где протекает река; особенно большое значение имеет увеличение количества выпадающих осадков, что приводит к возрастанию массы воды в реке.

Следует отметить, что первые два из перечисленных факторов, приводящих к омоложению рек, тесно связаны с колебаниями земной коры.

§ 4. РЕЧНЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ

Созидательная работа рек проявляется в накоплении аллювиальных отложений и в образовании пойменных террас. Это приводит к значительному изменению рельефа земной коры и образованию новых осадочных пород, с которыми в ряде случаев бывают связаны различные полезные ископаемые. Для правильного понимания созидательной работы рек необходимо рассмотреть строение поймы, древних надпойменных террас и характер аллювиальных осадков.

СТРОЕНИЕ ПОЙМЕННЫХ ТЕРРАС

Поймой, как уже отмечалось, называется часть речной долины, которая заливается водой во время половодья. В период межени пойма возвышается над руслом реки, образуя плоский уступ (террасу). Строение и рельеф поймы имеют некоторые характерные особенности (рис. 97).

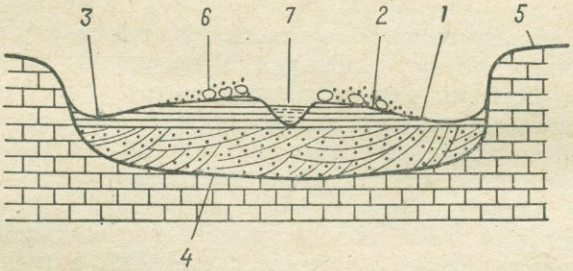


Рис. 97. Схема строения поймы:
1 — пойменный аллювий; *2* — торфяники стариц; *3* — торфяники болот притеррасовых понижений; *4* — русловой аллювий; *5* — известковистые отложения в коренном залегании; *6* — намывной вал; *7* — русло реки

В рельефе поймы можно выделить отдельные элементы. Прежде всего отчетливо вырисовывается прирусловый намывной в а л. Образование этого вала связано с понижением уровня воды в реке после периодов паводка или половодья, когда река входит в прежнее русло и основная часть обломочного материала оседает у его берегов. За намывным валом поверхность поймы постепенно понижается в сторону коренного берега. В этой центральной части поймы, как правило, сохраняется множество стариц и протоков. На участке,

где центральная часть поймы сочленяется с коренным склоном долины, наблюдается притеррасное понижение, где очень часто образуются болота.

Наличие определенных элементов рельефа поймы во многом определяет и характер откладываемых здесь осадков. На рис. 97 отчетливо видно, что речной аллювий состоит из двух резко отличных горизонтов: нижнего, или руслового, аллювия и верхнего, или пойменного. Если русловый аллювий сложен серией песчаных или галечниковых линз, то пойменный аллювий — главным образом глинами и песчанистыми глинами с редкими линзами песка. Эти два горизонта различаются не только литологическим составом пород, но и характером залегания последних. В русловом аллювии отдельные песчаные линзы срезают одна другую, причем каждая характеризуется своим типом косой слоистости, своей текстурой. Здесь

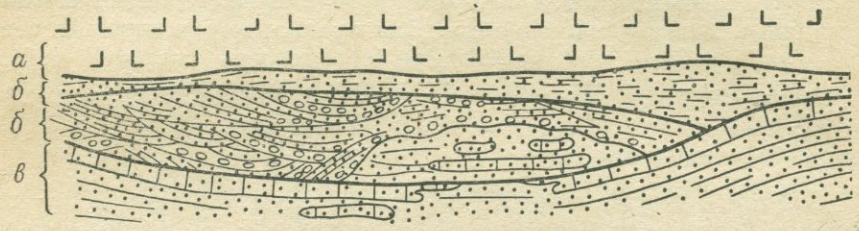


Рис. 98. Схема слоистости аллювия в террасовых отложениях р. Девицы в карьере Бирюк (по А. С. Корженевской, О. Н. Бахваловой):
а — суглинки; *б* — аллювий, *в* — мезозойские пески

наблюдается закономерное погружение осадков сверху вниз, в нижней части присутствуют галечники с прослоями песка (рис. 98). В пойменном аллювии пласты залегают почти горизонтально, в них часто встречаются прослои и линзы торфа, в ископаемом состоянии представленные углями. В отложениях стариц также могут присутствовать торфяники, но значительно меньшей мощности.

Иногда в аллювиальных осадках встречаются остатки пресноводной фауны рыб и моллюсков; в ископаемом аллювии находят кости или целые скелеты рептилий, амфибий и млекопитающих.

Строение надпойменных террас

Изучение речных долин показало, что многие равнинные реки испытывают несколько циклов эрозии. От каждого цикла остаются надпойменные террасы, которые образуются в результате врезания русла реки в пойму с наступлением нового цикла эрозии и возобновлением выработки продольного профиля равновесия применительно к новому положению базиса эрозии. Количество террас отражает и количество циклов эрозии, которые пережила река. Более древние террасы располагаются выше молодых и не всегда сохраняются на всем протяжении реки. Этим и объясняется тот факт, что молодые террасы лучше выделяются в рельефе, чем древние. Нумерация

террас идет от более молодых к древним. Над поймой выделяют первую, вторую, третью и т. д. надпойменные террасы (рис. 99). Каждая из них характеризуется определенными геоморфологическими элементами (рис. 100). В частности, у террас выделяют уступ, бровку, террасовидную площадку и тыловой шов. По своему стро-

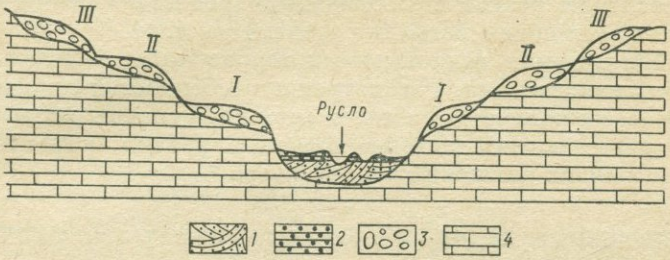


Рис. 99. Схематический профильный разрез долины реки через пойменную и надпойменные террасы:
1 — русловой аллювий; *2* — пойменный аллювий; *3* — аллювий, слагающий надпойменные террасы; *4* — карбонатные породы в коренном залегании. *I* — первая надпойменная терраса; *II* — вторая надпойменная терраса; *III* — третья надпойменная терраса

ению террасы отличаются одна от другой. По соотношению аллювиальных и коренных отложений в строении террас различают террасы следующих видов (рис. 101): 1) аккумулятивные (или террасы

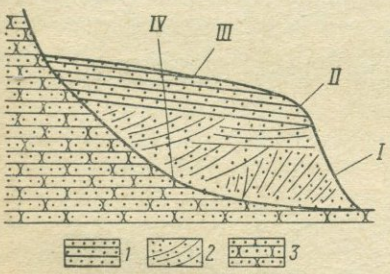


Рис. 100. Схема строения террасы:
1 — пойменный аллювий; *2* — русловой аллювий; *3* — песчаники в коренном залегании. *I* — уступ террасы; *II* — бровка террасы; *III* — террасовидная площадка; *IV* — тыловой шов

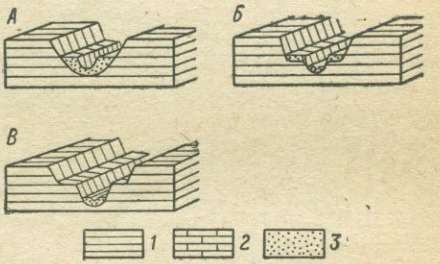


Рис. 101. Типы речных террас:
А — аккумулятивная; *Б* — цокольная, *В* — эрозионная. *1* — коренные породы; *2* — прослои твердых пород; *3* — аллювий

накопления); 2) цокольные (или смешанные); 3) эрозионные (или террасы размыва).

К а к к у м у л я т и в н ы м террасам относят такие, у которых мощность аллювия больше относительной высоты их над уровнем реки; у таких террас весь террасовидный уступ сложен аллювиальными накоплениями.

Ц о к о л ь н ы м и называются террасы, у которых мощность аллювия значительна, но не превышает их высоты; в уступах таких террас ниже толщи аллювия обнажаются коренные породы,

слагающие основание (цоколь) террасы и вышележащую часть склона долины.

Эрозионные террасы почти целиком сложены коренными породами; на террасовидной площадке таких террас аллювий отсутствует или образует очень тонкий покров. Подобный тип террас формируется при резком преобладании процессов эрозии над процессами аккумуляции в истории развития реки.

Изучение древних надпойменных террас имеет большое научное и практическое значение. Рассмотрение особенностей строения и состава террас, их количества и положения под уровнем реки позволяет в ряде случаев понять историю развития района, характер и амплитуду новейших движений земной коры.

§ 5. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВОДОРАЗДЕЛОВ И ПЕРЕХВАТЫ РЕЧНЫХ ДОЛИН. ДЕНУДАЦИЯ И ПЕНЕПЛЕН

В процессе речной эрозии происходит разрушение и перемещение водоразделов. Обычно реки, бассейны которых лежат по разные стороны водораздела, разрушают последний не с одинаковой ско-

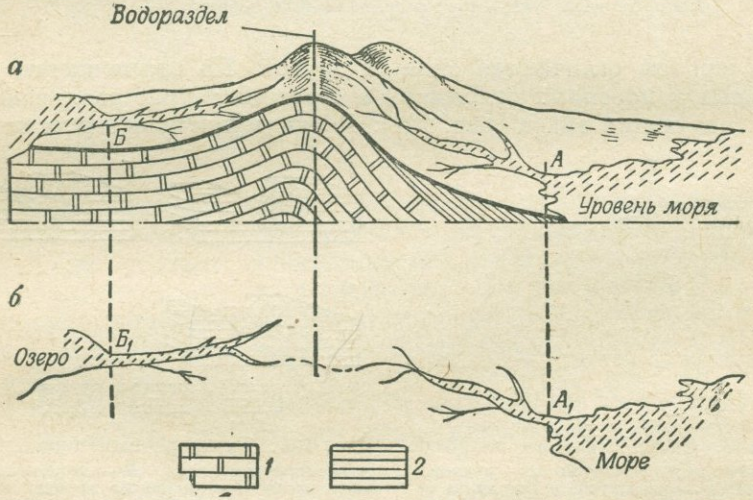


Рис. 102. Схема перехвата реки в результате регрессивной (пятящейся) эрозии:

а — блок-диаграмма бассейнов рек *А* и *Б* с разными уровнями базисов эрозии; *б* — план перехвата (обезглавливания) реки. *1* — карбонатные породы; *2* — глина

ростью. Связано это с тем, что противоположные склоны водоразделов, как правило, обладают не одинаковым уклоном, базис эрозии рек, разделенных водоразделом, может находиться на разных уровнях, а склоны водоразделов сложены породами разной прочности. На рис. 102, *а* приведен случай, когда базис эрозии одной реки *А* находится ниже базиса эрозии другой реки *Б*. Склон водораздела, по которому протекает река *Б*, сложен плотными карбонат-

ными породами, а склон водораздела, по которому протекает река *А*,— мягкими глинами. В этом случае процессы эрозии идут интенсивнее в бассейне реки *А*, чем в бассейне реки *Б*. Следовательно, и верховья эрозионной сети в бассейне реки *А* будут быстрее отступать в ходе регрессивной эрозии. В результате значительно более быстрого отступания истоков реки *А* и врезания ее русла в водораздельную поверхность эта река может перепилить водораздел и перехватить сток из долины, принадлежащей ранее бассейну реки *Б* (рис. 102, *б*).

Процесс, когда одна река путем интенсивной регрессивной эрозии перепиливает водораздел и уводит воды с соседних водосборов в свой бассейн, называется **перехватом** (или обезглавливанием) рек. В результате подобных процессов возникает **проходная** долина, рассекающая водораздел и обезглавливающая одну из рек соседнего речного бассейна.

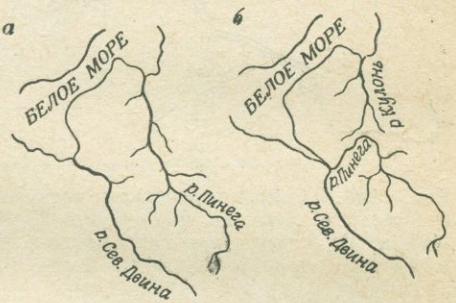


Рис. 103. Преобразование гидрографической сети в бассейне р. Пинеги в результате перехвата ее верховий Северной Двиной (по М. М. Жукову и др., 1970 г.):

а — предшествующая фаза развития; *б* — современная гидрографическая сеть

В природе известно много случаев, когда реки «борются» за водосборные площади. Наиболее активными в этом отношении оказываются реки с более низким положением базиса эрозии и менее протяженные по длине. В качестве примера перехвата соседней реки можно привести историю развития р. Пинеги, протекающей в бассейне р. Северной Двины (рис. 103). Анализ современной гидрографической сети этих рек показывает, что в верхнем и среднем течениях обе реки текут параллельно, а затем р. Пинега делает крутой поворот и впадает в Северную Двину у г. Холмогоры. На продолжении бассейна р. Пинеги к северу располагается бассейн р. Кулонь, которая связана с р. Пинегой глубокой ложбиной, рассекающей водораздел, представляющий собой прежнее русло р. Пинеги. По-видимому, еще совсем недавно бассейн р. Кулонь был нижним течением р. Пинеги (см. рис. 103, *а*), самостоятельно впадавшей в Мезенскую губу. Однако небольшой правый приток Северной Двины перепилил водораздел и увел воды р. Пинеги в бассейн Северной Двины, базис эрозии которой занимает в данном районе наиболее низкое положение.

В европейской части СССР реки, текущие на юг и юго-восток, обычно впадают в Черное, Азовское и Каспийское моря. Базис эрозии рек, впадающих в Каспийское море, значительно ниже базиса эрозии рек, которые впадают в Черное и Азовское моря. Этим объясняется «агрессивность» рек, впадающих в Каспийское море, которые довольно часто перехватывают воды из бассейна соседних рек. Подобный перехват имел место, например, в бассейнах рек

Терека, Кумы и Малки (рис. 104). Первоначально р. Малка относилась к бассейну р. Кумы. В дальнейшем левый приток р. Терека, отодвигавшийся своим истоком на запад, подрезал водораздел и перехватил воды р. Малки, направив их по кратчайшему пути к общему базису эрозии — Каспийскому морю.

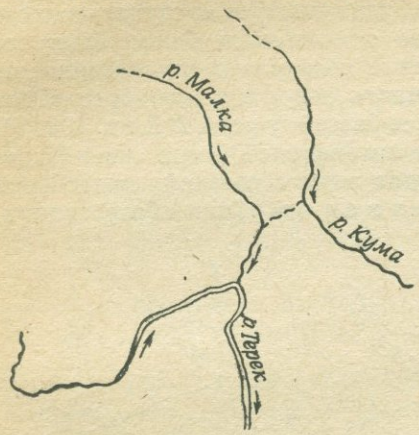


Рис. 104. Гидрографическая сеть в бассейне рек Терека, Кумы и Малки. Пунктиром показано первоначальное русло р. Малки (до перехвата)

Интенсивная эрозионная деятельность рек и вообще поверхностных текучих вод, а также выветривание приводят к значительным изменениям рельефа земной коры. Совокупность процессов разрушения горных пород и переноса продуктов разрушения, вызванных и осуществляемых внешними геологическими агентами, носит название д е н у д а ц и и.

С процессами денудации тесно связаны процессы аккумуляции, сводящиеся к накоплению осадков в пониженных участках земной поверхности. Вследствие процессов денудации разрушаются целые горные страны, которые с течением времени превращаются во всхолмленную равнину. Равнина, возникшая на месте горной страны в результате процессов денудации, называется п е н е п л е н о м или п р е д е л ь н о й р а в н и н о й.

§ 6. УСТЬЯ РЕК

В месте впадения реки в морской или океанический бассейн создаются физико-химические и динамические условия, отличные от обстановки как морского бассейна, так и реки. Вследствие резкого падения скорости течения происходит быстрое отложение обломочного материала, приносимого рекой. Кроме того, в результате смешивания соленых и пресных вод коагулируют и осаждаются коллоиды. Все это обусловливает быстрое накопление осадочного материала. Однако воздействие волновых и приливно-отливных движений может привести к сносу только что осажденного материала. Различные соотношения между процессами накопления и сноса осадочного материала определяют формирование устьев рек двух типов — дельт и эстуариев (рис. 105).

Д е л ь т а — участок суши, отвоеванный рекой у моря, сложенный аллювиальными отложениями и представляющий собой равнину, слабо наклоненную к морю и прорезанную рукавами реки (по М. М. Чарыгину, 1963).

Устье в виде дельт имеется у многих рек, например у Волги, Дуная, Миссисипи, Невы, Нила и др. Классическим образцом дельты

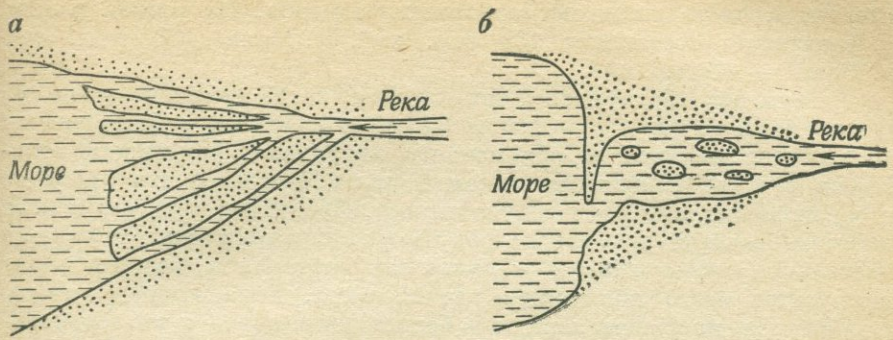


Рис. 105. Схема устьевых частей рек:
а — дельта; *б* — эстуарий

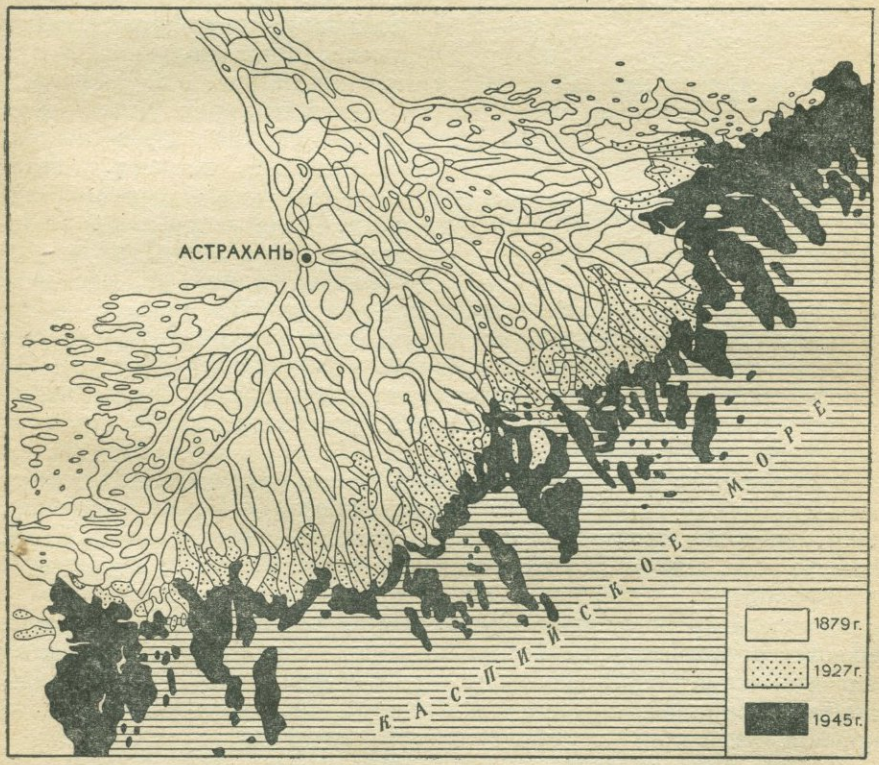


Рис. 106. Рост дельты р. Волги (по М. В. Кленовой)

является устье р. Нила. Площади, занимаемые дельтами рек, весьма различны, часто достигают огромных размеров. Например, дельта р. Миссисипи составляет 150 тыс. км², р. Нила — 35 тыс. км², р. Волги — 18 тыс. км².

Дельты рек образуются в тех случаях, когда приливно-отливные движения и течения в морском бассейне слабы, а реки приносят достаточное количество обломочного материала. Последний отлагается в устье реки и прилежащей части бассейна, что приводит к образованию широкого конуса выноса. Поверхность такого конуса имеет небольшой уклон в сторону моря. В результате русло реки настолько загромождается обломочным материалом, что не может пропустить всего количества речной воды. Вода поднимается и, ища выхода, прорывает наносы и берега реки, образуя многочисленные рукава и протоки. Растущая в результате названных процессов по направлению к морю терраса из аллювиальных осадков, пересекаемая отдельными рукавами реки, и есть дельта. Рост дельты р. Волги показан на рис. 106.

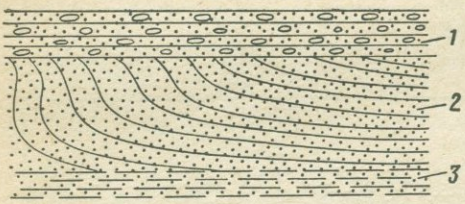


Рис. 107. Строение дельтовых отложений:

1 — кровля; *2* — средний косослоистый горизонт; *3* — нижний горизонтальнослоистый горизонт

Аллювиальные отложения дельт обычно представлены галечниками, песками, глинами, реже карбонатными осадками. Среди этих осадков встречается как морская, так и пресноводная фауна. В строении дельтовых отложений выделяют три горизонта: кровля, образованная горизонтальными или очень слабо наклоненными слоями грубообломочного материала; средний, косослоистый горизонт, где пласты наклонены в сторону моря и содержат более тонкозернистый материал, и нижний, горизонтальнослоистый горизонт (рис. 107).

Эстуарием называется устье реки, имеющее вид узкого залива, глубоко вдающегося в пределы суши (по М. М. Чарыгину, 1963). Известно много рек с эстуариями, к ним относятся Днепр, Днестр, Буг, Эльба, Конго, Амазонка и др. Эстуарии образуются в тех участках земной коры, которые испытывают или испытывали в недалеком прошлом прогибание. В этом случае долина реки оказывается отчасти затопленной водой и река соединяется с конечным водоемом стока узким проливом — эстуарием. О том, что площадь, занятая эстуарием, некогда была сушей, свидетельствуют речные террасы, сохранившиеся на дне многих эстуариев.

В ряде случаев скорость опускания участка земной коры, на котором расположен эстуарий, и скорость накопления осадков в эстуарии могут сравняться. Эстуарии при этом будут засоряться, в них образуются мели, которые по мере поступления обломочного материала превращаются в острова. Подобные процессы приводят

к тому, что эстуарии разделяются на отдельные, слабо связанные между собой водоемы, получившие название *лиманов* (см. рис. 105).

§ 7. ВРЕМЕННЫЕ ПОТОКИ И ПРОЛЮВИЙ

Временные потоки производят ту же работу, что и реки, но проявляется она непостоянно.

Сили — это бурные потоки, возникающие во время ливней в горных областях и состоящие из обломочного материала и грязи. В ряде случаев силевые потоки возникают также в результате обильного таяния снега в горах. Во время ливней или обильного таяния снега русла небольших горных рек, обычно сухих или почти пересохших, превращаются в мощные каменно-грязевые потоки. Обычно силевые потоки обладают огромной разрушительной силой. Обломочный материал выносится на прилегающие равнины. Происходит это потому, что воды потока при выходе на равнину теряют свою скорость в связи с резким изменением уклона и оставляют здесь значительную часть транспортируемого материала. Весь этот обломочный материал располагается у выхода долины веерообразно и образует так называемые конусы выноса. Осадки, отлагаемые силями или другими временными потоками, называются *пролювием*. Он состоит из плохо окатанного, плохо отсортированного обломочного материала и характеризуется отсутствием слоистости.

Сили возникают на Кавказе, в Средней Азии, в Альпах и других горных районах. Довольно часто они наблюдались в районе города Алма-Аты. Особенно большой силь был в июле 1921 г. После сильного ливня в горах р. Малая Алмаатинка вышла из берегов и хлынула в город. Высота отдельных валов воды достигала 1—1,5 м. Водный поток нес большое количество грязи, песка, гравия, гальки и огромных валунов, вес которых превышал несколько тонн. Весь этот обломочный материал силевой поток отложил на улицах города. Подобные сили наблюдались и в последующие годы. Для борьбы с ними в верховьях реки Алмаатинки была построена огромная плотина, которая позволяет регулировать водный поток. Кроме того, созданы специальные силезадерживающие устройства по всему руслу реки от г. Медео до Алма-Ата.

Огромный силевой поток наблюдался в районе Военно-Грузинской дороги в 1971 г. В результате затяжных ливней воды р. Чхери у с. Казбеги значительно поднялись и хлынули вниз по своей долине, а затем по долине р. Терека до селения Балта, неся огромное количество грязи, песка, гравия, валунов и отдельных глыб. Весь этот каменно-грязевой поток прошел расстояние около 40 км, снося все на своем пути. Были разрушены дорога, селения и линия газопровода. Движение силя сопровождалось грохотом, который был слышен на расстоянии нескольких километров.

Для борьбы с силями в СССР создана специальная служба, которая проводит мероприятия по наблюдению, предупреждению и ослаблению последствий их разрушительной деятельности. Строятся плотины, силезащитные дамбы, надолбы и т. д.

§ 8. РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Иногда в аллювиальных отложениях встречаются россыпные месторождения различных полезных ископаемых. Россыпными месторождениями называют такие, которые образовались за счет разрушения коренных пород или коренных месторождений. В отличие от последних россыпные месторождения являются перемещенными. Обычно такое перемещение производится водами рек. В процессе эрозии часто размываются породы, содержащие в первичном залегании рудные и нерудные полезные ископаемые. Часть продуктов разрушения уносится водами рек и рассеивается, а часть при благоприятных условиях оседает в аллювиальных террасовых отложениях. Как правило, в аллювии задерживаются минералы с высокой плотностью. Иногда присутствующие в аллювиальных отложениях скопления ценных минералов могут образовать достаточно высокие концентрации, экономически выгодные для разработки. Таким путем образуются россыпные месторождения золота, платины, алмазов, вольфрама, шеелита, серебра, магнетита, гематита, хромита, граната, циркона и других полезных ископаемых.

При поисках россыпных месторождений часто применяют *шлиховое опробование* аллювия. С этой целью аллювиальный песок промывают водой в специальных лотках. Минералы с высокой плотностью, такие, как золото, платина, серебро, вольфрам и другие, при этом оседают на дно лотка, а сопутствующая песчаная масса, как более легкая, уносится водой при промывке. Следует отметить, что по принципу шлихового опробования, т. е. отмывки аллювиального песка, работают драги, представляющие собой целые плавучие заводы по добыче золота и платины.

Россыпные месторождения различных полезных ископаемых в аллювиальных отложениях имеют огромное значение в народном хозяйстве нашей страны.

Глава IX

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. ФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

К числу экзогенных факторов, активно влияющих на изменение рельефа земной поверхности, разрушение и образование горных пород, относятся подземные воды. Это воды, которые заполняют поры, трещины, каверны горных пород. Подземные воды играют огромную роль в жизни человека и нередко служат источником водоснабжения поселков и городов. В том случае, когда подземная вода содержит много различных солей и не может быть использована в качестве питьевой, ее применяют в технических или лечебных целях. Изучение подземных вод и условий их образования является

одной из важнейших задач. Наука, предмет которой оно составляет, называется гидрогеологией.

Вода, находящаяся в горных породах и заполняющая в них различные пустоты (каверны, трещины, поры), связана с породами в различной степени. Кроме того, в зависимости от условий она может находиться в горных породах в парообразной, жидкой или твердой (в виде льда) фазах.

Парообразной водой называют водные пары, которые находятся в воздухе, заполняющем поры, каверны и трещины горных пород. Чем выше температура в недрах и чем ниже давление, тем больше водных паров может содержаться в воздухе, заполняющем пустоты горных пород. При понижении температуры водные пары, находящиеся в воздухе пустот горных пород, конденсируются. То же происходит и при понижении давления.

Подземную воду, находящуюся в горных породах в жидкой фазе, подразделяют на гигроскопическую, пленочную, капиллярную и гравитационную. Гигроскопическая и пленочная воды являются физически связанными.

Гигроскопической водой называют такую, которая в виде сплошной или развитой только на отдельных участках одномолекулярной пленки покрывает частицы породы. Эта вода настолько прочно связана с частицами породы, что не способна передвигаться в пустотах породы под влиянием силы тяжести. Выделить гигроскопическую воду из породы можно только путем нагревания последней до температуры более 100° С.

Пленочная вода образует на поверхности минеральных частиц сплошную пленку, состоящую из нескольких слоев молекул. Толщина такой пленки может быть различной. Пленочная вода способна передвигаться от частиц с большой толщиной пленки к частицам с меньшей ее толщиной. Движение воды в породе происходит до тех пор, пока пленки не станут равной толщины, причем пленочная вода движется в различных направлениях, не испытывая влияния силы тяжести.

Капиллярная вода находится в мелких пустотах и микротрещинах породы, удерживаясь силами поверхностного натяжения. Она может подниматься по капиллярным каналам снизу вверх, т. е. в направлении, противоположном действию силы тяжести. Поднимается она обычно тем выше, чем меньше диаметр пор или трещин, по которым она движется.

Гравитационная вода присутствует в капельно-жидком состоянии в проницаемых породах, передает гидростатическое давление и передвигается под действием гравитационных сил.

Помимо перечисленных типов физически связанных вод, существуют воды, связанные с горными породами химически и входящие в состав кристаллических решеток минералов или находящиеся в свободных полостях решетки. К ним относят конституционную, кристаллизационную и гидратную воды.

Конституционная вода содержится в кристаллических решетках минералов в виде разобщенных ионов водорода

и гидроксила. Эта вода выделяется из минералов только при их полном химическом разложении. Минералы с конституционной водой образуются лишь в тех участках земной коры, которые характеризуются повышенным давлением.

К р и с т а л л и з а ц и о н н а я в о д а входит в состав кристаллических решеток минералов в постоянном количестве. Она может быть удалена при нагревании, в результате которого происходит разрушение кристаллической решетки минерала с образованием безводного соединения. К числу минералов, содержащих кристаллизационную воду, относится гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), который при нагревании переходит в полугидрат гипса ($2CaSO_4 \cdot H_2O$), а затем в ангидрид ($CaSO_4$).

Г и д р а т н а я в о д а содержится в минералах в непостоянном количестве, заполняя в виде молекул свободное пространство кристаллической решетки минерала. Так как молекулы воды не участвуют в строении решетки минерала, ее удаление не сказывается на структуре минерала, меняются только его физические свойства. Обезвоженные гидраты способны вновь поглощать воду с восстановлением прежних физических свойств.

Наибольший интерес для геологов-нефтяников представляют гравитационные воды, заполняющие поры, трещины, каверны горных пород и способные перемещаться в пласте.

§ 2. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Содержание воды в породе зависит от коллекторских свойств последней, т. е. от ее способности вмещать и пропускать через себя (при изменении давления) воду и любую другую жидкость или газ. Эта способность называется п р о н и ц а е м о с т ь ю. Единицей измерения проницаемости является дарси (Д).

За единицу проницаемости — дарси принимается проницаемость породы, при которой через поперечное сечение образца площадью 1 $см^2$ и длиной 1 см при перепаде давления 0,1 МПа за 1 с проходит 1 $см^3$ жидкости вязкостью 1 сПз. Обычно проницаемость выражают в более мелких единицах — миллидарси (мД), равных 0,001 Д.

Все горные породы в той или иной степени способны пропускать через себя жидкость или газ, однако степень проницаемости их различна. По этому показателю горные породы подразделяют на три группы. К первой группе относят проницаемые породы, через которые жидкость или газ фильтруются наиболее легко. Это — пески, гравий, галечники, трещиноватые разности других пород. Ко второй группе принадлежат полупроницаемые породы — супеси, лёсс, неразложившийся торф и др. К третьей группе относят непроницаемые породы — глины, глинистые сланцы, аргиллиты, сцементированные осадочные породы, нетрещиноватые разности магматических и метаморфических пород, а также породы, находящиеся в зоне многолетней мерзлоты. Породы первой и второй групп слагают водоносные пласты, породы третьей группы образуют пласты-водоупоры.

Способность породы вмещать жидкость или газ зависит от ее пористости. П о р и с т о с т ь ю называют общий объем всех пустот в породе (рис. 108). Для ее количественной оценки применяют коэффициент пористости — отношение объема содержащихся в породе пустот ко всему объему породы. Коэффициент пористости выражается в процентах и вычисляется по формуле

$$n = \frac{V_п}{V_о} \cdot 100\%,$$

где n — коэффициент пористости в %; $V_п$ — объем пустот в породе; $V_о$ — объем породы.

Пористость породы зависит от ее структуры — взаимного расположения и укладки зерен, их формы и степени отсортированности частиц, а также от наличия цементирующего материала. В обломочных породах пористость определяется гранулометрическим составом, под которым понимают размер и форму слагающих породу частиц. Пористость осадочных пород, особенно песков и алевритов, тем выше, чем более однородны по размеру и лучше окатаны отдельные песчаники. И наоборот, чем разнообразнее по размеру частицы, слагающие породу, и чем менее они окатаны, тем меньше пористость породы.

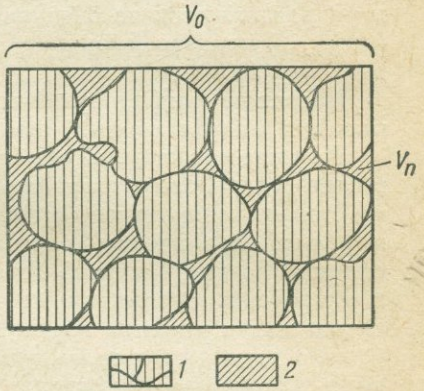


Рис. 108. Объем образца горной породы:

1 — минеральные зерна, слагающие породы; *2* — поровое пространство породы; $V_п$ — суммарный объем пор в данном образце; $V_о$ — объем всего образца

Между пористостью и проницаемостью породы существует определенная зависимость, однако проницаемость определяется не только объемом пустотного пространства, но и формой, размерами пор и трещин. Этим можно объяснить тот факт, что не всегда значительная пористость обеспечивает высокую проницаемость породы. Так, пористость глин нередко бывает не меньше, а даже больше (до 60%) пористости крупнозернистых песков (до 30%) и, несмотря на это, глины непроницаемы. Обусловлено это тем, что размеры пор у глин настолько малы, что большая часть влаги находится в них в капиллярном состоянии, т. е. не способна перемещаться по пласту.

От пористости горной породы зависит ее в л а г о е м к о с т ь — свойство заключать в своих пустотах (порах, кавернах, трещинах, капиллярах) то или иное количество воды (по М. М. Чарыгину, 1963). Различают влагоемкость полную и максимальную молекулярную. Под полной влагоемкостью обычно понимают количество воды, заполняющей все пустоты горной породы и включающей все виды содержащихся в породе вод. Максимальная молекулярная влагоемкость — это количество воды, удерживаемое в горной породе силами молекулярного сцепления после удаления гравитационной воды.

Обычно эта влагоемкость тем меньше, чем больше водопроницаемость пород. Максимальная молекулярная влагоемкость выражается в процентах от полной влагоемкости. Разность между полной и максимальной молекулярной влагоемкостью называется в о д о о т д а ч е й породы. Таким образом, водоотдачей горных пород называется способность их отдавать воду при свободном стоке ее под влиянием силы тяжести (по М. М. Чарыгину, 1963).

Водоотдача обычно определяется коэффициентом, который выражается в процентах от полной влагоемкости пород. Водоотдача 1 м^3 горной породы получила название удельной водоотдачи.

§ 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды по своему происхождению весьма разнообразны и подразделяются на следующие типы: 1) вадозные (инфильтрационные), 2) конденсационные, 3) остаточные (реликтовые), 4) ювенильные, 5) смешанные.

Вадозные (инфильтрационные) воды. Образуются за счет просачивания (инфильтрации) атмосферных осадков или вод рек и озер.

Хорошо известно, какое большое количество атмосферных осадков в виде дождя, снега и града выпадает на земную поверхность. Часть их стекает в пониженные участки рельефа, питая различные озерные, морские, океанические водоемы и речные потоки. Выпавшие атмосферные осадки частично испаряются с поверхности Земли и уходят в атмосферу. Остальная их часть в результате инфильтрации просачивается в верхние горизонты земной коры. Таким путем формируются вадозные, или блуждающие, подземные воды. По-видимому, воды такого происхождения составляют основную массу подземных вод.

Конденсационные воды. Существование подземных вод не всегда можно объяснить инфильтрацией атмосферных осадков. В частности, это относится к районам пустынь и полупустынь, где количество осадков незначительно и выпадающие осадки быстро испаряются. Вместе с тем, даже в пустынных областях на некоторой глубине от поверхности земли присутствуют подземные воды. Образование таких вод объясняют с помощью конденсационной гипотезы, а воды этого типа называют конденсационными. Сущность конденсационной гипотезы состоит в следующем. Влажный воздух у поверхности земли, особенно в летнее время, всегда теплее почвенного. Благодаря этому возникает разница в давлении водных паров, находящихся в атмосфере и в почве. Водные пары, проникая в силу перепада давлений из атмосферы в горные породы, в условиях пониженных температур конденсируются и превращаются в воду. Эта гипотеза хорошо объясняет наличие пресных вод в пустынях и на некоторых океанических островах. По-видимому, конденсационные воды образуются и в других климатических зонах, но роль их в пополнении запасов подземных вод там значительно меньше, чем в засушливых районах.

Остаточные, или реликтовые, воды. К этому типу относят подземные воды, образовавшиеся за счет захоронения вод древних

бассейнов совместно с накопившимися в них осадками. Большая часть осадочных горных пород образовалась из осадков, которые формировались в водной среде. Воды этих древних морских или озерных водоемов могли сохраниться в осадках и в сформировавшихся из них породах или просочиться в окружающие породы. В том и другом случае такие подземные воды относят к остаточным, или реликтовым. В зависимости от того, остались ли реликтовые воды на месте или переместились в другие толщи, они подразделяются на два типа. К первому типу относят так называемые *сингенетичные подземные воды*, которые были захоронены одновременно с заключающим их осадком и сохранились в нем. Они составляют только часть погребенных вод. Другая часть их при диагенезе и превращении осадка в осадочную горную породу отжимается в перекрывающие или подстилающие толщи. *Подземные воды* этого типа называют *эпигенетичными*. Формированию сингенетичных вод благоприятствует совместное залегание пористых, насыщенных водами осадков и изолирующих их водонепроницаемых слоев.

Ювенильные воды. Такие воды поступают из глубинных недр земной коры, их происхождение связано с внедрением расплавленной магмы. Магма, как уже указывалось, представляет собой силикатный расплав, насыщенный различными газами. При охлаждении магмы из нее выделяются газообразные компоненты и пары воды, которые затем конденсируются в перегретые воды. Двигаясь вверх из области высоких давлений и температур в области с низким давлением, термальные воды обогащаются солями и газами, в конечном итоге достигают верхних горизонтов земной коры и могут попасть в осадочные породы, заполняя их пустоты (каверны, трещины, поры). Подземные воды глубинного происхождения, связанные с магматическими очагами, называют ювенильными или девственными. Второе название дано этим водам потому, что они впервые появляются в земной коре и только в дальнейшем начинают участвовать в общем круговороте воды на земле.

Ювенильное происхождение подземных вод признают не все гидрогеологи, а те, которые признают, отводят им незначительную роль в общем балансе подземных вод.

Подземные воды смешанного происхождения. Поскольку подземные воды перечисленных типов могут образовываться в одних и тех же участках земной коры, но на разных уровнях, естественно, что при сложных путях своей миграции они обычно смешиваются и дают начало подземным водам смешанного происхождения. В частности, вадозные (инфильтрационные) воды возникают в верхних частях земной коры и под действием гравитационных сил стремятся проникнуть в глубь земли. Ювенильные (девственные) воды, наоборот, образуются в глубинных недрах и стремятся подняться вверх в зоны с меньшими давлением и температурой. Двигаясь навстречу друг другу, они образуют подземные воды смешанного типа. То же иногда происходит и с реликтовыми и конденсационными водами. В итоге все они составляют подземные воды смешанного типа.

§ 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО УСЛОВИЯМ ЗАЛЕГАНИЯ

По условиям залегания обычно выделяют четыре типа подземных вод: почвенные воды, воды верховодки, грунтовые (межпластовые) и напорные (артезианские) воды. Рассмотрим более подробно эти типы подземных вод.

Почвенные воды. Вода, располагающаяся у самой поверхности земли и заполняющая пустоты в почве, называется почвенной. Она подвержена значительному воздействию сезонных климатических колебаний. В частности, в летнее время почвенная вода сильно нагревается, в ряде случаев полностью испаряясь, зимой замерзает, в дождливые периоды обильно насыщает почву. В засушливых областях в результате частичного испарения почвенная вода обогащается солями и становится сильно минерализованной. При полном испарении из нее кристаллизуются минералы, что является причиной образования солонцов и солончаков.

Воды верховодки. Верховодкой называют подземные воды, которые залегают на небольшой глубине в зоне аэрации, т. е. в зоне свободного проникновения воздуха. Обычно верховодка не образует сплошного и постоянного водоносного горизонта, а залегает в виде сравнительно небольших по размеру линз, которые подстилаются водоупорными породами. Мощность таких линз верховодки обычно не превышает 0,5—1 м, реже достигает 2—3 м. Уровень воды верховодки подвержен значительным колебаниям, чем объясняется исчезновение воды в колодцах в районах с засушливым климатом. Характерными особенностями верховодки являются: ограниченность ее распространения, совпадение области питания и распространения; отсутствие напора в ее водах.

Несмотря на то, что воды верховодки залегают в виде линз и отличаются небольшой мощностью, они имеют определенное практическое значение в пустынных и полупустынных областях. В этих районах постоянные горизонты подземных вод залегают сравнительно глубоко, поэтому многие колодцы проведены на верховодку. Эти колодцы являются основными источниками водоснабжения, особенно весной и осенью.

Безнапорные воды (грунтовые и межпластовые). Ниже зоны аэрации все пористые и трещиноватые горные породы насыщены водой. Проникновение атмосферных осадков в глубь земной коры происходит до тех пор, пока вода не достигнет кровли первого водоупорного пласта, обычно сложенного глинистыми породами. Достигнув водоупорного пласта, инфильтрационные воды начинают перемещаться в горизонтальном направлении в виде тонких струек, параллельных друг другу. Такое движение свободных подземных вод называется ламинарной фильтрацией и подчиняется закону Дарси.

Для простейших условий прямолинейного параллельного потока закон фильтрации Дарси выражается уравнением:

$$Q = KFi,$$

где Q — расход потока; K — коэффициент фильтрации (постоянная величина, зависящая от проницаемости данной породы и свойств фильтрующейся жидкости); F — площадь поперечного сечения фильтрующей среды; i — гидравлический уклон, или напорный градиент.

Обычно гидравлический уклон равен величине падения напора на единицу длины в направлении фильтрации:

$$i = \frac{\Delta H}{\Delta l},$$

где ΔH — перепад напоров; Δl — длина потока.

Скорость фильтрации можно определить, разделив величину расхода потока на площадь поперечного сечения фильтрующей среды. Таким образом, скорость фильтрации (или скорость движения грунтовых вод) равна произведению коэффициента фильтрации на гидравлический уклон:

$$v = Ki,$$

где v — скорость потока.

Следует иметь в виду, что скорость движения грунтовых вод относительно невелика по сравнению со скоростями течения рек.

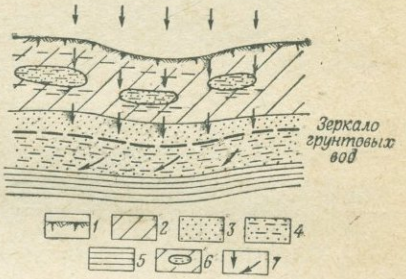


Рис. 109. Схема залегания почвенной воды, верховодки и грунтовой воды:

1 — почвенный слой, обогащенный почвенной водой; *2* — рыхлые породы, расположенные в зоне аэрации; *3* — пласт песка; *4* — водоносный горизонт; *5* — глина, образующая водоупорное ложе; *6* — линзы верховодки; *7* — направление движения атмосферных осадков и грунтовых вод

Атмосферные воды, просачиваясь сверху вниз вплоть до водоупора, а затем перемещаясь в горизонтальном направлении, постепенно снизу вверх заполняют все пустоты горной породы до достижения ею полной влагоемкости. Так, в конечном счете возникают водоносные горизонты (рис. 109).

Водоносным горизонтом является пласт или слой породы, в котором поры, пустоты и трещины заполнены водой до полной влагоемкости (по М. М. Чарыгину, 1963). У каждого такого пласта имеются кровля и подошва. Если пласт не полностью заполнен водой, то под водоносным горизонтом понимают лишь водонасыщенную часть.

Первый от поверхности земли постоянный водоносный горизонт называется горизонтом грунтовых вод. Грунтовые воды обладают свободной поверхностью — зеркалом или уровнем грунтовых вод, который повышается в дождливые и понижается в засушливые периоды, но в целом в общих чертах повторяет рельеф местности (см. рис. 109). Если уровень грунтовых вод на каком-то участке поднимается до дневной поверхности, образуется болото.

Колебание уровня грунтовых вод зависит не только от климатических условий. Он значительно опускается на участках дренажа,

в частности, у колодцев, проведенных на горизонт грунтовых вод. В таком колодце образуется воронка депрессии (рис. 110).

В целом для грунтовых вод характерно: наличие свободной поверхности — зеркала; наличие только одного, подстилающего, водоупора; отсутствие гидростатического напора.

Помимо грунтовых вод, выделяют так называемые безнапорные межпластовые воды. В отличие от грунтовых вод они заключены между двумя водоупорными горизонтами, поэтому питание таких безнапорных межпластовых горизонтов происходит не по всей площади водоносного пласта, а только в месте его выхода на поверхность земли.

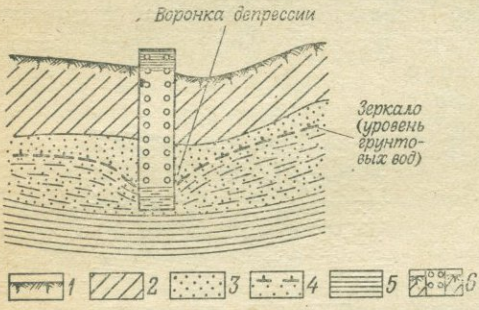


Рис. 110. Изменение уровня грунтовых вод в колодце:
1 — почва; *2* — рыхлые породы; *3* — песчаник; *4* — водонасыщенный песчаник; *5* — водоупорная глина; *6* — колодец

Напорные (артезианские) воды. Наряду с безнапорными межпластовыми водами в природе существуют напорные межпластовые, или артезианские, воды (рис. 111). Такие воды формируются в определенных условиях; главными из них являются структурные особенности водоносного горизонта, который должен: залегать моноклинально или образовывать широкую мульду; в кровле и подошве ограничиваться водоупорными слоями; по периферии выходить на дневную поверхность, обеспечивая тем самым питание атмосферными водами; в местах выхода на поверхность располагаться на достаточной высоте, обеспечивающей гидростатический напор.

При наличии перечисленных условий атмосферная вода, попавшая в водоносный пласт в области питания, под действием силы тяжести стремится к центру мульды (синклинали), где создается гидростатический напор, заставляющий ее самоизливаться. Этим объясняется тот факт, что любая точка артезианского пласта характеризуется гидростатическим уровнем и гидростатическим напором.

Под гидростатическим (пьезометрическим) уровнем понимается воображаемая поверхность, проходящая через области питания и разгрузки и определяющая высоту напора воды в данном месте (рис. 111). Пьезометрический уровень обычно выражается в абсолютных отметках по отношению к уровню моря. Выше этого уровня артезианская вода при фонтанировании подняться не может.

Под гидростатическим (пьезометрическим) напором понимают высоту столба воды от кровли водоносного горизонта до пьезометрического уровня. Пьезометрический напор выражается в метрах.

В ряде геологических структур, заключающих артезианские воды, может быть несколько водонапорных горизонтов, в этом случае говорят об артезианском бассейне. У каждого артезианского бассейна выделяют (рис. 111) область питания (выход водоносных слоев на дневную поверхность), область разгрузки (дренирования) и область напора (распространения), под которой понимают всю площадь бассейна, расположенную между областью питания и разгрузки (рис. 111).

В пределах земного шара известны артезианские бассейны, площадь которых измеряется десятками, сотнями и даже тысячами

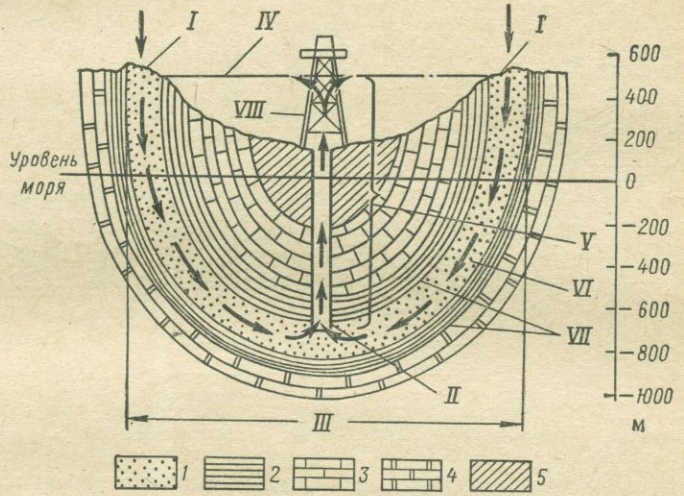


Рис. 111. Схема строения артезианского бассейна:

1 — песок; *2* — глина; *3* — известняк; *4* — доломит; *5* — суглинок. *I* — область питания; *II* — область разгрузки (дренирования); *III* — область напора; *IV* — пьезометрический (гидростатический) уровень; *V* — пьезометрический (гидростатический) напор; *VI* — водоносный горизонт; *VII* — водоупорные горизонты; *VIII* — артезианская скважина

квадратных километров. Самым обширным артезианским бассейном в мире считают Квинслендский с прилегающими частями Нового Южного Уэльса и Южной Австралии. В СССР известны Прибалтийский, Днепровско-Донецкий, Причерноморский, Восточно-Предкавказский, Московский и другие артезианские бассейны. В частности, в Московском артезианском бассейне напорные воды приурочены к трещиноватым известнякам и доломитам каменноугольного возраста, общая мощность которых колеблется от 150 до 400 м. В этом бассейне насчитывается три водоносных горизонта, которые разделены глинистыми водоупорами. Вода этих горизонтов хорошего качества и широко используется в общей системе водоснабжения г. Москвы.

Другим примером артезианского бассейна может служить Восточно-Предкавказский. Как видно из профиля (рис. 112), область питания нижнемеловых артезианских вод располагается в районе

с. Элькум, где меловые отложения выведены на дневную поверхность. На севере нижнемеловые отложения на дневную поверхность не выходят, но значительно воздымаются в районе вала Карпинского, способствуя тем самым созданию гидростатического напора во всей артезианской системе. В качестве водоупоров здесь присутствуют породы палеозойского фундамента и майкопская глинистая толща. Скважины, пробуренные на нижнемеловые отложения, как правило, являются артезианскими, однако качество воды в ряде случаев низкое — она сильно минерализована.

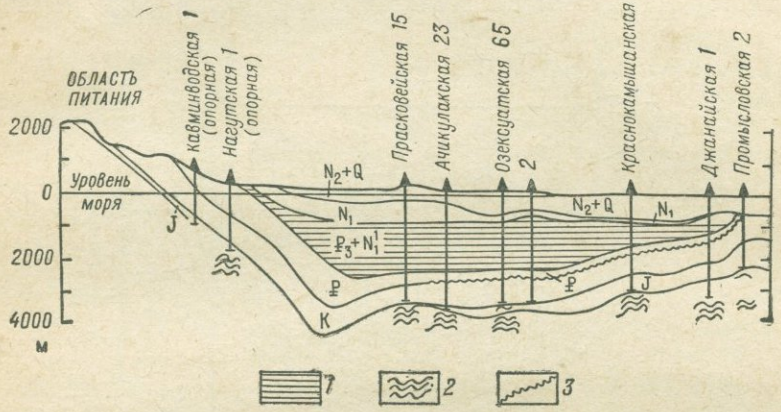


Рис. 112. Схематический гидрогеологический профиль по линии Кавказские Минеральные Воды — вал Карпинского (по С. Б. Вагину):

1 — глина (палеоген — неоком); *2* — породы кристаллического фундамента; *3* — линии размывов

Кроме подземных вод рассмотренных выше типов, которые приурочены к пластам осадочных пород, существуют так называемые т р е щ и н н ы е в о д ы, связанные с зонами интенсивной трещиноватости. Такие воды чаще всего встречаются в трещиноватых известняках, магматических и метаморфических породах. Вода заполняет целые системы сообщающихся между собой трещин. В отличие от грунтовых и межпластовых вод трещинные воды часто образуют не пластовые, а массивные природные резервуары.

§ 5. ИСТОЧНИКИ (РОДНИКИ)

Источником, или родником, называют любой естественный выход подземной воды на поверхность земли. Чаще всего источники (родники) приурочены к пониженным участкам рельефа, где горизонты подземных вод выходят на дневную поверхность. Если на поверхность выходят горизонты грунтовых и межпластовых ненапорных вод, то вода источников изливается медленно и спокойно. Если же источник питается водами артезианского горизонта, то образуются ключи, грифоны и т. д.

Количество воды, которое дает источник в единицу времени, называется д е б и т о м. Источники характеризуются большим разнообразием дебитов, что в значительной степени связано с условиями их питания и степенью водопроницаемости пород, слагающих водоносный горизонт. Источники отличаются друг от друга не только величиной дебитов, но и степенью минерализации воды и ее температурой.

Многообразие источников заставляет классифицировать их по различным признакам — по происхождению вод, направлению их движения, температуре и химическому составу вод и т. д.

Классификация источников (родников) по происхождению. По своему генезису источники, как и подземные воды, классифицируются на вадозные, ювенильные и смешанные. Отнесение того или иного источника к определенному типу в основном зависит от характера его питания: если источник питается за счет вадозных вод, его считают вадозным, если за счет ювенильных вод — ювенильным. Подземные воды на путях своей миграции могут смешиваться и уже после этого выходить на поверхность. Источники с таким питанием относят к смешанному типу.

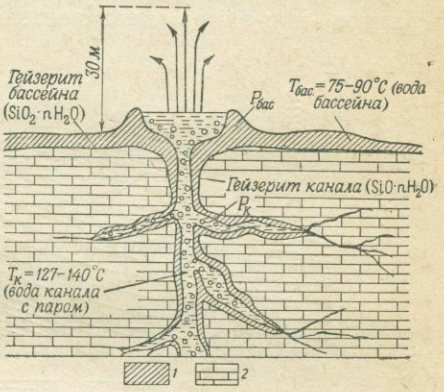


Рис. 113. Схематический разрез гейзера:

1 — гейзерит; *2* — трещиноватые известняки; $p_{бас}$ — давление воды в бассейне; $p_к$ — давление воды в канале; $T_{бас}$ — температура воды в бассейне; $T_к$ — температура воды в канале

В ряде случаев определить генетический тип источника очень трудно. Основным критерием для решения вопроса о происхождении вод источника, а следовательно, и для установления его типа служит дебит источника. У ювенильных источников дебит во все времена года постоянный, у вадозных — переменный и во многом зависит от сезона. Для определения типа источника ведется длительное наблюдение (несколько лет) за его дебитом. Если последний оказывается постоянным, источник считают ювенильным, если дебит переменный — вадозным.

Больше распространены источники вадозного типа и ювенильные, приуроченные к определенным областям. Ярким примером последних следует считать гейзеры. Это горячие источники, выбрасывающие со взрывом через известные промежутки времени столб горячей воды с паром. Обычно гейзеры приурочены к областям активной вулканической деятельности. В частности, они широко распространены в Исландии, Новой Зеландии, США и СССР (Камчатка).

Термин «гейзер» происходит от исландского названия большого гейзера, расположенного в широкой долине к северо-востоку от вулкана Геклы (рис. 113). Вода любого гейзера содержит водную

окись кремния ($SiO_2 \cdot H_2O$), которая откладывается у его выходов и называется гейзеритом. В рассматриваемом гейзере наплывы из гейзерита, образовавшиеся путем отложения его из переливающейся и фонтанирующей воды, окружают бассейн округлой формы. Диаметр бассейна достигает 20,7 м, глубина 1,2 м. Бассейн до краев наполнен горячей водой, температурой порядка 75—90° С. Из центра бассейна вглубь уходит канал, который также «облицован» гейзеритом. Температура воды в канале значительно выше, чем в бассейне (порядка 127—140° С). Вследствие высокого давления, обусловленного столбом воды, вода в канале не кипит, хотя ее температура постоянно повышается в результате поступления снизу

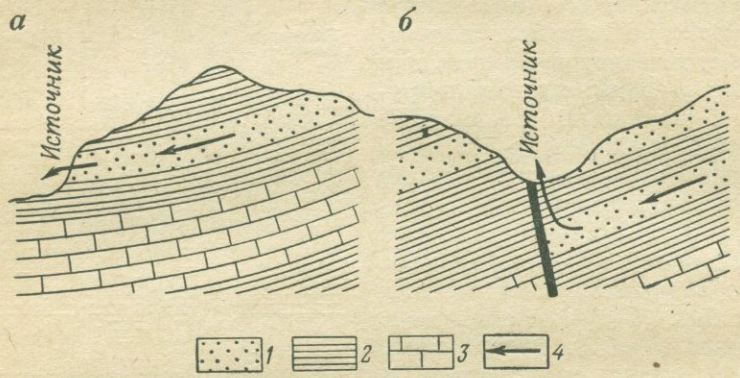


Рис. 114. Схема источников:
а — нисходящий; *б* — восходящий. *1* — водоносные пески; *2* — водоупорные пески; *3* — массивные известняки; *4* — направление движения подземных вод в источниках

перегретого пара. В результате температура в канале настолько увеличивается, что достигает точки кипения при данном давлении. Часть воды при этом мгновенно превращается в пар, который поднимает водяной столб и обусловливает выброс горячей воды с паром на значительную высоту. Выброс длится примерно 10 мин и повторяется через каждые 24—30 ч. В момент выброса часть воды разбрызгивается, часть испаряется, а оставшаяся вода стекает обратно в бассейн, который пополняется и за счет воды, поступающей из канала. После заполнения бассейна снова начинаются процессы, которые вновь приводят к выбросу воды.

Классификация источников по направлению течения. По направлению течения воды источники подразделяются в основном на две группы — нисходящие и восходящие (рис. 114). Источники, которые питаются за счет грунтовых вод или вод верховодки, являются нисходящими; источники, которые питаются пластовыми и особенно артезианскими водами, называются восходящими. Кроме названных групп, известны источники, связанные с водами трещинного типа. К таким обычно относят оклюзные, или перемежающиеся, источники (рис. 115). Как правило, они приурочены к карстовым известняковым массивам, в которых

имеются пустоты, соединяющиеся системой трещин. Атмосферные воды по этим трещинам проникают в крупные пустоты (пещеры) и заполняют их до определенного уровня. По системе выводящих трещин воды могут выходить на дневную поверхность, образуя источник. Последний функционирует, если уровень воды в пещере располагается выше выводящих трещин (рис. 115, уровень *А*), если уровень опустится ниже (положение *Б*), родник иссякнет. Изменение уровня воды в пещере во многом зависит от количества атмосферных осадков, что и обусловливает периодическое, перемежающееся действие источника. Подобные источники широко развиты в Крыму и на Кавказе, а также в пределах западного склона Урала и других местах.

Классификация источников по температуре воды. По температуре воды все источники подразделяются на обычные, холодные и горячие. К обычным источникам относят такие, температура воды которых приблизительно равна среднегодовой температуре воздуха в месте расположения источника. Их называют изотермическими.

Температура воды холодных родников значительно ниже среднегодовой температуры воздуха данного района, их называют гипотермическими. К горячим источникам относят такие, температура воды которых выше среднегодовой температуры воздуха данного района; часто источники с температурой воды более +20° С называют термальными.

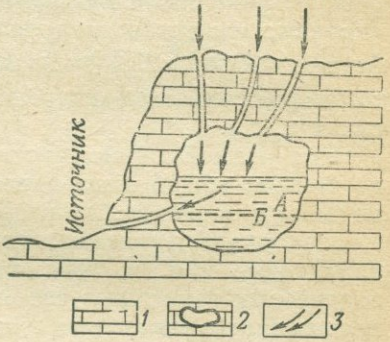


Рис. 115. Схема воклюзного (перемежающегося) источника:
1 — массивные карстующиеся известняки; *2* — карстовые пещеры, заполненные водой; *3* — направление движения атмосферной и подземной воды

Для отнесения источника к тому или иному типу длительное время наблюдают за температурой его вод, затем полученные данные сопоставляют с данными о температуре воздуха в районе расположения источника. Источники с одной и той же температурой воды, но расположенные в разных климатических поясах, могут быть отнесены к разным типам, т. е. температура термального источника в северных районах может совпадать с температурой холодного в южных.

Классификация источников по химическому составу вод. Подземные воды, как правило, содержат то или иное количество растворенных солей. Суммарное количество растворенных солей называют общей минерализацией вод. Насыщение подземных вод различными солями происходит в процессе сложного взаимодействия подземных вод и горных пород, по которым они движутся. Подземные воды, растворяя легкорастворимые соединения, переносят их на большие расстояния и при определенных условиях могут осаждать в виде минералов в пустотах горных пород или у выходов подземных вод на поверхность.

Крупнейший советский геохимик акад. В. И. Вернадский подразделил все природные воды по степени их минерализации на ряд групп: пресные, солоноватые, соленые и рассолы. Согласно классификации В. И. Вернадского, пресные воды содержат меньше 1 г/л растворенных солей; солоноватые воды характеризуются общей минерализацией от 1 до 10 г/л; соленые — от 10 до 50 г/л; рассолы — более 50 г/л.

Помимо количественных показателей, при классификации подземных вод используют данные о химическом составе растворенных в них солей. Подземные воды классифицируют по химическому составу на основании преобладающих анионов и катионов. Наиболее распространенными классами вод, выделенными по преобладающим анионам, являются: гидрокарбонатные (HCO_3^- >25%-экв), сульфатные (SO_4^{2-} >25%-экв), хлоридные (Cl^- >25%-экв), сложного состава (сульфатные гидрокарбонатные, хлоридные гидрокарбонатные и т. д.).

При полной характеристике подземных вод указывают их класс по степени общей минерализации и тип по составу преобладающих анионов и катионов, например: гидрокарбонатные кальциевые воды или гидрокарбонатные магниевые, сульфатные кальциевые, хлоридные кальциевые и т. д. Так, характеризуя воды глубокозалегающих водоносных горизонтов европейской части СССР, отмечают, что они представлены рассолами общей минерализацией 270—350 г/л, хлоридными натриевыми и хлоридными натриево-кальциевыми по составу.

В верхних частях земной коры в общем случае устанавливается четко выраженная вертикальная гидрохимическая зональность: сверху вниз располагаются зоны гидрокарбонатных, сульфатных и, наконец, хлоридных вод.

§ 6. ВОДЫ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На нефтяных и газовых месторождениях нефть и газ залегают совместно с напорными подземными водами. При этом газ располагается гипсометрически выше нефти, а вода, как правило, — ниже нефти, отделяясь от нее водонефтяным контактом (рис. 116).

Существуют чисто нефтяные и чисто газовые залежи, однако практически в любом случае углеводороды залегают совместно с подземными водами. Кроме того, в разрезах месторождений имеются чисто водоносные пласты (рис. 116).

Пластовые напорные воды нефтяных и газовых месторождений, согласно классификации М. А. Жданова и др. (1966), подразделяются по отношению к нефтяному пласту на ряд типов (табл. 14). Наличие в нефтяных месторождениях типов подземных напорных вод обусловливает и разнообразное положение контактов между нефтью и водой. В частности, при наличии нижних краевых вод положение контакта нефть — вода определяется двумя контурами: внешним и внутренним (рис. 117). Внешний контур проводится по кровле нефтяного пласта, а внутренний — по подошве. Та часть

пласта, которая расположена между внутренним и внешним контурами нефтеносности, содержит сверху нефть, а внизу воду и называется приконтурной зоной.

В процессе разработки нефтяных месторождений положение контура нефть — вода меняется. Одной из задач разработки месторождений является обеспечение равномерного продвижения контура нефтеносности.

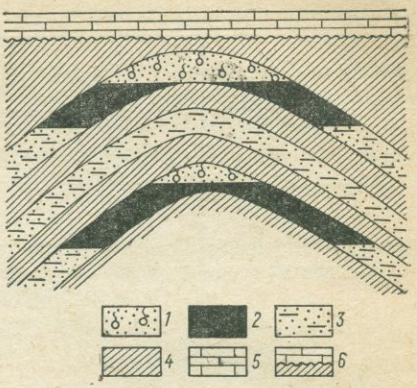


Рис. 116. Разрез нефтяного месторождения:

1 — газонасыщенные песчаники; *2* — нефтенасыщенные песчаники; *3* — водонасыщенные песчаники; *4* — непроницаемые породы (водоупоры) или покрышки; *5* — карбонатные породы; *6* — поверхность несогласия

Геологи-нефтяники постоянно изучают подземные воды нефтяных и газовых месторождений, их динамический режим и химический состав. Следует отметить, что названные воды обычно характеризуются повышенной минерализацией. По составу они, как правило, относятся к типу хлоридных кальциевых (хлоркальциевых), реже к типу гидрокарбонатных натриевых. Для них характерно повышенное содержание ионов иода, брома, бора, часто присутствует сероводород. Отличительной особенностью вод нефтяных месторождений является отсутствие или весьма малое содержание сульфатов и наличие солей нафтеновых кислот. Для установления общей минерализации подземных вод нефтяных и газовых месторождений определяют количество солей, растворенных в 1 л, т. е. вес сухого остатка (в миллиграммах или граммах). Сухой остаток характеризует общую минерализацию вод нефтяных и газовых месторождений, которая выражается в процентах по отношению к весу 1 л воды.

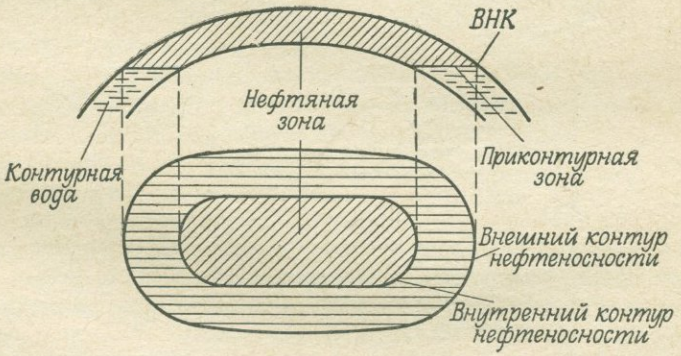


Рис. 117. Схема нефтяной залежи и положение водонефтяного контакта (ВНК)

Типы подземных вод и формы их залегания

Тип подземных вод	Форма залегания	Схема залегания
Нижние краевые (контурные)	В пониженных частях нефтяного пласта и подпирающие нефтяную залежь	Нижняя краевая (контурная) вода
Подошвенные	В нижней, подошвенной части нефтяного пласта в пределах всей структуры (включая ее сводовую часть)	Подошвенная вода
Промежуточные	Приурочены к водоносным пластам или пропласткам в нефтяном пласте, являющимся единым объектом разработки	Промежуточная вода
Верхние краевые	В размытой сводовой части залежи либо в головной части моноклинально залегающих нефтеносных пластов	Верхняя краевая
Верхние	Приурочены к водоносным пластам, залегающим выше нефтяной залежи	Верхняя вода
Нижние	Приурочены к водоносным пластам, залегающим ниже нефтяной залежи	Нижняя вода

Многочисленные анализы вод нефтяных и газовых месторождений показали, что их общая минерализация колеблется в довольно больших пределах. Так, в Грозненском нефтяном районе она достигает 6,3%, в Бакинской нефтяной провинции доходит до 17% и т. д.

Нефть и углеводородные газы обладают способностью десульфировать (восстанавливать) растворенные в подземных водах сульфаты. Этот процесс, по-видимому, происходит при участии бактерий. В конечном счете он приводит к тому, что большинство вод, так или иначе соприкасающихся с нефтью или углеводородным газом, характеризуется повышенным содержанием сероводорода, карбонатов и пониженным содержанием или полным отсутствием сульфатов.

Подземные воды на нефтяных и газовых месторождениях играют двоякую роль. Они являются одним из активных факторов формирования залежи, однако при эксплуатации месторождения могут оказывать как положительное, так и отрицательное влияние. В последнем случае с ними ведут борьбу.

Положительная роль воды при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений проявляется в случае использования законтурного заводнения (рис. 118). Обычно нефтяная залежь подпирается краевыми (контурными) водами, которые создают определенное пластовое давление. На первом этапе эксплуатации месторождения скважины, проходящие нефтяную часть пласта, обычно фонтанируют. По мере интенсивного отбора нефти давление в пласте постепенно падает, а контур нефть — вода перемещается. Для поддержания высокого давления в нефтяном пласте и продления наиболее экономичного фонтанного периода добычи по периферии залежи (за контуром нефть — вода) бурят скважины, в которые нагнетают подземную воду. Такая законтурная вода сжимает нефтяную залежь, создавая нужное давление в пласте.

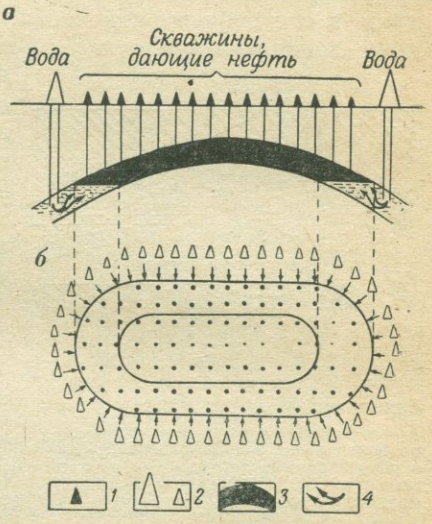


Рис. 118. Схема законтурного заводнения:

а — в разрезе; *б* — в плане. *1* — нефтяные скважины; *2* — водяные скважины; *3* — нефтяная часть пласта; *4* — направление движения законтурных вод

При наличии подошвенных вод в ряде случаев, даже в самом начале эксплуатации месторождения, появляются конусы обводнения, с которыми необходимо вести борьбу (рис. 119). В этом случае подземные воды препятствуют разработке залежи. Они прорываются к скважинам в конусах обводнения, а нефть остается в пласте, и для извлечения ее приходится бурить новые дополнительные скважины.

Отрицательную роль подземные воды нефтяных и газовых месторождений играют и в тех случаях, когда залежи состоят из частого переслаивания нефтяных, газовых и водяных пластов. При вскрытии таких залежей необходимо изолировать воду от нефти и стремиться к тому, чтобы вода не попадала в эксплуатационные скважины. С этой целью в бурящихся скважинах перекрывают воду, т. е. производят тампонаж. Существует много способов тампонажа.

В случае, когда в пределах эксплуатируемой части пласта залегают более или менее мощные водоносные горизонты, производят цементирование всего объекта с последующим прострелом отверстий лишь в его нефтеносной части. Если же нефтяная залежь залегает ниже водоносных горизонтов, то, прежде чем ее вскрыть, перекрывают вышележащие водоносные пласты. С этой целью спускают колонну труб и только после этого производят вскрытие нефтяного пласта. Если тампонаж произведен качественно, подземные воды вышележащих водоносных горизонтов окажутся изолированными и из залежи будет поступать чистая нефть.

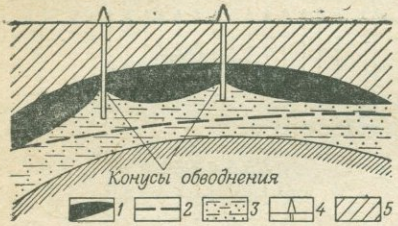


Рис. 119. Схема образования конусов обводнения при наличии подошвенной воды:

1 — нефтенасыщенные пески; *2* — первоначальное положение ВНК; *3* — водонасыщенные пески; *4* — нефтяные скважины; *5* — водонепроницаемые породы (водоупоры)

Изучение подземных вод нефтяных и газовых месторождений имеет не только практическое, но и большое теоретическое значение. Результаты этого изучения используют для правильной оценки перспектив нефтегазоносности территорий. Так, признаками промышленных скоплений нефти и газа в определенном районе являются исчезновение сульфатов в составе пластовых вод и одновременное резкое увеличение содержания карбонатов. Положительным гидрохимическим показателем при оценке перспектив нефтеносности территории является также повышенное содержание иода, брома, сероводорода в водах хлоридного кальциевого типа и т. д. Если подземные воды в исследуемом районе характеризуются указанными особенностями, это дает право предполагать здесь существование нефтяных, газовых или газоконденсатных месторождений.

§ 7. КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И МЕХАНИЧЕСКАЯ СУФФОЗИЯ

Геологическая деятельность, совершаемая подземными водами, заключается прежде всего в растворении минералов или горных пород, по которым они движутся. Растворяющая способность подземных вод значительно усиливается с повышением давления и температуры, а также при наличии растворенных в ней газов. В частности, химически чистая вода оказывает на известняки незначительное растворяющее действие, но в присутствии углекислого газа агрессивность вод резко повышается.

Наиболее хорошо и часто растворимыми являются такие минералы, как $NaCl$, KCl, $CaCl_2$, $FeCl_3$, $CaCO_3$, $FeCl_2$, $CaCO_3$, $MgCO_3$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и другие. В районах распространения пород, слагаемых этими минералами вода, проникая вниз по трещинам и порам, растворяет (выщелачивает) отдельные элементы и после установления сквозного стока уносит растворенный материал. Подобные процессы растворения повторяются многократно, пока во вмещающих породах не образуется целая система соединяющихся пустот и каналов, в дальнейшем увеличивающихся в размерах. Так возникают *карстовые пещеры*.

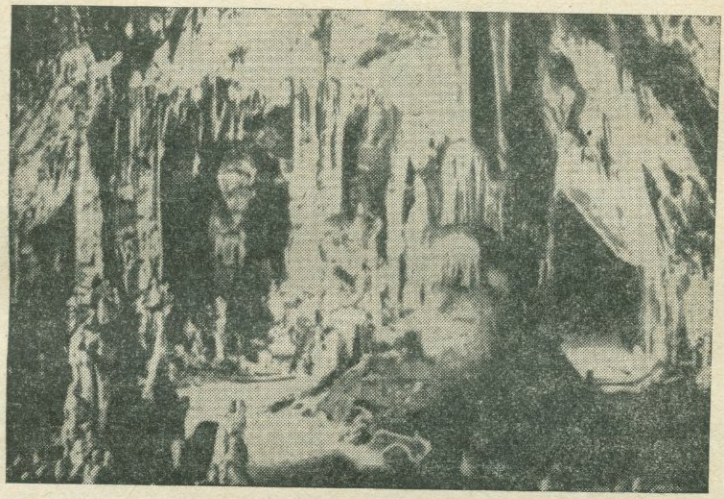


Рис. 120. Один из подземных залов пещеры Аггтелек-Домица (Венгрия — Чехословакия)

Термин «карстовые» происходит от географического названия Карстового плато, расположенного на побережье Адриатического моря вблизи Триеста, где эти явления наиболее ярко выражены, впервые изучены и подробно описаны.

Карстовые пещеры иногда достигают огромных размеров. Они широко известны в США, СССР, Франции, Италии, Венгрии, Чехословакии, Югославии и других странах. Свыше сотни пещер содержат «кавернозные известняки», слагающие плато Кентукки (США). Здесь находится и Большая мамонтовая пещера, которая состоит из каналов и гротов общей протяженностью свыше 48 км и площадью свыше 650 км². Наибольшей сталактитовой пещерой в Европе считается Аггтелек-Домица, расположенная на границе Чехословакии и Венгрии. Общая протяженность пещеры превышает 28 км, из которых 7 км находится на территории Челословакии и около 21 км на территории Венгрии (рис. 120).

Весьма примечательна Кунгурская пещера, расположенная на западном склоне Урала в пределах бассейна р. Сылвы в гипсах

и известняках пермского возраста. Общая длина всех изученных ходов превышает 4,6 км. Внутри пещеры находится большое количество озер, в том числе 19 крупных. Самое большое озеро занимает площадь около 200 м². Характерными особенностями Кунгурской пещеры являются многоэтажность и низкая температура воздуха, колеблющаяся от —2° С до —3° С, что обусловливает в ней круглогодичное присутствие льда.

Много карстовых пещер имеется в Крыму и на Кавказе.

Следует отметить, что натечные формы характерны для многих карстовых пещер и образуются вследствие выпадения солей из минерализованных подземных вод. Среди натечных форм, которые чаще всего сложены кальцитом, выделяют сталактиты, сталагмиты, колонны, занавеси, перегородки и т. д. Образуются они следующим образом. Подземные воды, проходя через известняки, частично растворяют их и насыщаются бикарбонатом кальция $Ca(HCO_3)_2$. Попадая в карстовые полости, эти воды оказываются в условиях более низкого давления, при котором происходит выделение избыточной углекислоты, переход бикарбоната в карбонат кальция и выпадение последнего в осадок. Вследствие частичного испарения воды в пещере этот процесс интенсифицируется. Так образуются сталактиты, которые представляют собой удлиненные, растущие вниз от кровли пещеры подвески, напоминающие ледяные сосульки. Более толстые натечные формы, называемые сталагмитами, растут вверх со дна пещеры (рис. 121). Сталагмиты образуются в результате падения капель на дно пещеры, частичного испарения воды, потери некоторого количества углекислоты и выделения $CaCO_3$ в твердую фазу. Нередко, соединяясь, сталактиты и сталагмиты образуют натечные формы в виде колонн, занавесей и перегородок. На дне пещер часто наблюдаются колодцы или отдельные озера. Нередко они соединяются, и вода в виде потока движется по дну пещеры в направлении уклона дна.

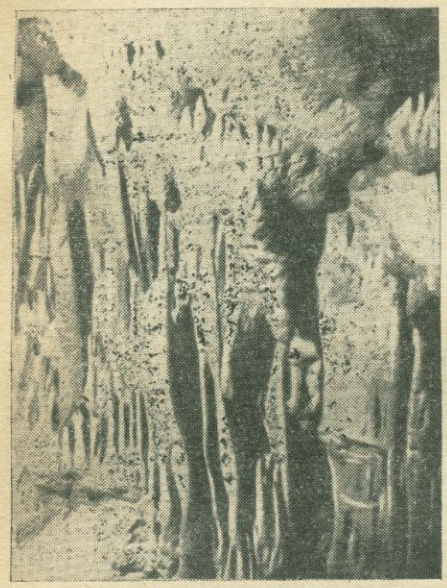


Рис. 121. Сталактиты и сталагмиты

Многие пещеры состоят из большого количества гротов и залов, которые соединяются причудливыми галереями, расположены на разной высоте и образуют несколько этажей. Многоэтажность пещер обычно связана с изменением уровня грунтовых вод в зависимости от базиса эрозии местной гидрографической сети. Понижение базиса

эрозии сопровождается понижением уровня карстовых вод, что приводит к формированию нового этажа пещеры.

С течением времени на поверхности района, где на глубине имеются карстовые пещеры, могут возникать различные формы карстового ландшафта. По условиям происхождения среди них выделяются карстовые формы, образовавшиеся путем выщелачивания (карры) и в результате провалов и оседания перекрывающих пустоты горизонтов (воронки, колодцы, долины и полья). Первоначально на поверхности известнякового массива образуются глубокие борозды. Происходит это потому, что, попадая на указанную поверхность, атмосферная вода, обогащенная углекислотой и другими химическими соединениями, растекается более или менее равномерно. Проникая в трещины, она растворяет их края, постепенно образуя небольшие углубления и промоины. С появлением и образованием направленного стока вод в промоинах и углублениях усиливаются процессы выщелачивания известняков и образуется система борозд и желобов, разделенных узкими гребнями. Все эти формы и получили название *карров*.

Карстовые воронки представляют собой асимметричные чашеобразные углубления, диаметр и глубина которых изменяются от единиц до десятков метров. Округлые, пологие и не особенно глубокие воронки называются *долинами*. Нередко на дне карстовых воронок и других форм карстового рельефа имеются глубокие отверстия, называемые *понорами*. Они представляют собой своеобразные вертикальные каналы, ведущие к подземным карстовым полостям внутри известнякового массива. В ряде случаев, смыкаясь друг с другом, они образуют более крупные формы поверхностного карста — *котловины и полья*. Последние могут возникать в результате провала кровли над внутренними формами карста. В рельефе полья выделяются обширными размерами, имеют вид замкнутых впадин с крутыми бортами и относительно плоским дном. Нередко такие депрессии заполняются водой, образуя карстовые озера.

Подземные воды не только растворяют горные породы, но и разрушают их чисто механическим путем, вынося твердые частицы. Этот процесс называется *механической суффозией*. Чаще всего суффозии подвергаются глины, пески, рыхлые песчаники; при этом водоносные слои уменьшаются в объеме и проседают. Таким образом, в результате суффозии возникают пониженные формы рельефа на поверхности земли.

§ 8. ОТЛОЖЕНИЕ ОСАДКОВ ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ

Подземные воды не только растворяют и переносят отдельные твердые частицы, но и откладывают осадки, попадая в благоприятные условия. Этот процесс может происходить как на поверхности земли у выходов источников, так и в пустотах пород водоносных пластов. Отложение осадков является одним из видов геологической деятельности, совершаемой подземными водами.

Осадки, отлагаемые подземными водами на поверхности земли. Среди осадков, которые откладываются подземными водами на поверхности, наиболее распространены известковые и кремнистые туфы, поваренная соль, железные и марганцевые руды. Об условиях осаждения кремнистого туфа (гейзерита) и поваренной соли было сказано выше, остановимся более подробно на условиях осаждения известкового туфа и железных руд.

Известковый туф состоит из кальцита, который накапливается на поверхности у выходов источников. Его выпадение у источников обусловлено теми же факторами, что и при образовании сталактитов и сталагмитов.

Реакцию выделения $CaCO_3$ при образовании туфа можно записать по следующей схеме:

$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3 + H_2O + CO_2\uparrow$$

Выделение CO_2 и быстрое осаждение карбоната кальция определяют пористую текстуру известковых туфов, а соли, содержащиеся в подземной воде, окрашивают их в различные тона. Обычно окраска туфов белая или серая, но часто присутствуют ржавые или бурые пятна, создаваемые окислами железа. Наличие равномерно распределенных окислов железа придает всей породе желтоватый оттенок, а железо-марганцевые соединения окрашивают туфы в яркие цвета.

Известковистый туф со сравнительно крупными пустотами носит название травертина. Мощные толщи травертинов известны вблизи Крестового перевала на Военно-Грузинской дороге, а также в Пятигорске и других местах.

Железные руды. Известны залежи бурых железняков, образование которых связано с геологической деятельностью подземных вод. Железные руды такого происхождения приурочены к выходам вод, обогащенных солями железа в закисной форме ($FeCO_3$ или $FeSO_4$). Такие воды могут выходить на поверхность в виде самостоятельных источников или высачиваться в прибрежных участках озер и морей. В этих условиях, по-видимому, при участии бактерий происходит превращение $FeSO_3$ и $FeSO_4$ в лимонит ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$), который, откладываясь в больших количествах, образует пласты. Примером подобных залежей могут служить железные руды Керченского и Таманского полуостровов, приуроченные к отложениям киммерийского яруса верхнего отдела юры.

Аналогичным образом происходит образование марганцевых руд.

Осадки, откладываемые подземными водами в пустотах горных пород. Выше приводились примеры осаждения карбоната кальция в виде сталактитов и сталагмитов, колонн и других форм в карстовых пещерах. Однако подземные воды, выделяя растворенные в них химические соединения, могут заполнять и мелкие пустоты, цементируя рыхлые горные породы — галечник, щебень, песок и другие. Цементирующим веществом при этом часто бывают $CaCO_3$, $SiO_2 \times \times nH_2O$, $FeCO_3$. В результате цементации возникают новые породы — конгломераты, брекчии, песчаники. Цементация рыхлых образований происходит в том случае, когда соли осаждаются из

растворов в поровом пространстве между частицами осадка или породы. Подобные процессы приводят к тому, что рыхлые пески становятся известковыми, кремнистыми или железистыми песчаниками в зависимости от характера цемента, выделяющегося между зернами породы. Цементация отложений минеральным веществом, выделившимся из подземных вод, может происходить на разных глубинах.

§ 9. ОПОЛЗНИ И ОБВАЛЫ

Смещение горных пород на крутых склонах связано с геологической деятельностью подземных и поверхностных вод. Большую роль при этом играет литологический состав пород, слагающих

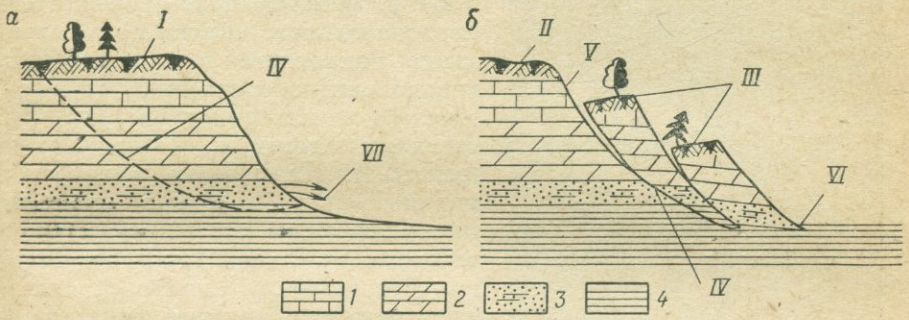


Рис. 122. Схема образования оползня:

Положение склона: *а* — до оползня, *б* — после оползня. *1* — известняк; *2* — мергель; *3* — водоносный песчаник; *4* — пластичная (плывунная) глина. *I* — первоначальное положение склона; *II* — ненарушенный склон; *III* — оползневые тела; *IV* — поверхность скольжения (пунктиром показано предполагаемое положение); *V* — надоползневый уступ; *VI* — подошва оползня; *VII* — источник

разрез местности. Смещения горных пород на крутых склонах бывают весьма различными как по характеру, так и по масштабам. В частности, выделяют мелкие смещения, или о п л ы в и н ы, крупные смещения, или о п о л з н и, и внезапное обрушение огромных массивов горных пород, или о б в а л ы, которые большей частью происходят в горных районах.

Наибольшее значение имеют оползни — явление, широко распространенное в природе и значительно изменяющее рельеф земной поверхности. Оползень — это естественное перемещение массивов горных пород под влиянием собственного веса, деятельности подземных вод и при наличии в разрезе горизонтов пластичной глины. В ненарушенном состоянии такие глины мало отличаются от обычных глин. Однако при механическом воздействии и увлажнении они приобретают высокую пластичность. На рис. 122 показано, как в обрывистом склоне из водоносного слоя выходят источники. Вся вышележащая толща представлена довольно плотными и тяжелыми карбонатными породами. Водоупором здесь являются пластичные (плывунные) глины, которые под действием влаги и давления

залегающей толщи становятся текучими. Из водоносного слоя с водой выносятся мелкие частицы пород, вследствие чего песчаный водоносный пласт оседает. При указанных условиях в какой-то момент времени породы, расположенные выше водоносного слоя, под действием собственного веса могут оторваться и сползти (рис. 122). Поверхность, по которой происходит отрыв и смещение масс горных пород, в продольном разрезе представляют собой кривую линию, напоминающую параболу. Она называется поверхностью смещения или поверхностью скольжения. В результате оползания массивы горных пород разбиваются на отдельные глыбы, которые обычно называют оползневыми телами. Как правило, поверхность первоначального склона после оползания наклоняется в сторону, противоположную движению оползня, вместе с находящимися на ней стволами деревьев, постройками (рис. 123). На берегах рек, озер и морей очень часто можно встретить целые лесные массивы с изогнутыми стволами деревьев. Такой лес называют «пьяным». Наличие «пьяного» леса является прямым доказательством развития оползней в данном районе.



Рис. 123. Оползень сильно пластичной глины в Сурте (Швеция, 1953)

Следует иметь в виду, что оползни протекают в форме периодически повторяющихся внезапных подвижек, которые длятся секунды и приводят к перемещению огромных масс горных пород. Хотя оползание одного массива длится секунды, сам оползневой процесс развивается длительное время. После того как произойдет оползень, первоначальное залегание пород нарушается. Поэтому при геологическом картировании, прежде чем замерять элементы залегания слоев, необходимо удостовериться, находятся ли породы в коренном залегании или имеет место оползень.

Оползни являются стихийным бедствием в районах их развития. Поэтому при проектировании и строительстве различных объектов устанавливают не только наличие оползней, но и возможность их развития. Обычно с оползнями ведут серьезную борьбу: строят заградительные стенки, забивают сваи, сооружают систему дренажа и т. д.

§ 10. ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ

Грязевые вулканы характеризуются тем, что продуктами их извержения являются газы, вода и грязь. У грязевых вулканов, как и у магматических, выделяют конус, кратер и жерло или канал,

который соединяет кратер с более глубокими участками земной коры. Происхождение грязевых вулканов — вопрос довольно сложный и до конца не выясненный. Они довольно широко распространены в пределах земного шара и известны как у нас в стране, так и за рубежом — в Румынии, Италии, Южной Америке, Мексике, Бирме, Китае и других странах.

На территории Советского Союза грязевые вулканы в большом количестве встречаются в Азербайджане, Туркмении, а также на юге Украины (на Таманском и Керченском полуостровах). Хорошо изучены грязевые вулканы Азербайджана, которых в этой республике более 200.

Типичным грязевым вулканом является Кюрдамич (рис. 124), расположенный в Шемахинско-Кобыстанской области Азербайджанской ССР и описанный А. А. Якубовым и др. (1971). Этот вулкан состоит из многочисленных грязевых сопок и сальз, которые делятся на три группы. Первая группа находится в самой восточной части района и состоит из 35 выходов. Обычно высота сопок достигает 8—10 м при диаметре в основании 25—30 м. Диаметр кратеров колеблется от 10 до 20 м. Вулканы выбрасывают густую глинистую грязь с пленками нефти. Из кратеров и сальз выделяются газ и вода.

Вторая группа сопок располагается к северо-западу от первой и состоит из небольших грифонов и сальз, одна из которых бурно выделяет газ.

Третья группа находится в 80—100 км к северо-западу от второй и состоит из трех крупных сопок и 45 разнообразных грифонов и сальз. Часть грифонов периодически выбрасывает жидкую грязь, газ, воду с пленками нефти.

Часто с жидкими и газообразными продуктами через грифоны и кратеры вулкана Кюрдамич выбрасываются твердые компоненты, среди которых присутствуют обломки известняков, мергелей, битуминозных сланцев верхнемелового возраста. Это позволяет считать, что корни вулкана уходят на значительную глубину, пронизывая толщу верхнего мела.

В тектоническом отношении грязевой вулкан приурочен к северному крылу Кюрдамичской антиклинальной складки, сильно нарушенной дизъюнктивными дислокациями. Простирание разрывных нарушений как продольное, так и поперечное. С поверхности большая часть складки (около 110 га) покрыта сопочной брекчией и жидкой грязью, мощность которой составляет около 25 м. Подсчитано, что общий объем сопочной брекчии, выбрасываемой вулканом, достигает 17,5 млн. м^3.

Обычно выбрасываемая жидкая грязь растекается по поверхности, не образуя конусов (рис. 125), а само излияние проходит довольно спокойно. Однако временами в жерле вулкана скапливается много газа, что приводит к взрывам. Такие взрывы наблюдались при извержении и других грязевых вулканов Азербайджана. В частности, взрывы и воспламенение газов отмечались при извержении вулканов Лок-Батан (1932, 1935 и последующие годы), Горелая-Пекло (1794 г.) на о-ве Свином (1832 г.).

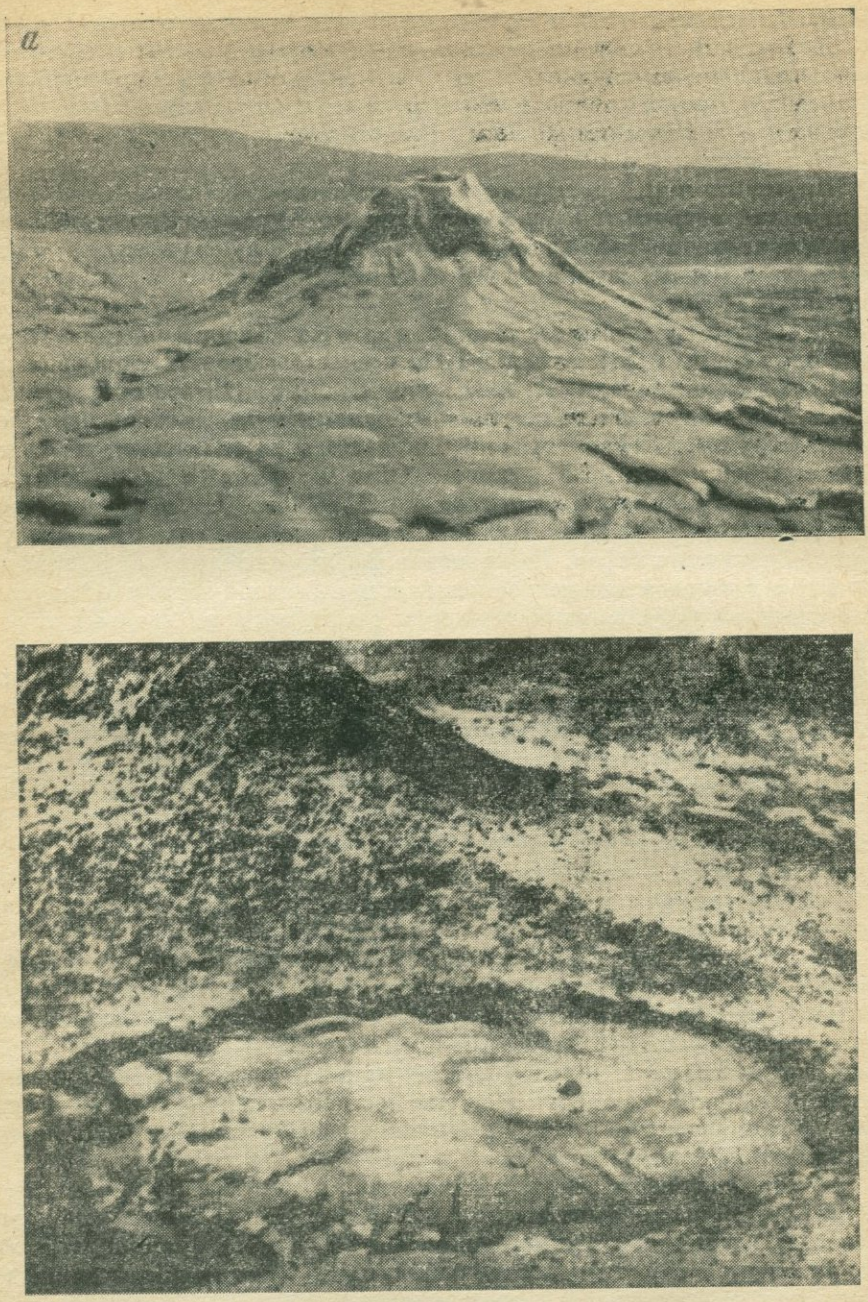


Рис. 124. Грязевой вулкан Кюрдамич
а — действующий грифон; *б* — отдельная сальза

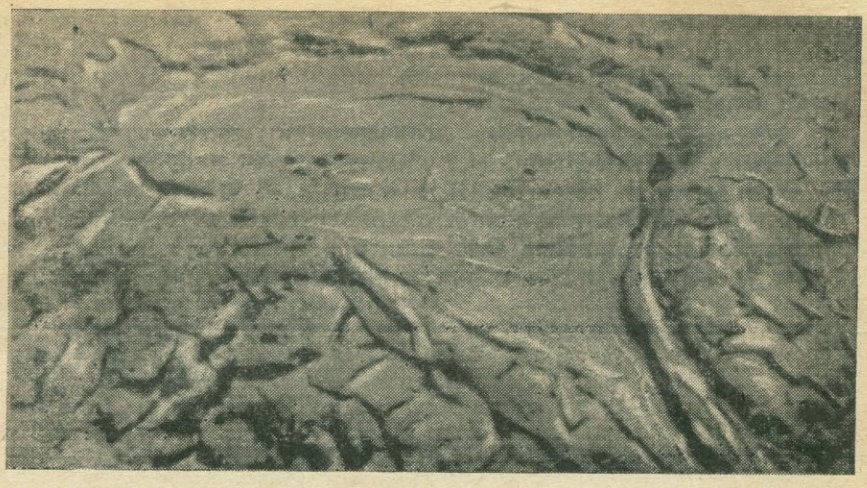


Рис. 125. Грязевой вулкан Кюрдамич. Излияние жидкой грязи из кратера действующего вулкана

Грязевые вулканы не только располагаются на суше, но и в большом количестве встречаются вокруг Апшеронского полуострова в пределах Каспийского моря. К таким вулканам относятся подводный кратер Яма, острова Дуванный, Глиняный, Булла, Лось, Абиха, Безымянный и др.

Изучение вулканов показало, что они всегда располагаются группами, вытягиваясь вдоль антиклинальных зон, осложненных на глубине разломами. Последние часто приурочены к ядрам диапировых складок.

Первоначально предполагали (Г. В. Абих, 1848 г.), что грязевой вулканизм связан с магматическими очагами и является своеобразным проявлением магматического процесса, но в ослабленной форме.

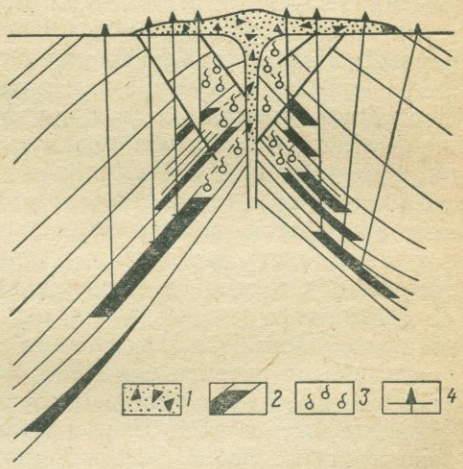


Рис. 126. Геологический разрез грязевого вулкана Лок-Батан:
1 — сопочная брекчия; *2* — нефтяные залежи; *3* — газовые залежи; *4* — глубокие скважины

Один из крупнейших исследователей грязевого вулканизма акад И. М. Губкин пришел к выводу, что грязевые вулканы не имеют никакой связи с магматическим вулканизмом, а связаны с газонефтяными месторождениями диапирового строения (рис. 126). Впоследствии ученики И. М. Губкина — А. А. Якубов, С. Ф. Федоров, В. А. Сулин, П. П. Авдусин, Л. А. Гуляева и другие на

основании данных глубокого бурения и других детальных исследований полностью подтвердили взгляды И. М. Губкина и установили, что грязевые вулканы, как правило, приурочены к осям антиклинальных поднятий.

Несмотря на комплексные исследования грязевых вулканов, проводимые в нашей стране и за рубежом, многие вопросы грязевого вулканизма все еще остаются нерешенными. В частности, не установлены связь грязевых вулканов с геологической историей региона, закономерности их распределения в пространстве и во времени, причины, контролирующие периодичность извержений, и т. д.

Глава X

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

§ 1. СВОЙСТВА ЛЬДА И ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Ледники совершают огромную геологическую работу. Она включает процессы эрозии (разрушения), транспортировки обломочного материала и его отложение. В ходе геологической деятельности ледников существенно меняется рельеф местности и образуются новые породы. Процессы, связанные с деятельностью ледников, изучает специальная наука — г л я ц и о л о г и я.

В природе различают лед почвенный, речной, морской и глетчерный. Первые три разновидности льда возникают в результате замерзания воды, в то время как глетчерный лед образуется из снега. Последний, накапливаясь в понижениях рельефа или на вершинах гор, за лето не успевает растаять, масса его растет из года в год, он уплотняется и под влиянием суточных колебаний температуры превращается в зернистый агрегат. Такой уплотненный зернистый снег называется ф и р н о м, а область, где он накапливается, — ф и р н о в ы м п о л е м. Фирн вновь покрывается снегом, под тяжестью которого он продолжает уплотняться, пока со временем не превратится в г л е т ч е р н ы й л е д. Этот лед по своим физическим свойствам отличается от других видов льда. В частности, в отличие от речного и морского льда глетчерный лед не обладает слоистостью, как правило, прозрачен и имеет голубоватый оттенок, накапливается в виде масс значительной мощности, составляющих тело ледника. Весьма важным свойством глетчерного льда является то, что он всегда находится в состоянии течения. Скорость течения ледника зависит от его мощности и крутизны ложа, которое он покрывает. Чем больше мощность глетчерного льда и чем круче ложе, тем значительнее скорость его течения.

Для образования ледников необходимы следующие условия: низкие среднегодовые температуры, большое количество выпадающих в виде снега осадков, благоприятные условия рельефа, наличие пологих склонов и впадин, защищенных от солнца и ветра. Такие

условия имеются в странах с холодным климатом и в высокогорных областях различных климатических зон. Высоты, на которых образуются ледники, в разных районах земного шара неодинаковы и зависят от широты местности. Уровень, выше которого снег не успевает растаять за лето, называется снеговой линией (или снеговой границей). Гипсометрическое положение снеговой границы зависит от климатических условий. При увеличении снегового покрова граница перемещается вниз, и, наоборот, при потеплении климата и уменьшении количества осадков она поднимается вверх. В полярных районах снеговая граница располагается на высотах, близких к уровню моря (от нуля до 50—70 м); в Норвегии и Аляске — на высоте 1500 м; в Гималаях и Тибете — на высоте от 5100 до 6000 м. Высота снеговой границы может меняться даже в пределах одного района. Примером может служить положение снеговой границы на Кавказе, которая на западном склоне Большого Кавказа проходит на высоте 2700 м, а на восточном — на высоте около 3600 м.



Рис. 127. Горный ледник, или ледник альпийского типа

У ледников выделяют область питания — территорию, где происходит накопление снега, превращение его в фирн, а затем в глетчерный лед, и область стока — территорию, по которой движется, стекает глетчерный лед. В зависимости от соотношения областей питания и стока, от размеров и формы ледники подразделяются на три типа: горные (или альпийского типа), покровные (или материкового типа) и промежуточные.

Горными, или альпийскими, называют сравнительно маломощные ледники высокогорных районов, приуроченные к различного рода депрессиям в рельефе: впадинам, долинам рек, ущельям и т. п. Такого типа ледники развиты в Альпах, Гималаях, на Тянь-Шане, Памире, Кавказе. Область питания горных ледников выражена отчетливо, имеет форму цирка и находится выше снеговой линии. Как правило, эта область окружена амфитеатром высоких гребней и пиков. Лед стекает по горным долинам с крутыми склонами, образуя один или несколько ледяных потоков (языков). Граница между областью питания и областью стока в ледниках этого типа называется фирновой линией (рис. 127).

Различают несколько разновидностей горных ледников: долинные — наиболее крупные и характерные для ледников этого типа; карровые — образовавшиеся в углублениях гор почти на уровне снеговой линии и практически не имеющие стока; висячие — ложе ледника которых нарушено крутым уступом и ледяной поток, нависающий над ним, периодически срывается вниз в виде лавины.

Ледники материкового типа образуются в полярных районах и располагаются почти на уровне моря. Как правило, они занимают огромные площади и имеют значительную мощность. В отличие от ледников альпийского типа материковые ледники не обладают отчетливо обособленными областями питания и стока. Форма их не контролируется рельефом ложа. Толщина льда настолько велика, что под нею скрываются все неровности рельефа.

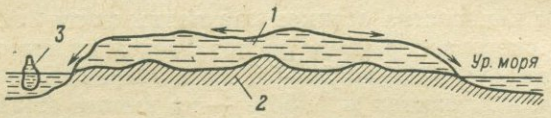


Рис. 128. Схема материкового (покровного) ледника:
1 — тело глетчерного ледника; *2* — континент; *3* — айсберг

Как правило, с поверхности материковые (покровные) ледники имеют форму выпуклого щита, несколько поднятого в центральной части (рис. 128). Примером существующих в настоящее время материковых ледников могут служить ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды.

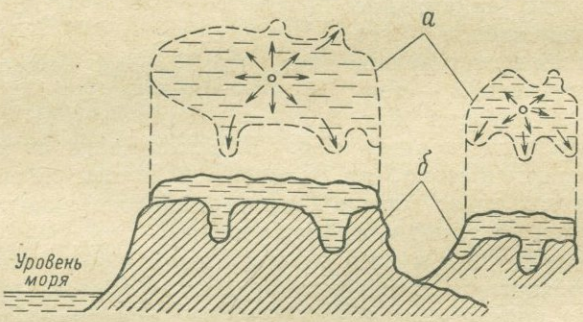


Рис. 129. Схема ледника промежуточного (скандинавского) типа:
а — в плане (стрелками показано направление движения глетчерного ледника); *б* — в разрезе

Площадь материкового ледника Гренландии составляет примерно 1 300 000 км², а Антарктиды — почти в 7 раз больше. Ледниковый покров Антарктиды в настоящее время является самым крупным ледником материкового типа. По данным сейсмических исследований, мощность льда в центральной части Гренландии составляет 2400 м. В окраинных частях она уменьшается, и по побережью Гренландии местами обнажается скалистое ложе. Мощность ледникового покрова Антарктиды, по последним данным советских исследователей, превышает 4000 м. За исключением немногих участков на побережье, ледяной покров образует в Антарктиде сплошное огромное плато и спускается к океану, переходя в шельфовые льды.

Последние занимают огромную территорию вокруг Антарктиды и представляют собой плавающие ледники, одним концом припаянные к материковым. Спускающиеся к океану материковые и шельфовые ледники являются источником образования обособленных плавающих ледяных глыб, или айсбергов.

К ледникам промежуточного типа относятся плоскогорные ледники, которые образуются на горах с плоской (столообразной) или плоско-выпуклой вершиной. Они широко развиты в Скандинавии, в связи с чем иногда называются ледниками скандинавского типа (рис. 129). Промежуточным этот тип ледников назван потому, что характеризуется смешением свойств ледников первых двух типов. Вследствие однообразия рельефа ложа промежуточные ледники, так же как материковые, залегают сплошной массой и покрывают огромные пространства на плоскогорьях. Передвигаясь от центра к периферии, ледники этого типа используют для своего стока долины рек, ущелья и в этом отношении приближаются к горным.

§ 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Геологическая деятельность глетчерного льда обусловлена его течением. Передвигаясь, масса льда производит огромную работу по разрушению горных пород, обработке (вспахиванию и истиранию) поверхности, по которой она движется, и переносу большого количества разнообразного обломочного материала. Движение ледника осуществляется за счет пластического течения массы льда и облегчается тем, что вследствие значительного давления в подошве ледника всегда присутствует вода, образовавшаяся в результате снижения температуры таяния льда и являющаяся как бы смазкой для всего ледяного массива.

Как уже отмечалось, скорость движения ледника зависит от многих факторов, главными из которых следует считать массу льда и уклон поверхности, по которой он течет. Движутся ледники чрезвычайно медленно. Так, скорость движения кавказских ледников колеблется от 0,03 до 0,1 м/сут. Наиболее быстро движутся ледники Гренландии, скорость движения которых в летнее время иногда достигает 24 м в день. Однако эта скорость не остается постоянной. Наблюдения показали, что для одного и того же ледника она изменяется во времени и зависит от изменения климата и условий питания. При этом центральные части ледника движутся значительно быстрее краевых, которые испытывают большее трение о борта долины. Такое неравномерное движение ледниковой массы обусловливает образование краевых или боковых трещин. Кроме того, в теле ледника возникают поперечные трещины (рис. 130). Их образование связывают с деформациями в теле ледника, возникающими при изменении ширины долины или из-за неровностей в рельефе ложа (рис. 131).

Геологическая работа ледников заключается в разрушении горных пород, транспортировке обломков и накоплении обломочного

материала. В своем движении ледники разрушают встречающиеся на пути горные породы. Разрушительная работа значительно увеличивается благодаря обломкам горных пород, вмерзшим в подошву



Рис. 130. Трещины на поверхности ледника

ледника. Под действием движущейся массы льда образуются исштрихованные валуны и скалы, бараньи лбы, курчавые скалы и т. д. Долина, по которой движется ледник, приобретает корытообразную форму. Она углубляется, дно ее становится плоским, а стенки отвесными. Такая преобразованная ледником долина называется *трогом*. Работа ледника по разрушению и истиранию пород ложа называется *ледниковой эрозией*.



Рис. 131. Схематический разрез ледникового цирка, занятого истоками ледника, с краевой трещиной у вершины и поперечными трещинами (по А. Холмсу)

Обломочный материал, образующийся в результате деятельности ледников, получил название *морены*. В зависимости от состояния морены подразделяются на *движущиеся* и *неподвижные*. Первые движутся вместе со льдом, а вторые представляют собой обломочный материал, оставшийся на месте после таяния ледника. Неподвижные морены в свою очередь подразделяют на конечные и основные. Неподвижная морена, образовавшаяся у нижней границы ледникового языка, называется конечной. Как пра-

вило, конечные морены асимметричны. Край, обращенный к телу, более крутой, чем внешний край конечной морены (рис. 132). Иногда они образуют сплошные моренные покровы, среди которых выделяют моренные валы и холмы. При прерывистом отступании ледника может быть несколько конечных морен и каждая из них указывает на положение границы ледника в определенный период.

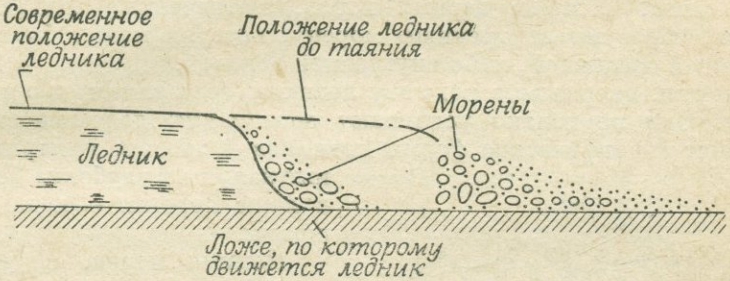


Рис. 132. Схема положения морены при движении ледника

Основная морена — это отложения, оставшиеся после таяния ледника на всем протяжении троговой долины. В отличие от конечной морены основная морена образуется при постепенном непрерыв-

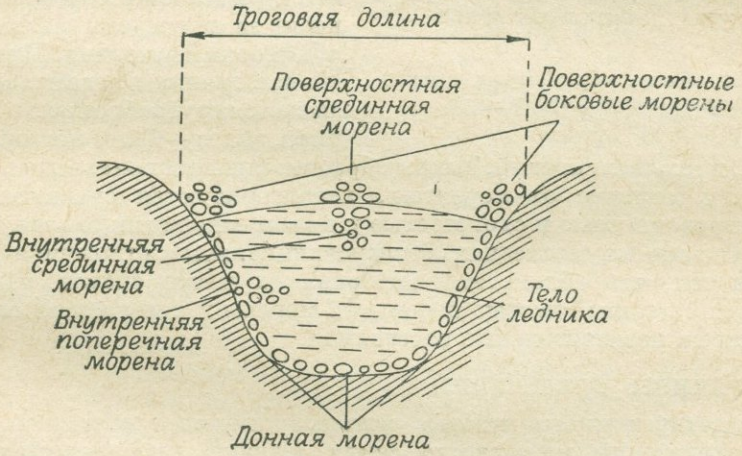


Рис. 133. Схема троговой долины и движущихся морен

ном отступании ледника, когда граница ледникового языка не фиксируется надолго в определенном положении.

Характерной особенностью отложений конечной и основной морен является полное отсутствие сортировки обломочного материала.

Среди движущихся морен различают поверхностные, внутренние, и донные (рис. 133).

Поверхностные морены, в свою очередь, делятся на поверхностные боковые и поверхностные срединные. Обломки горных пород,

обрушившихся на поверхность ледника со склонов троговой долины, образуют поверхностные боковые морены. При слиянии двух ледников из смежных долин боковые морены каждого ледника соединяются и дают начало поверхностной срединной морене (рис. 134).

Обломочный материал, находящийся на поверхности ледника, может проникнуть в трещины или быть перекрытым новыми порциями снега. Обломки горных пород, заключенные внутри тела ледника, образуют внутреннюю морену, которая может быть либо внутренней срединной, либо внутренней боковой.

Обломки, вмерзшие в подошву ледника, составляют д о н н у ю морену. Они не только усиливают эрозионную деятельность, но и создают специфические формы ледниковой эрозии: исштрихованные валуны и глубокие борозды в ложе ледника — ледниковые шрамы.



Рис. 134. Схема образования срединной поверхностной морены

Помимо морен, с деятельностью ледников связаны также и ф л ю в и о г л я ц и а л ь н ы е отложения. Это отложения водных потоков, образующихся при таянии ледников. Такие водные потоки, как правило, размывают морену и выносят за ее пределы различный обломочный материал. При этом вблизи границы ледника откладывается грубообломочный материал, далее — более мелкий, песчаный, и затем глинистый. Таким образом, флювиогляциальные отложения, в отличие от моренных, характеризуются сравнительной отсортированностью и слоистостью и в этом отношении близки к речным. Однако от последних флювиогляциальные отложения отличаются тем, что обломочный материал их плохо окатан, так как является составной частью перемытой морены и переносится водным потоком на незначительные расстояния.

§ 3. ПРИЧИНЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Существует много гипотез, которые пытаются объяснить причины оледенений поверхности Земли. Однако однозначного ответа ни одна из них пока не дает, так как причин, вызывающих периодические оледенения, много и выявлены они далеко не все. Причины, известные в настоящее время, можно подразделить на астрономические и геологические.

Главнейшими астрономическими причинами являются следующие.

1. Вариации движения Земли как планеты, например изменения эксцентриситета земной орбиты и наклона земной оси к плоскости эклиптики. Это реальные периодические колебания, которые, в свою очередь, вызывают периодические изменения климата.

2. Перемещение полюсов по отношению к континентам, которое также может вызвать резкое изменение климатических условий на отдельных материках, что, в свою очередь, приведет к оледенению.

3. Вариации солнечной радиации. Они влияют на количество тепла, получаемого Землей от Солнца, что может существенно сказаться на изменении климата планеты в целом и обусловить чередование ледниковых и межледниковых периодов в истории Земли.

Все перечисленные астрономические причины, действуя раздельно или одновременно, могут привести к значительному изменению среднегодовой температуры на том или ином участке земной поверхности или на планете в целом. Если температура вследствие указанных причин понизится, это может привести к образованию ледников, и наоборот, при повышении среднегодовой температуры может наступить межледниковая эпоха.

К геологическим причинам относят изменения в составе атмосферы и изменения рельефа земной поверхности, вызванные тектоническими движениями.

Изучение состава атмосферы показывает, что вследствие «парникового» эффекта (см. главу VII) увеличение в ней количества CO_2 примерно в 2 раза приведет к повышению температуры на 7—8° С, а уменьшение его содержания в 2 раза вызовет понижение температуры примерно на такое же количество градусов. Отмечено, что за последние 100 лет количество углекислого газа в атмосфере повысилось. Накопление его в атмосфере идет достаточно быстро. По расчетам некоторых ученых, к 2000 г. его количество в ней будет на 20% больше, чем сейчас. А это, в свою очередь, вызовет в масштабах планеты повышение среднегодовой температуры примерно на 2° С.

Большое влияние на климат Земли оказывает содержащаяся в атмосфере пыль. Главной причиной оледенений является изменение прозрачности атмосферы, которая зависит от количества вулканической или иной пыли в ее составе.

Пыль — это экран для солнечной радиации, определяющий альбедо нашей планеты. Увеличение содержания пыли уменьшает поступление на земную поверхность солнечного тепла, что может вызвать оледенение.

К геологическим причинам относятся также изменения рельефа земной поверхности, вызванные тектоническими движениями. Установлено, что при восходящих движениях на том или ином участке земной коры температура, как правило, понижается, а при нисходящих — повышается. Из истории развития Земли известно, что участки земной коры попеременно испытывают поднятия и опускания; с этим, возможно, и связаны изменения среднегодовых температур.

Если учесть, что астрономические и геологические причины могут действовать одновременно, то при суммировании однонаправленных влияний могут возникнуть изменения температуры, достаточные для чередования ледниковых и межледниковых периодов.

В процессе развития нашей планеты периоды оледенений сменялись межледниковыми эпохами. Каждая ледниковая эпоха характеризуется своим планом размещения оледенений на земной

поверхности. В частности, современная эпоха является ледниковой для Антарктиды, Гренландии, Шпицбергена и межледниковой для всей остальной территории земного шара.

Изучение неоген-четвертичных отложений показало, что в пределах европейской части СССР на протяжении четвертичного периода

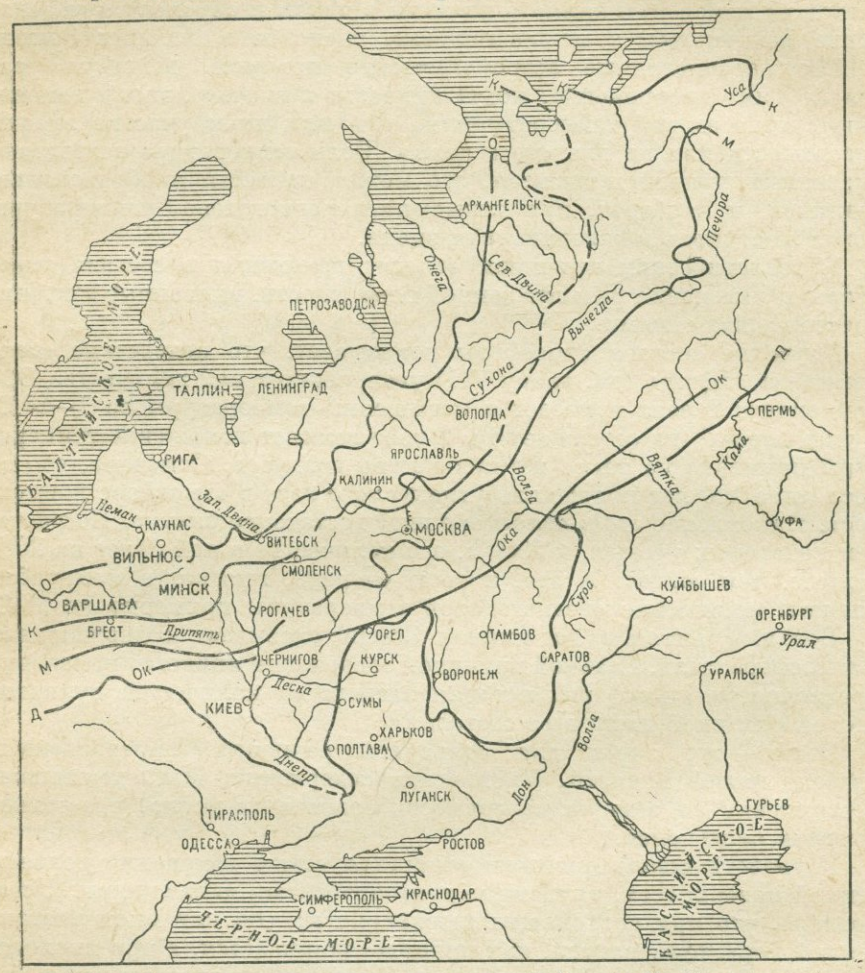


Рис. 135. Схема распространения оледенений (по А. И. Москвитину)

Границы распространения оледенений: *Ок* — окского; *Д* — днепровского: *М* — московского (стадия днепровского); *К* — калининского; *О* — осташковского

сменились три ледниковые эпохи. Существовало три оледенения: валдайское (Q_3), днепровское (Q_2) и лихвинское (Q_1). Изучение распространения конечных морен позволило установить границы каждого из них. Самым крупным оледенением было днепровское (рис. 135). В то же время в Западной Европе было четыре оледенения: вюрмское (Q_3), рисское (Q_2), миндельское (Q_1) и гюнцское (N_2). Самым крупным из них было рисское.

Глава XI

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ

§ 1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДЫ И СУШИ НА ЗЕМЛЕ. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Изучение морских и океанических водоемов имеет очень важное значение в связи с тем, что большая часть земного шара занята водами Мирового океана. Под Мировым океаном понимается вся масса воды на земном шаре, сосредоточенная в морях и океанах, соединенных друг с другом. Чтобы изучить строение твердой оболочки всего земного шара, необходимо детально исследовать дно морей и океанов. Известно также, что большая часть осадочных пород, входящих в состав земной коры, образовалась из осадков морского происхождения. Для того, чтобы понять механизм их накопления и преобразования, нужно исследовать особенности осадконакопления в современных морских водоемах. В недрах под водами морей и океанов скрыты разнообразные полезные ископаемые, такие, как нефть и горячий газ, фосфориты, железные и марганцевые руды и др. С течением времени в связи с истощением месторождений полезных ископаемых на континентах центр их разработки будет перемещаться в океаны. Подобное перераспределение эксплуатируемых месторождений коснется и других видов полезных ископаемых. Теоретические и практические аспекты морской геологии определили к настоящему времени тот широчайший комплекс исследований, который проводится в Мировом океане.

Издавна люди стремились разгадать тайну дна океана. На первых этапах изучения дно Мирового океана представлялось в виде плоской однообразной равнины. Однако с развитием океанографических исследований выяснилось, что строение и рельеф дна морей и океанов значительно сложнее.

В настоящее время накопились многочисленные данные, позволяющие не только составить достоверное представление о характере рельефа дна океана и сравнить его с рельефом суши, но и выделить в пределах океанского дна различные геоморфологические элементы. Как уже отмечалось, большая часть земной поверхности (приблизительно 71%, или 361 млн. км^2) занята водами морей и океанов. Площадь суши составляет всего 29% земной поверхности, или 149 млн. км^2. Иными словами, площадь Мирового океана больше общей площади всех континентов почти в 2,5 раза. Распределение суши и воды на земле неравномерно. Суша сосредоточена главным образом в северном полушарии, а водная поверхность — в южном. В северном полушарии суша составляет 39%, вода 61%; в южном полушарии соответственно 19 и 81% (рис. 136).

Поверхность твердой оболочки Земли, как на континентах, так и под океанами, имеет разнообразный рельеф. На суше встречаются равнины, плоскогорья и горные хребты. Самой высокой точкой земного шара является гора Джомолунгма (Эверест) с абсолютной отметкой +8884 м. На дне океанов выявлены подводные хребты,

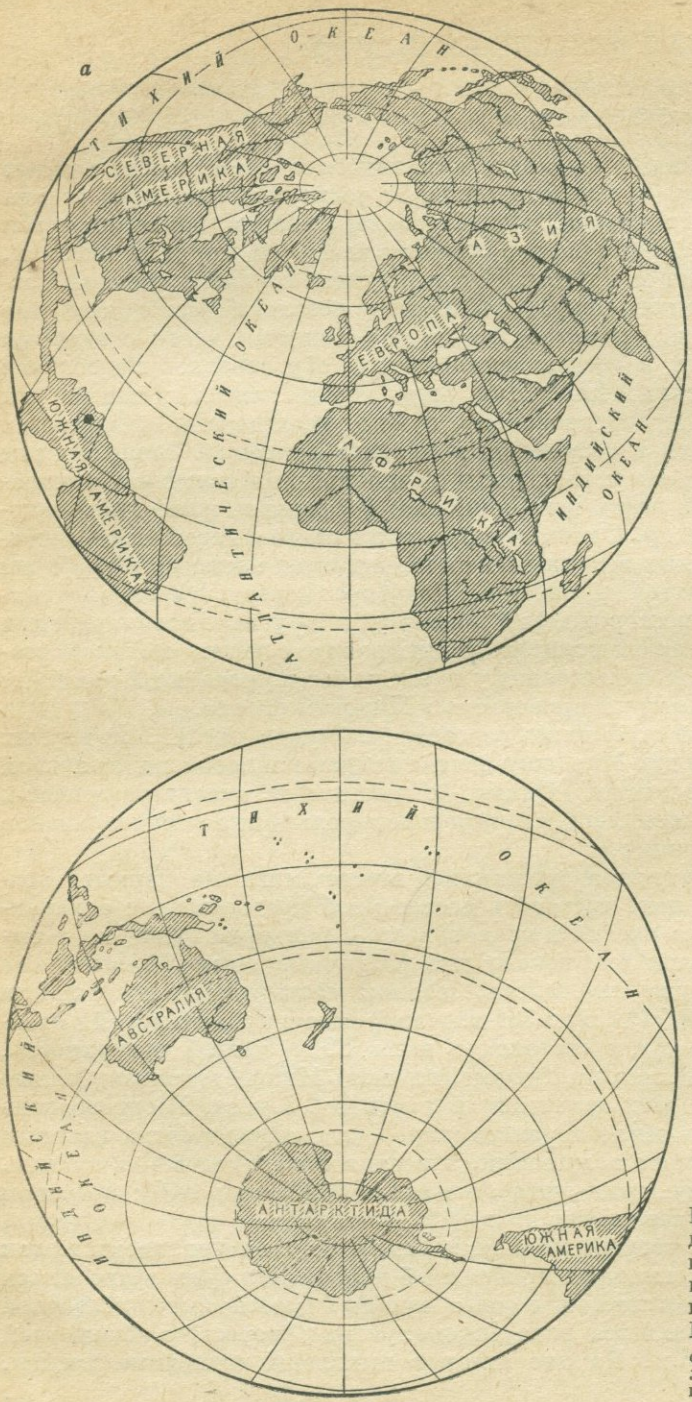


Рис. 136. Распределение воды и суши в пределах северного и южного полушарий (по Г. П. Горшкову): *а* — в северном полушарии, *б* — в южном полушарии

обособленные вулканические конусы и плоскогорья, глубокие котловины и впадины. Максимальная глубина, по данным замеров с советского исследовательского судна «Витязь», зафиксирована в Марианской впадине, расположенной в Тихом океане. Ее абсолютная отметка составляет —11 034 м. Распределение абсолютных отметок на поверхности континентов и на дне океана можно изобразить графически в виде кривой (рис. 137), которая получила название г и п с о г р а ф и ч е с к о й. Такое изображение дает наглядное представление о характере рельефа континентов и океанического дна. Анализ гипсографической кривой показывает, что существуют два преобладающих уровня: уровень континентальной платформы

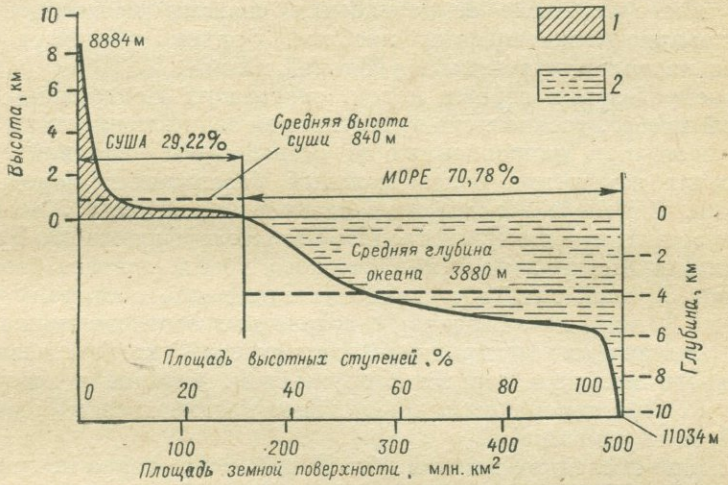


Рис. 137. Гипсографическая кривая
Платформы: *1* — континентальная, *2* — океаническая (глубоководная)

с отметками от нуля до +1000 м и уровень океанической (глубоководной) платформы с отметками от —2000 до —6000 м. Соединяющая их переходная зона представляет собой относительно резкий уступ и выделяется под названием континентального склона. В континентальную платформу включают также ее внешнюю, затопленную морем часть — шельф. Таким образом, границей океана как определенной структуры земной коры следует считать не видимую береговую линию, а внешнюю границу шельфа.

Помимо платформ, в пределах океанического дна выделяют такие геоморфологические элементы, как срединно-океанические хребты, островные дуги и глубоководные желоба.

Исследования показали, что в центральной части Атлантического океана с севера на юг протягивается огромная структурная система — Центрально-Атлантический хребет, сложенный базальтами различного возраста. Высота хребта 2—3 км. В его осевой части проходит глубокая долина, представляющая собой узкий грабен, ограниченный с боков разрывами. Ширина грабена порядка 15 км,

амплитуда погружения около 2500 м. Эта долина рассекает хребет в меридиональном направлении почти на всем его протяжении. Подобные долины получили название рифтовых и считаются в настоящее время характерным элементом срединно-океанических хребтов. Рифтовые долины приурочены к крупным разломам земной коры. Как показали данные бурения и геофизических исследований, в основании рифтовой долины, рассекающей Центрально-Атлантический хребет, прослеживается зона глубинных разломов. Они имеют как продольное, так и поперечное направление и расчленяют хребет на ряд крупных блоков. Как правило, блоки испытывают различный подъем и фиксируются на различных гипсометрических уровнях. Исследования показали, что возникающие в Атлантическом океане многочисленные землетрясения связаны преимущественно с Центрально-Атлантическим хребтом, причем эпицентры большинства из них приурочены к рифтовой долине.

В распределении горных пород, слагающих Центрально-Атлантический хребет, установлена определенная закономерность: в западном и восточном направлениях от осевой зоны рифтовой долины происходит замещение более молодых базальтовых пород более древними. В центре долины возраст их не превышает 5 млн. лет. С точки зрения исторической геологии это молодые породы. На далеких склонах Центрально-Атлантического хребта возраст базальтов достигает 30 млн. лет, постепенно увеличиваясь в сторону континентов до 70 млн. лет. Сведения о возрастных соотношениях горных пород, слагающих Центрально-Атлантический хребет, позволяют считать его молодым горным сооружением, которое в настоящее время, по всей вероятности, продолжает развиваться и существенным образом изменяться.

Согласно последним данным, дно Индийского океана неоднородно по своему строению. В восточной его части расположены глубокие котловины с однообразным равнинным рельефом, нарушаемым отдельными вулканическими конусами; глубины здесь превышают 4—5 км. Западная часть океана пересекается подводной возвышенностью, простирающейся к югу от о. Мадагаскара почти в меридиональном направлении. Эта возвышенность получила название Срединно-Индийского хребта. Амплитуда его составляет приблизительно 2—3 км.

Дно Тихого океана в западной части имеет довольно однообразный рельеф, характер которого в настоящее время еще недостаточно изучен. В восточной части, судя по имеющимся данным, рельеф дна более сложный. Резкая расчлененность рельефа характерна в целом для периферических зон Тихого океана. Особенностью окраинных зон является наличие островных дуг, с внешней стороны которых располагаются глубоководные желоба. Именно на западной окраине Тихого океана находится самая глубоководная в мире Марианская впадина. Система глубоководных желобов окаймляет Тихий океан с запада, севера и востока.

В результате исследований, проведенных станциями «Северный полюс», хорошо изучено дно Северного Ледовитого океана. Совет-

скими учеными установлен подводный хребет, являющийся подводным продолжением островов Новой Земли. Хребет прослеживается на значительное расстояние через Северный полюс до берегов Канады. К западу, в районе Баренцова моря, и к востоку от хребта располагаются глубокие котловины, где рельеф дна имеет более или менее равнинный характер.

§ 2. ОБЛАСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА

В Мировом океане сосредоточены огромные массы воды. Находясь в непрерывном движении, они производят разнообразную, как разрушительную, так и созидательную, работу. В последней участвуют и многочисленные животные и растительные организмы,

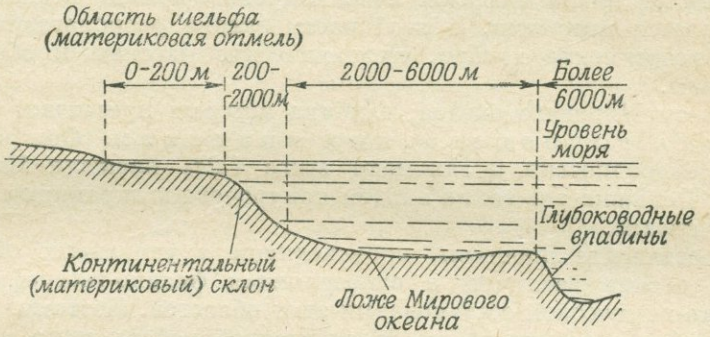


Рис. 138. Схема областей дна Мирового океана

в изобилии населяющие морские и океанические водоемы. После гибели организмов их скелетные остатки накапливаются в виде осадков и в дальнейшем преобразуются в органогенные горные породы.

Геологическая работа моря складывается из трех видов: 1) разрушение горных пород, слагающих берега и дно; 2) перенос продуктов разрушения; 3) отложение осадков в различных участках морского бассейна.

Накопление осадков является важнейшим видом геологической деятельности моря. Все виды работы моря часто протекают одновременно, но их соотношения, интенсивность и последовательность зависят от того, в какой области моря они совершаются. Подразделение Мирового океана на определенные области проводится на основании глубин данного бассейна, близости береговой линии и характера органического мира. Определяющим фактором является глубина бассейна.

На основании карт глубин Мировой океан подразделяется на несколько областей, существенно отличающихся по занимаемой площади. Выделяют области: шельфа (материковую отмель), континентального (материкового) склона, ложа Мирового океана и глубоководных впадин (рис. 138).

К области шельфа (материковой отмели) относят участки Мирового океана, которые характеризуются глубинами от нуля до 200 м. Эта область занимает всего 7,6% площади Мирового океана и обладает различной шириной — от нескольких километров до первых десятков, реже сотен километров.

К области континентального (материкового) склона относят участки Мирового океана с глубинами от 200 до 2000 м. Континентальный склон имеет региональный уклон дна, составляющий от 3,5—7,5° до 15°, рельеф его весьма сложен. Область континентального склона составляет 15% площади Мирового океана.

Собственно ложе Мирового океана начинается с глубины 2000 м и простирается до глубины 6000 м. По площади это самая обширная область океана, она охватывает 76,2% его территории. Наклон дна в пределах ложа Мирового океана незначителен и измеряется минутами. В этой части океана располагаются срединно-океанические хребты, вулканические массивы и обширные котловины.

Области Мирового океана, глубина которых превышает 6000 м, относятся к глубоководным впадинам. Они располагаются спорадически и занимают всего 1,2% площади Мирового океана. Большинство таких впадин приурочено к окраинным частям Тихого океана.

Геологические процессы, происходящие в указанных областях океана, весьма различны и определяются физико-географической и физико-химической обстановками этих областей. Поэтому, прежде чем перейти к рассмотрению геологической работы моря и, в частности, процессов осадконакопления, необходимо кратко проанализировать основные особенности морских водоемов как физико-химической среды.

§ 3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРСКОЙ СРЕДЫ

Химический состав вод

Воды Мирового океана имеют примерно одинаковый состав и характеризуются определенной средней соленостью, соленость же вод некоторых морей может значительно отклоняться от этой величины.

Средняя соленость морской воды составляет 3,5‰ *. Это значит, что в 1 л морской воды растворено 35 г различных солей. Такую соленость для современной геологической эпохи принято считать нормальной. Различают абсолютную соленость, т. е. количество растворенных солей, и солевой состав вод, т. е. соотношения между растворенными солями. В водах с нормальной соленостью основная масса растворенного вещества приходится на долю NaCl (78,32%) и $MgCl_2$ (9,44%). Сульфаты, представленные $MgSO_4$, $CaSO_4$, K_2SO_4, составляют всего 11,94%, на долю всех других солей приходится 0,4%. Кроме перечисленных солей, в морской воде присутствуют такие элементы, как иод, фтор, фосфор, цинк, свинец и др. Поскольку

* 1‰ (промилле) = 0,1%.

воды Мирового океана постоянно перемешиваются, их средняя соленость остается неизменной. Что же касается вод некоторых обособленных морей, то на их соленость влияют многие факторы, главными из которых следует считать климатические условия, речной сток, газовый режим и т. д. Все они или каждый в отдельности приводят к тому, что соленость воды некоторых морей значительно отличается от нормальной. Величина отклонения тем больше, чем более изолирован морской бассейн. При этом могут изменяться не только абсолютная соленость, но и солевой состав вод (табл. 15).

Таблица 15

Состав солей, растворенных в водах Черного моря и Мирового океана (по Н. М. Страхову, 1954)

Соли	Содержание в водах, % от суммы солей	
	Мировой океан	Черное море
Хлориды:		
$NaCl$	78,32	77,72
$MgCl_2$	9,44	9,07
KCl	1,69	2,99
Сульфаты:		
$MgSO_4$	6,40	7,11
$CaSO_4$	3,94	2,58
Карбонаты	0,21	1,59
Сумма солей	34,3	17,0

Естественно, что вода в местах впадения в море рек имеет пониженную соленость. В других случаях, например в Средиземном море, в результате испарения воды понижается уровень моря и увеличиваются соленость и плотность воды. В связи с этим в Средиземное море направляются поверхностные течения через Дарданеллы из Мраморного и Черного морей, где испарение нейтрализуется притоком речных вод. Такой же обмен водами происходит между Красным морем, воды которого характеризуются резко повышенной соленостью (4,5%), и Индийским океаном, а также между относительно пресноводным Балтийским и Северным морями. Так как менее соленые и более легкие воды всегда распространяются над более солеными и тяжелыми, то поверхностные течения всегда направлены к областям с большей соленостью, а придонные течения — в противоположном направлении.

ТЕМПЕРАТУРА, ПЛОТНОСТЬ И ДАВЛЕНИЕ МОРСКОЙ ВОДЫ

Температура воды в поверхностных частях морей и океанов во многом зависит от климатических условий данной местности. Обычно в тропических зонах она выше, чем в полярных областях.

Но, начиная с некоторой глубины, колебания температуры морской воды, вызванные климатическими условиями, исчезают и далее с глубиной температура вод морей и океанов неуклонно понижается.

Многочисленные замеры в морях и океанах позволили определить среднегодовую температуру воды у поверхности отдельных океанов и Мирового океана в целом. Среднегодовая температура вод Мирового океана в поверхностном слое оказалась равной 17,4° С, что примерно на 3° С выше температуры нижних слоев атмосферы. В придонных частях Мирового океана, по данным многочисленных замеров, температура понижается до +3° С. В глубоководных впадинах она колеблется от —2 до +3° С.

На температуру морских вод значительно влияют морские течения, которые могут повысить или понизить среднегодовую температуру того или иного бассейна. Резкое различие температур морской воды высоких широт и тропических областей обусловливает циркуляцию и постоянное перемешивание вод Мирового океана.

Давление и плотность. Давление в морях и океанах изменяется в вертикальном направлении и возрастает пропорционально глубине. На каждые 10 м глубины давление увеличивается на 0,1 МПа. Наибольшей величины оно достигает в пределах глубоководных впадин. Расчет величины давления для конкретных глубин производится по формуле

$$p = \frac{H\gamma}{100},$$

где p — давление морской воды в МПа; H — глубина участка, для которого проводится расчет, в м; γ — плотность морской воды в г/см^3.

Обычно плотность морской воды при расчетах невысокой точности принимают равной единице; фактически она изменяется в небольших пределах — от 1,0275 до 1,022 кг/м^3. Изменение плотности морской воды обусловлено колебаниями температуры и солености. В поверхностном слое плотность в большей степени зависит от температуры. Минимальные значения плотности характерны для экваториальных областей, а максимальные — для полярных.

ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

В воде современных морей растворены кислород, азот, углекислый газ, в редких случаях вместо кислорода присутствует сероводород в сочетании с азотом и углекислым газом. Бассейны, в водах которых растворен кислород, выделяются как водоемы с нормальным газовым режимом; бассейны, в водах которых присутствует сероводород — как водоемы с аномальным газовым режимом или сероводородным заражением. Газовый режим морских бассейнов зависит от многих факторов, главными из которых являются температура морских вод и их вертикальное перемешивание. В свою очередь газовый режим целиком определяет характер органического мира бассейна и существенно влияет на процессы осадконакопления. Наибольшее геологическое значение имеют кислород и углекислый газ, обладающие

большой химической активностью. Кислород играет основную роль в жизнедеятельности морских организмов, поступая в воды бассейна отчасти из атмосферы, а отчасти за счет фотосинтезирующей деятельности водорослей. Количественно в морской воде преобладает углекислый газ, которого здесь во много раз больше, чем других газов атмосферы, в том числе кислорода и азота. Содержание углекислоты в морской воде примерно в 100 раз превышает ее содержание в атмосфере. Объясняется это тем, что растворимость углекислого газа в морской воде намного больше, чем азота, кислорода и других газов. Опытным путем установлено, что при температуре морской воды 0° С она может поглотить из атмосферы около 50 см³ углекислого газа и только 8 см³ кислорода, несмотря на то, что в атмосфере давление углекислого газа в 158,57 раз ниже, чем давление кислорода.

Растворение газов в морской воде — процесс обратимый. При этом устанавливается динамическое равновесие между количеством газов, поступивших из атмосферы в морские воды, и количеством выделившихся газов. Растворимость газов зависит от температуры воды. При ее повышении образуется избыток газов и последние могут выделиться в атмосферу. Этим объясняется тот факт, что весной и летом при повышении температуры океаны и моря отдают избыток растворенных газов в атмосферу, а осенью и зимой, когда температура понижается, они эти газы поглощают. Обычно у моря летом и весной в результате таких процессов воздух бывает пересыщен кислородом. С этим связано благотворное влияние морского климата на организм человека.

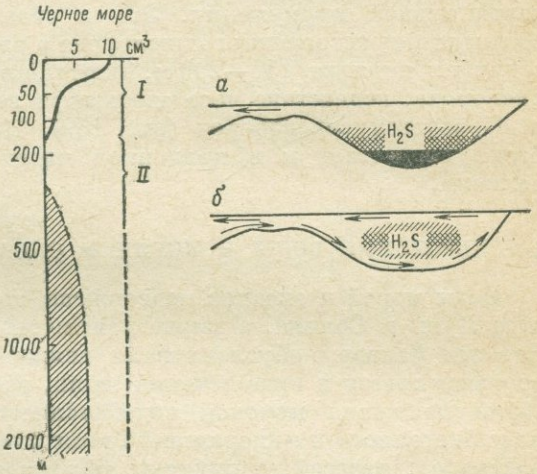


Рис. 139. Схема сероводородного заражения в Черном море и в Норвежских фиордах (по Н. М. Страхову):

I — кислородная зона; *II* — сероводородная зона. Типы газового режима норвежских фиордов: *а* — в случае только выносящего течения; *б* — при двустороннем токе воды

Таким образом, растворимость углекислого газа и кислорода значительно возрастает с понижением температуры. В результате воды арктических морей бывают недонасыщены углекислым газом, а воды экваториальных бассейнов — перенасыщены им. В связи с тем, что холодные воды содержат большее количество свободного углекислого газа, в них больше этого газа и в химически связанной форме, а следовательно, выше растворимость карбонатов. В теплых водах растворимость карбонатов ниже, и они выделяются в твердую фазу, образуя карбонатные осадки.

Благодаря постоянной интенсивной вертикальной циркуляции вод Мирового океана в нем устанавливается нормальный газовый режим, характерный почти для всех открытых морских и океанических бассейнов, за исключением внутренних морей типа Черного и Балтийского. Эти бассейны соединяются с Мировым океаном узкими проливами, вследствие чего свободный водообмен между ними нарушен. Кроме того, котловинный характер дна этих морей и сильное опреснение поверхностных горизонтов воды в связи с интенсивным влиянием речного стока привели к расслоению воды в вертикальном разрезе по солености и обусловили полную потерю вертикальной циркуляции. Это в свою очередь вызвало резкое сокращение растворенного кислорода в нижних горизонтах. Начиная с глубин порядка 150—200 м, морская вода содержит лишь следы кислорода, вследствие чего здесь идут восстановительные процессы и образуется сероводород (рис. 139). Количество его с глубиной резко возрастает и в придонной части достигает значительных величин.

§ 4. ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ

Воды морей и океанов подвержены воздействию ветра, притяжению Луны и Солнца, а также изменению температуры и солености. Все эти факторы обусловливают движение морской воды, которое осуществляется в виде течений, волн, приливов и отливов. Результатом движения морской воды является перемещение огромных масс биогенного и минерального вещества, причем последнего в виде растворов, взвесей и крупных обломков. Рассмотрим причины и характер каждого из этих видов движения морской воды.

Течения представляют собой горизонтальное перемещение огромных масс воды. Они могут быть вызваны различными факторами, главными из которых являются различие в температуре и солености морской воды и сила постоянно и периодически дующих ветров. Известны несколько видов течений — постоянные и периодические, поверхностные и глубинные (придонные), холодные и теплые и т. д. Природа всех этих течений различна. Так, постоянные поверхностные течения возникают вследствие неравномерного нагревания морских вод. В частности, в экваториальных областях воды Мирового океана нагреваются, становятся более легкими и поднимаются вверх, вызывая вертикальную циркуляцию. Поднявшись на экваторе к поверхности, воды океанов растекаются к полюсам, создавая постоянные поверхностные течения. Последние в своем движении к полюсам отклоняются на северо-восток в северном полушарии и на юго-восток — в южном, что объясняется вращением Земли вокруг ее оси.

Придонные (глубинные) течения возникают в полярных областях, где происходит обратное явление. В этих областях воды океана сильно охлаждаются и, как более тяжелые, опускаются на дно. Погрузившись, они начинают двигаться к экватору, образуя придонные течения. Вследствие вращения Земли эти течения также отклоняются в северном полушарии направо, в южном — налево. Такие движе-

ния морских и океанических вод происходят постоянно, образуя замкнутый круговорот.

Течения конвекционного типа возникают в результате различия в плотности морской воды, обусловленного изменением температуры и солености. Направления периодических течений, возникающих в морях и океанах, в каждом конкретном случае зависят от многих факторов, главными из которых являются направление и сила ветра, конфигурация береговой линии, характер и уклон морского дна и т. д.

Приливы и отливы — это периодические поднятия и опускания уровня воды в морях и океанах, вызванные дифференцированным притяжением Луны и Солнца. Дважды в сутки, примерно через 12 ч 26 мин, уровень воды в морях и океанах поднимается (приливы) и дважды в сутки падает (отливы). Причем, если в открытом океане

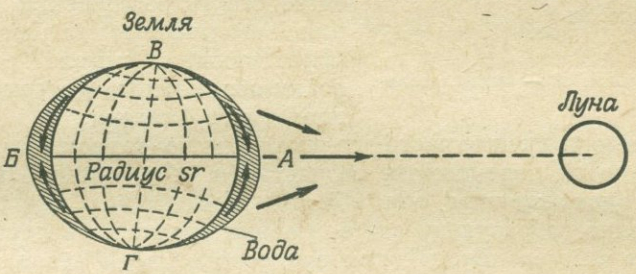


Рис. 140. Возникновение приливов и отливов

эти колебания мало заметны и величина их не превышает нескольких метров, то в области шельфа и в устьевых частях крупных рек приливы и отливы проявляются отчетливо. При этом высота подъема воды местами достигает значительных величин — от 6—7 до 15—21 м.

Механизм приливов и отливов объяснил И. Ньютон. Он доказал, что эти явления вызваны притяжением Луны и Солнца. Воды, обращенные к Луне (в точке *А*), притягиваются больше, чем твердые оболочки Земли, в связи с чем как бы опережают Землю в направлении Луны (рис. 140). В точке *Б* твердая Земля притягивается к Луне сильнее, чем вода, которая при этом как бы отстает от Земли. Такое явление легко объяснить законом всемирного тяготения, согласно которому сила взаимного притяжения материальных частиц пропорциональна величинам их масс и обратно пропорциональна квадрату расстояния между ними.

Одновременно от точек *В* и *Г* вода оттекает, что обусловливает ее низкое стояние — отлив на соответствующих участках земного шара. По мере вращения Земли каждый меридиан поочередно оказывается на участках высокого и низкого стояния воды с интервалом 24 ч 52 мин. Неполное соответствие этого интервала суткам объясняется тем, что сама Луна за сутки успевает несколько отойти от своего прежнего положения.

Солнце действует на приливы и отливы подобно Луне, но в гораздо меньшей степени, что обусловлено взаимно исключающим притяжением Луны и Солнца. Но дважды в месяц, в период новолуния и полнолуния, Земля, Луна и Солнце оказываются на одной прямой; в этом случае приливы и отливы достигают максимальной силы. Максимальные приливы называют сизигийными, а минимальные квадратурными.

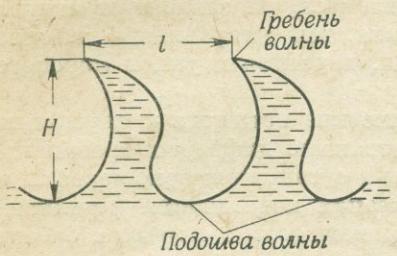


Рис. 141. Строение морской волны:
l — длина волны; *H* — высота волны

Как было сказано выше, в прибрежной зоне течения, вызываемые приливами, бывают достаточно мощными, способными передвигать к берегу или вдоль него довольно крупные обломки горных пород, что способствует разрушению дна. Течения, вызываемые отливами, менее эффективны в смысле транспортировки обломочного материала и эродирующего фактора.

Волновые движения часто возникают на поверхности воды и представляют собой перемещение ее частиц в вертикальной плоскости. Своим происхождением они обязаны воздействию ветра. Волны, одновременно образующиеся в разных точках, интерферируют, вследствие чего возникает движение морской воды весьма сложного вида и характера. При сильных штормах волновые движения захватывают мощные толщи воды, но с глубиной их интенсивность падает. Максимальная глубина, где еще происходит колебание воды, называется базисом волны. Она обычно не превышает 180—200 м. В ряде случаев волны достигают большой высоты и приобретают значительную скорость. Высотой волны считается вертикальное расстояние от ее подошвы до гребня; горизонтальное расстояние между двумя гребнями или подошвами соседних волн называется длиной волны (рис. 141). В открытом океане высота волн 1,5—4,5 м является обычной, увеличиваясь при сильных штормах до 12—15 . При таких высотах длина волн колеблется от 60 до 210 м, а скорость — от 30 до 100 км/ч. При этом в горизонтальном направлении передается только волновое движение, но не происходит перемещения водных масс. Объясняется это тем, что каждая частица воды во время полного прохождения волны, движется по круговой орбите, диаметр которой равен высоте волны. Таким образом, поступательного движения при этом почти не происходит. Частицы воды одновременно участвуют в горизонтальных, вертикальных движениях и волновых

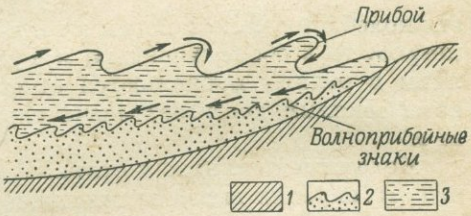


Рис. 142. Волноприбойные знаки:
1 — горные породы морского берега в коренном залегании; *2* — песчаные придонные осадки; *3* — морская вода

колебаниях. Иными словами, они совершают достаточно сложное движение, что особенно отчетливо проявляется в прибрежной зоне на небольших глубинах.

Волнение в придонной зоне вызывает трение воды о дно, поэтому по мере продвижения к берегу скорость волн уменьшается, а длина их сокращается. Такое замедленное движение, в свою очередь, вызывает поворот волны, которая ориентируется более или менее параллельно берегу. Торможением волны о дно можно объяснить и ее замедленное движение у береговых выступов по сравнению с быстрым движением в глубокой воде заливов.

Когда волна достигает береговой отмели и входит в воды, средние глубины которых равняются ее высоте, она опрокидывается, образуя прибой. В зависимости от своей энергии прибой или разрушает берег, или образует в прибрежных песчаных и алевритовых осадках своеобразные текстуры в виде параллельных валиков — волноприбойные знаки (рис. 142).

§ 5. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МОРЯ

В морях и океанах обитает огромная масса животных и растительных организмов. Их систематический состав зависит от среды обитания, т. е. от таких факторов, как глубина моря, температура, соленость, давление, проникновение света, динамика морской воды и т. д. Все эти факторы были рассмотрены выше. Незначительное изменение хотя бы одного из них часто приводит к массовой гибели животных и растений, населяющих тот или иной участок морского бассейна. Этим объясняется приуроченность определенных сообществ биоценозов) животных и растений к определенным областям моря. Весь органический мир морских бассейнов подразделяется на три основные группы — бентос, планктон и нектон.

К б е н т о с у, (по-гречески — морское дно), относят большую группу животных и растений, обитающих на дне морей и океанов. Часть их прирастает ко дну, а часть передвигается на небольшие расстояния. В первом случае говорят о прикрепленном бентосе, во втором — о неприкрепленном или подвижном бентосе. Донное население больших глубин называют абиссальным бентосом в отличие от бентоса мелководных прибрежных частей моря. К прикрепленному бентосу относятся морские лилии, кораллы, губки, мшанки и другие организации, к подвижному бентосу — гастроподы, морские ежи, морские звезды и другие.

К группе п л а н к т о н а (по-гречески — блуждающий) относятся пассивно плавающие организмы, переносимые волнами и морскими течениями. Средой обитания планктона является вся толща морской воды. Планктонными формами являются мелкие одноклеточные животные (фораминиферы, радиолярии), а также некоторые растения (диатомеи и другие водоросли). Фораминиферы и радиолярии обитают в основном в океанических водах тропических и умеренных стран, диатомеи — в холодных околополярных морях. Планктон составляет главную часть органической массы, служащей основой для образования нефти, горючих и битуминозных сланцев.

Все активно плавающие животные относятся к группе нектона (по-гречески — плаваю). Это многочисленные виды рыб и многие представители морских беспозвоночных.

Из перечисленных групп морских организмов основное геологическое значение имеют бентос и планктон. Ввиду массовости их распространения многие представители этих групп играют ведущую роль в процессах осадконакопления и являются породообразующими организмами.

§ 6. РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ РАБОТА МОРЯ (АБРАЗИЯ)

Постоянно движущаяся морская вода производит огромную работу по разрушению горных пород, слагающих берега и дно морей и океанов. Главным разрушительными факторами являются: удар-

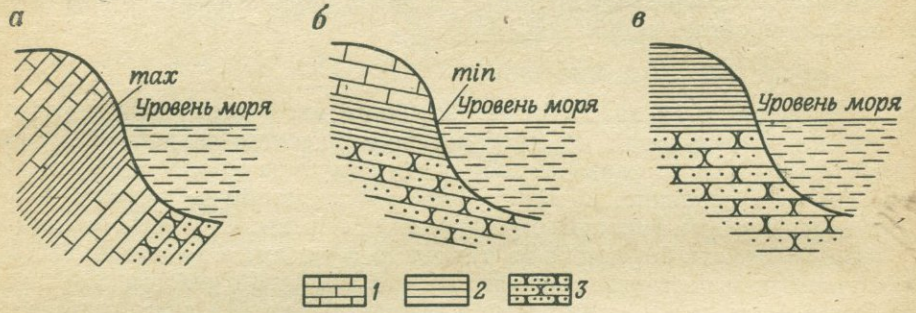


Рис. 143. Схема разрушения морских берегов при различном залегании горных пород (по М. М. Чарыгину)

Падение пластов: *а* — в сторону материка; *б* — в сторону моря; *в* — горизонтальное залегание. *1* — известняк; *2* — глина; *3* — песчаник

ная сила волны, обрушивающейся на берег; удары обломков горных пород, переносимых волнами, химическое воздействие морской воды на горные породы, слагающие берега. Эти факторы в ряде случаев действуют совместно и одновременно, что значительно усиливает разрушительную деятельность моря. Весь комплекс разрушительной работы, производимый водами Мирового океана, называется абразией.

Наибольшему разрушению подвергаются крутые берега. Во время штормов давление воды на горные породы, слагающие берег, в ряде случаев превышает 10—20 т/м^2. Ударная сила волн значительно увеличивается благодаря многочисленным обломкам, которые подхватываются волнами. Однако при равной ударной силе волн морские берега разрушаются с различной скоростью в зависимости от таких факторов, как крутизна берега, прочность слагающих его горных пород и характер их залегания.

Более интенсивно абразия идет у крутых берегов. Многочисленные наблюдения показали, что наиболее быстро берег разрушается там, где слагающие его породы падают в сторону материка (рис. 143, *а*);

минимальная скорость разрушения характерна для берегов, сложенных пластами горных пород, моноклинально наклоненными в сторону моря (рис. 143, *б*). В случае горизонтального залегания пород скорость их разрушения будет средней (рис. 143, *в*).

Абразия проявляется постоянно, что в конечном итоге приводит к разрушению берега. По мере разрушения в отвесной стенке берега образуется выемка — волноприбойная ниша (рис. 144). Она постепенно углубляется до тех пор, пока горные породы, расположенные в кровле ниши не обрушатся под действием силы тяжести. Крутой берег постепенно отступает в сторону материка, а на месте ниши образуется волноприбойная терраса. Верхняя часть этой террасы при отливе обнажается, нижняя часть всегда покрыта водами моря. В ней накапливаются галька, гравий, песок и другие



Рис. 144. Разрез крутого морского скалистого берега с образованием волноприбойной ниши и волноприбойной террасы:
1 — карбонатные породы, слагающие берег моря; *2* — крупнообломочные породы (гравий, галька); *3* — песок; *4* — контуры берега и его склонов до абразии

продукты разрушения коренного берега. Эта часть волноприбойной террасы носит название намывной, или аккумулятивной, террасы. У подножья берегового уступа, на той части волноприбойной террасы, которая протягивается в виде отмели, также скапливаются обломки горных пород. Но в дальнейшем весь этот материал дробится волнами и выносится в удаленные от берега участки моря. Часть волноприбойной террасы, с которой удалены все продукты разрушения берега и которая сложена только коренными породами, называется абразионной террасой.

Волноприбойная терраса под действием абразии постоянно увеличивается, расширяясь как в сторону морского бассейна так и в сторону материка. Иногда она достигает значительных размеров (до 50—60 км в ширину). Максимальная ширина волноприбойной террасы наблюдается в северо-западной части Норвегии, где она выделяется под названием береговой отмели.

В тех случаях, когда морской берег испытывает тектонические движения восходящего или нисходящего направления, образуется несколько волноприбойных ниш и волноприбойных террас. При нисходящих движениях более древние террасы располагаются ниже уровня моря, а при восходящих — наоборот, выше его уровня (рис. 145).

В результате различного режима восходящих и нисходящих движений и связанных с ним отступаний и наступаний моря, а также

вследствие различного строения берега и разной прочности слагающих его пород, в процессе абразии формируются берега различной конфигурации. Различают берега двух типов: атлантического и тихоокеанского. Берега атлантического типа обычно сильно расчленены, изрезаны. В них наблюдается чередование бухт и заливов с мысами и полуостровами. Прибрежно-морская полоса изобилует островами и косами. При погружении берегов этого типа образуются фиорды и эстуарии. Берега тихоокеанского типа, как правило, в плане образуют плавные линии, протягивающиеся на многие десятки и сотни километров. Соответственно названиям берега первого типа характерны для Атлантического океана, а второго — для Тихого океана, хотя и те и другие могут встречаться на разных побережьях одного и того же бассейна.

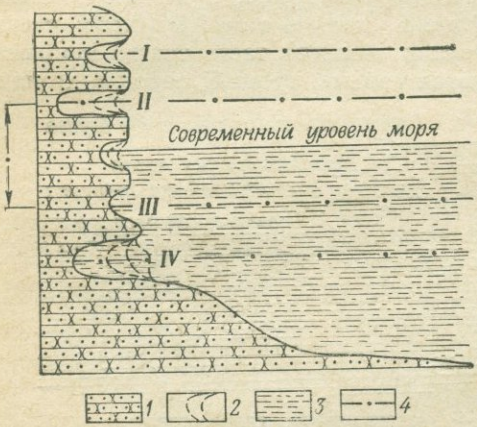


Рис. 145. Схема крутого морского берега, испытывающего попеременно поднятие и опускание

I, II — волноприбойные ниши и террасы, приподнятые над уровнем моря в результате восходящих движений морского берега; *III, IV* — волноприбойные ниши и террасы, погруженные ниже современного уровня моря в результате нисходящих движений морского берега. *1* — песчанистые отложения, слагающие морской берег; *2* — контуры берега и его склонов до абразии; *3* — толща морской воды; *4* — положение уровня моря в момент образования волноприбойных ниш и террас

Помимо перечисленных основных факторов, на конфигурацию морских и океанических берегов влияют вулканическая деятельность, оледенения, оползневые явления, развитие коралловых построек и т. д., однако роль их менее важна.

§ 7. ПЕРЕНОС ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Морские воды переносят не только продукты абразии, возникшие в результате деятельности самого моря, но и огромные массы обломочного материала, выносимого в море реками. Перемещение обломочного материала происходит под действием тех же движений вод Мирового океана, которые производят разрушение берегов и дна, однако для переноса материала требуется меньшая энергия движущейся массы воды. Чтобы оценить способность течения или другого движения морской воды к перемещению обломочного материала, необходимо иметь представление о тех скоростях, при которых сдвигаются или перемещаются частицы твердого материала (табл. 16).

Как следует из табл. 16, для переноса глинистых и илистых частиц нужны несравненно меньшие скорости движения воды, чем для перемещения гравия и гальки. Однако соотношение скоростей, необходимых для разрушения пород, сложенных частицами глинистой и более крупной размерности, имеет обратный характер. Это

Таблица 16

Средняя скорость движения воды при разрушении, переносе и отложении обломочных частиц

Частицы	Диаметр, мм	Критическая скорость, м/с		
		разрушения	переноса	отложения
Глинистые . .	<0,01	3,00	0,03	—
Илистые . . .	0,01—0,1	0,60—0,22	0,08	0,004—0,007
Песчаные . .	0,5—5,0	0,18—0,65	0,37—0,64	0,04—0,4
Гравийные . .	10	1,1	0,89	0,7
Галька . . .	50	2,4	1,1	—

связано с большими силами сцепления между отдельными частицами в тонкодисперсных породах.

Перенос частиц волновыми движениями воды ограничен определенным пределом, который получил название нормального разгона волнения. Как уже отмечалось, волновые движения в толще воды с глубиной затухают. Поэтому перемещение обломочного материала по дну волновыми движениями морской воды осуществляется только в пределах сравнительно узкой прибрежной полосы с глубинами до 100—150, реже до 200 м, т. е. только в области шельфа. В остальной части бассейна волновые движения могут перемещать лишь те частицы, которые находятся во взвешенном состоянии в верхних слоях воды.

Более универсальным фактором переноса обломочного материала являются постоянные морские течения. Хотя в зонах их действия скорость и снижается с глубиной, движения воды захватывает слой мощностью до 1500—2000 м. Скорость постоянных течений в ряде случаев бывает очень значительной. Так, скорость течения Гольфстрим у берегов Флориды равна 250 см/с, а у Атлантического побережья снижается до 90 см/с. Благодаря такой скорости постоянные течения способны переносить довольно крупный обломочный материал на большие расстояния. Еще более значительна роль постоянных течений в переносе тонкодисперсного материала, находящегося длительное время во взвешенном состоянии.

Существенная роль в переносе обломочного материала принадлежит приливным течениям, скорость которых достигает иногда 5—7 м/с. Приливные течения и волнения приводят к закономерному размещению обломочного материала по площади бассейна. В результате их действия нарушается горизонтальная зональность в распределении типов осадков, при которой более грубый материал располагается ближе к береговой линии, а тонкозернистый оседает во внутренних частях бассейна. Влияние постоянных течений проявляется в нарушении этой зональности и появлении пятен и линз грубозернистого материала во внутренних частях бассейна.

Перенос обломочного материала, хотя и в меньших объемах, осуществляется плавающими морскими льдами, а также донными мутьевыми потоками, возникающими при периодическом оползании рыхлых осадков на крутых континентальных склонах океана.

§ 8. СОЗИДАТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ И НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ МОРСКОГО БАССЕЙНА

Геологическая деятельность моря, помимо абразии и переноса, заключается в накоплении осадков. В Мировой океан поступает огромная масса минеральных веществ, сносимых с суши реками и в меньшей степени ледниками и ветром. Эти вещества, находящиеся в виде обломков, а также в виде истинных и коллоидных растворов, осаждаются в различных участках моря, подчиняясь особенностям гидродинамического и гидрохимического режимов данного участка. Помимо принесенного материала, в образовании морских осадков принимают участие продукты абразии и скелетные остатки организмов, населяющих морской бассейн.

Как уже отмечалось, среди осадочных пород земной коры преобладают разности, образовавшиеся из осадков морского происхождения. Они составляют примерно $^3/_4$ общего объема всех осадочных горных пород. Морские осадки чрезвычайно разнообразны. Они отличаются друг от друга размером обломочных частиц, количественным соотношением между обломочным материалом и материалом химического происхождения, минеральным составом тех и других компонентов, а также фаунистической характеристикой. В одних районах остатки фауны и флоры содержатся в морских осадках в изобилии, в других в виде единичных экземпляров, а в третьих отсутствуют вообще. Такое различие в характере морских осадков является следствием исключительного разнообразия физико-географических условий их накопления. Изучение современных осадков показывает, что главными факторами, определяющими тип морских отложений, являются рельеф и глубина морского дна, а также степень удаленности береговой линии, рельеф водосборных площадей и климатические условия (см. рис. 138). Зоны Мирового океана, о которых говорилось выше, прежде всего различаются по характеру своих глубин. В соответствии с этим морские отложения по их приуроченности к определенным зонам подразделяются на литоральные, образующиеся в приливно-отливной зоне, мелководные, накапливающиеся в зоне шельфа на глубинах до 200 м, глубоководные, отлагающиеся на глубинах свыше 200 м. Последние, в свою очередь, подразделяются на отложении зоны континентального склона, или батиальные, и отложения области ложа Мирового океана, или абиссальные.

В определенных зонах Мирового океана идет накопление осадков определенного генетического типа, среди которых выделяются: терригенные, органогенные, хемогенные, вулканогенные, полигенные (табл. 17).

Таблица 17

Современные морские осадки
(по А. Холмсу)

Зона накопления осадков	Тип осадка			
	терригенный	хемогенный и биохемогенный	органогенные	
			преимущественно бентосные	преимущественно планктонные
Литоральная	Галечник Гравий	Оолитовый песок Известковистый ил	Раковистый гравий и раковистый песок	
Мелководная	Песок Ил	Цементирующий материал (10) *	Коралловые рифы и коралловый песок	
Глубоководная	Глубоководный ил батиальной зоны		Коралловые илы	Глубоководные илы абиссальной зоны Птероподовый ил Глобигериновый ил
	Зеленый и синий ил	Цементирующий материал		Диатомовый ил Радиоляриевый ил Нерастворимые остатки из различных источников Красная глина (34)
	Вулканический ил с различным количеством остатков планктона (15)			

* Цифры в скобках—примерная площадь, занятая различными типами осадков, в % ко всей площади дна Мирового океана.

Характер отлагающихся осадков существенно зависит от солености морской воды, ее температурного и газового режима, характера органического мира и т. д. Все эти факторы были подробно рассмотрены выше. Проявляясь по-разному в отдельных зонах морских водоемов, совокупность отмеченных факторов создает определенную специфику условий осадкообразования и самих осадков, характерную для каждой из зон.

ОСАДКИ ЛИТОРАЛЬНОЙ И ШЕЛЬФОВОЙ ЗОН (МЕЛКОВОДНЫЕ)

В пределах литоральной и шельфовой зон формируются терригенные, хемогенные и органогенные осадки. В связи с непосредственной близостью этих зон к областям сноса здесь преобладают терригенные осадки. Характер литорального осадконакопления чрезвычайно изменчив и тесно связан с морфологией берега.

У пологих плоских берегов формируются органогенные, карбонатные по составу осадки и так называемые пляжевые осадки. Органогенные осадки образуются за счет накопления остатков фауны и флоры, в изобилии населяющей литораль на плоских побережьях. Особенно велика в образовании этих осадков роль растительности и прикрепляющихся животных. Пляжевые осадки состоят из материала, вынесенного с суши и переработанного волнами, или из материала, выброшенного морем (например, обломков раковин), или из смеси того и другого. Как правило, преобладает обломочный, песчаный материал. Для этих отложений характерна значительная изменчивость как в направлении, перпендикулярном береговой линии,

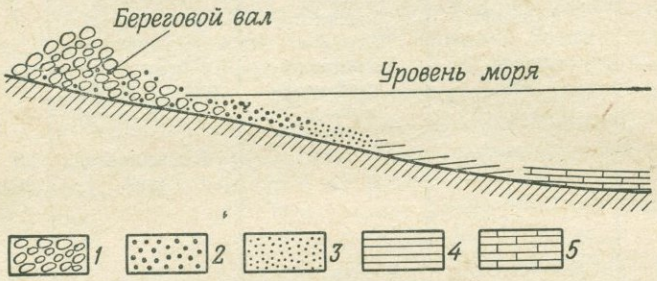


Рис. 146. Отложение осадков у плоских берегов:
1 — галечник; *2* — крупнозернистый песок; *3* — тонко- и мелкозернистый песок; *4*, *5* — органогенные (карбонатные) осадки

так и вдоль ее простирания. В пляжевой полосе располагаются береговые валы, которые формируются взбегающими на берег штормовыми волнами. Выбрасываемый ими песчано-галечный материал остается на берегу и слагает береговой вал, а более тонкие частицы уносятся обратно в море (рис. 146).

К литоральной области морей и океанов относятся также заливы и бухты, в которых накапливаются илы различного типа. На плоских побережьях в тропиках располагаются заболоченные низины с пышной своеобразной растительностью. При отмирании растений здесь в широких масштабах идет накопление органического вещества, которое в дальнейшем при захоронении осадков и прогибании данного участка земной коры может преобразоваться в каменный уголь. Угленосные толщи, образовавшиеся в прибрежно-морских заболоченных равнинах, выделяются под названием параллических.

Иначе идут процессы осадконакопления у крутых, обрывистых, сложенных крепкими и плотными породами берегов. Как уже отмечалось, прибой достигает здесь максимальной силы, волны интенсивно разрушают коренные породы, образуя волноприбойную нишу и террасу. На террасе накапливается неотсортированный обломочный материал различной величины и формы. Морские волны сортируют этот материал и окатывают остроугольные обломки, постепенно превращая их в гравий и гальку. Частицы более мелкой размерности выносятся в море и не накапливаются у берегов такого типа. По-

скольку сортировка и окатанность терригенного материала бывают весьма различными, то в древних прибрежных отложениях, сформировавшихся у крутых берегов, в ископаемом состоянии обнаруживаются такие породы, как конгломераты, брекчии или переходные образования. Среда, где идет накопление грубого обломочного материала, неблагоприятна для живых организмов, поэтому органические остатки в них встречаются крайне редко и представлены, как правило, остатками фауны с толстостенными раковинами или организмами, высверливающими норы в твердом грунте.

Характер осадков шельфовой зоны определяется в основном рельефом водосборных площадей, т. е. прилегающих участков континента, откуда поступает в морской бассейн минеральное вещество. При расчлененном рельефе водосборов, с которых поступает огромная масса обломочного материала, в шельфовой зоне накапливаются терригенные осадки. Как отмечалось выше, под действием гидродинамического фактора происходит закономерное распределение обломочного материала на территории шельфа. Более грубые осадки, состоящие из глыб, гальки, гравия и т. п., отлагаются ближе к берегу, за ними в направлении внешней границы шельфа располагается зона песчаных осадков, затем алевритовых и, наконец, глинистых. Органическая жизнь на участках шельфа, прилегающих к водосборам с расчлененным рельефом, подавлена, поэтому органогенные осадки развиты здесь ограниченно. Карбонатные органогенные осадки могут формироваться лишь при значительном удалении от берега (рис. 146).

В шельфовые зоны, прилегающие к водосборам с плоским рельефом, обломочный материал практически не поступает. Минеральное вещество мигрирует с суши лишь в форме растворов. Обилие света и питательных веществ создает благоприятные условия для развития органической жизни. Население таких шельфов исключительно велико, разнообразно и представлено организмами (или растениями) с известковым скелетом. Здесь широко развиты органогенные карбонатные осадки, состоящие из целых и раздробленных раковин.

Своеобразной формой органогенных карбонатных накоплений являются органогенные постройки в виде рифов, биогермов и биостромов. Современные органогенные постройки чаще всего возводятся коралловыми полипами. Это — морские одиночные или колониальные животные, ведущие прикрепленный образ жизни. Отдельная особь обладает известковым скелетом в виде небольшой камеры или кораллита. У колониальных кораллов каждое последующее поколение полипов расселяется, прикрепляясь к кораллитам, уже отмершего, предшествующего поколения. Так образуется колония, у которой живет и развивается только верхняя часть, а нижняя представляет собой твердый известковый остов. Размер колоний может быть различным; под органогенными постройками понимаются колонии крупных размеров. Для существования кораллов необходимы определенные условия морской среды — скалистое дно, нормальная соленость воды и сравнительно небольшая глубина (порядка 5—40 м). В ряде случаев коралловые постройки достигают значительной высоты, намного превышающей 5—40 м. Объясняется

это тем, что рост их происходит одновременно с опусканием морского дна. До недавнего времени считалось, что коралловые постройки могут формироваться только в тропических морях при среднегодовой температуре 23—25° С. Однако в последнее время они были обнаружены и в полярных морях, где имеют, правда, значительно меньшие размеры, чем в тропических зонах.

Коралловые рифы по размеру, форме и положению в морском бассейне подразделяются на береговые, барьерные и атоллы.

Береговым рифом называется постройка, которая прослеживается вдоль берега и отделена от него узкой и неглубокой полосой воды (рис. 147, *а*).

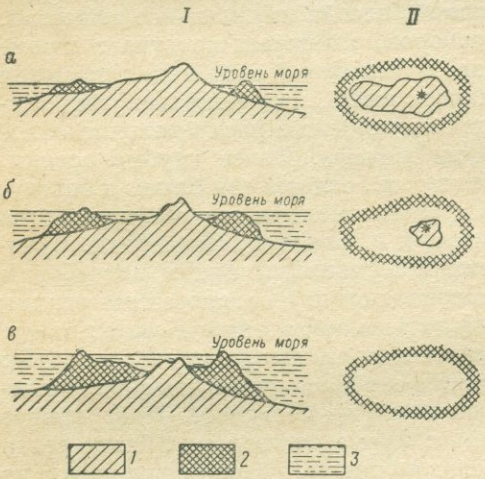


Рис. 147. Коралловые рифы:
I — профиль; *II* — план. *а* — береговой риф; *б* — барьерный риф; *в* — атолл (или кольцевой) *1* — породы в коренном залегании; *2* — коралловые постройки; *3* — морская вода

Барьерный риф — постройка крупных размеров, которая располагается на значительном расстоянии от побережья и отделена от него довольно широкой (несколько километров) и относительно глубоководной полосой моря. Барьерные рифы часто располагаются у внешней границы шельфа (рис. 147, *б*).

Атолл представляет собой риф, который в плане имеет кольцевую форму. Внутри рифового кольца находится лагуна — мелководный участок моря, сообщающийся с открытым морем одним или несколькими проливами. С наружной стороны атолла располагается более глубоководная зона (рис. 147, *в*). Во внутренней лагуне кольцевого рифа, а также на периферии рифов любого типа накапливаются продукты абразии самой органогенной постройки. Они представлены хорошо окатанными обломками скелетных остатков кораллов и других организмов и образуют своеобразный генетический тип осадков—раковистый гравий (при размере обломков >2 мм) и раковистый песок (при размере обломков <2 мм).

В пределах материковой отмели, объединяющей литоральную и шельфовую зоны, откладывается основная масса осадков, которые в дальнейшем преобразуются в осадочные горные породы. Скорость накопления осадков в этих зонах значительно выше, чем в области континентального склона и ложа Мирового океана.

НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ В ЛАГУНАХ

В краевых частях шельфовой зоны, примыкающих к континентам, выделяются участки, где накапливаются осадки, существенно отличные от развитых на остальной территории шельфа. Такими участками

являются лагуны. Это заливы, отделенные от основного морского бассейна подводным барьером (рис. 148). Вследствие этого водообмен между лагуной и открытым морем нарушен, что и определяет в ней аномальную соленость вод. Различают лагуны с осолоненными и опресненными водами. Повышенная концентрация солей характерна для лагун, расположенных в областях аридного климата, где происходит усиленное испарение вод с поверхности лагуны. Опресненные лагуны находятся в зонах гумидного климата при условии усиленного стока пресных вод с континента. Осадки опресненных лагун, примером которых может служить Азовское море, близки к осадкам шельфовой зоны в целом. В осолоненных лагунах накапливаются в основном хемогенные осадки. В зависимости от степени осолонения лагун в них отлагаются карбонатные, сульфатные или галлоидные осадки.

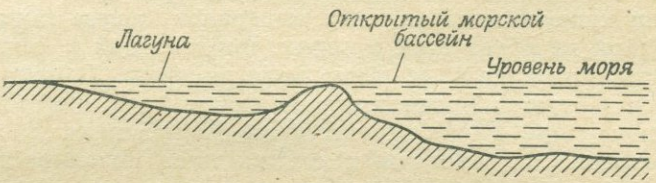


Рис. 148. Схема соединения лагуны с открытым морским бассейном

К последним относятся различные самосадочные соли, представленные такими минералами, как галит (NaCl), мирабилит (Na_2SO_4) × × $10H_2O$), астрахонит ($MgNa_2(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$) и другие. Самой крупной осолоненной лагуной на территории СССР является залив Кара-Богаз-Гол, концентрация солей в котором в 20 раз выше, чем в Каспийском бассейне. Отложения древних осолоненных лагун, находящиеся в ископаемом состоянии, широко распространены в пределах земного шара и имеют большое промышленное значение как химическое сырье.

ОСАДКИ ЗОНЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА И ЛОЖА МИРОВОГО ОКЕАНА (ГЛУБОКОВОДНЫЕ)

В пределах глубоководной зоны существуют специфические условия, которые определяют характер формирующихся осадков. Во-первых, в эту значительно удаленную от берега зону поступает очень небольшое количество терригенного материала, главным образом в виде частиц тонкозернистой размерности. Во-вторых, отсутствие света и низкая температура делают эту зону мало пригодной для жизни бентальных организмов. В-третьих, здесь отсутствуют волнения, способствующие перераспределению и взмучиванию осадочного материала.

Среди осадков глубоководной зоны присутствуют терригенные тонкозернистые разности, органогенные, представленные остатками планктонных организмов, химические и вулканогенные.

К терригенным отложениям этой части дна Мирового океана относятся зеленые, синие и красные илы. Зеленый ил встречается у

берегов Испании, Южной Африки и Северной Америки. Окраска его обусловлена присутствием минерала глауконита. Зеленые глауконитовые илы располагаются у верхней границы континентального склона, реже спускаясь до 1000—2000 м. Зеленый ил состоит из более грубозернистых частиц, чем илы другого типа, и часто переходит в тонкозернистые песчаные разности. К зоне глауконитовых осадков часто приурочены конкреции фосфорита. Синий (или черный) ил состоит из частиц пелитовой размерности, сильно обогащен органическим веществом, издает запах сероводорода. Темный цвет осадка обусловлен присутствием пирита и марказита в тонкодисперсной форме. Синий ил образуется в восстановительной среде, основной областью его распространения являются континентальный склон и прилежащая часть ложа Мирового океана.

Красный ил сложен частицами пелитовой размерности. Его цвет обусловлен присутствием окисных минералов железа (лимонит, гематит). Такой ил образуется в морях, прилежащих к континентам, где развиты красноцветные коры выветривания. В частности, он встречается у берегов Бразилии, в Японском море, в юго-восточной части Черного моря. Распространение его носит локальный характер.

Рассмотрение глубоководных донных илов показывает, что их цвет не случаен, а отражает особенности среды их формирования.

Органогенные осадки области континентального склона представлены известковыми илами, которые состоят из остатков планктонных организмов — фораминифер, известковых водорослей и других. Эти осадки широко распространены и встречаются на глубинах до 3000 м.

Исследование океанического дна показало, что на средних океанических глубинах вдали от континентов дно Мирового океана покрыто илами, несколько отличными от илов области континентального склона. Они представлены органогенными разностями трех основных типов: глобигериновым, радиоляриевым и диатомовым. Глобигериновый ил окрашен в белый, слегка желтоватый или розоватый цвета, в сухом виде напоминает писчий мел, бурно реагирует с кислотой, что указывает на его высокую карбонатность. Содержание карбонатов в глобигериновом иле выше, чем в известковых илах континентального склона. Микроскопические определения показали, что этот ил почти целиком сложен остатками планктонных организмов — глобигерин, имеющих известковый скелет и населяющих воды тропической и умеренной зон. Глобигериновый ил широко распространен, покрывая дно океанов на многие сотни и тысячи километров на глубинах не более 4500 м. Глубже известковые осадки не накапливаются, так как с этой глубины начинается растворение карбонатного материала.

Радиоляриевый ил сложен остатками кремневых раковин — радиолярий и распространен на глубинах от 4500 до 8000 м. Это самый глубоководный органогенный ил. Совместно с остатками радиолярий в осадке присутствует красная океаническая глина. Радиоляриевым илом покрыты обширные пространства, составляющие около 41% всей площади ложа Мирового океана.

По мере приближения к полярным областям глобигерины и радиолярии постепенно сменяются другими планктонными организмами, среди которых ведущее место приобретают диатомеи — микроскопические водоросли с кремнистым скелетом. Соответственно глобигериновые и радиоляриевые илы сменяются диатомовыми илами, состоящими преимущественно из остатков диатомей. Эти илы распространены в холодных морях высоких широт на глубинах главным образом от 1000 до 6000 м. Иногда они встречаются и в глубоководных желобах.

На глубинах свыше 6000—8000 м развиты осадки, выделяемые под названием красной океанической глины. Красная глина покрывает значительную часть площади Мирового океана (36%) и имеет небольшую мощность. Она состоит из пелитовых частиц и содержит ушные кости китов, зубы акул, материалы вулканогенного происхождения и метеоритную пыль.

Небольшая мощность красной океанической глины, а также высокое относительное содержание в ней органических остатков и метеоритной пыли указывают на исключительно медленное ее накопление. Происхождение красной океанической глины до конца не выяснено.

Глава XII

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ФОРМЫ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Горные породы представляют собой геологические тела, сложенные минеральными агрегатами определенного состава и образующиеся при различных геологических процессах внутри земной коры или на ее поверхности. Горные породы могут состоять из одного минерала (мономинеральные) или из нескольких минералов (полиминеральные). Минералы, содержащиеся в породах в количестве более 5%, называются породообразующими, а присутствующие в виде незначительной примеси (менее 5%) — акцессорными.

Все горные породы по своему происхождению (генезису) делятся на три основные группы: магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические породы образуются в процессе остывания и отвердения магматических расплавов в недрах Земли или на поверхности.

Осадочные породы образуются в результате разрушения на поверхности Земли ранее сформировавшихся горных пород и последующего накопления и преобразования продуктов этого разрушения. В образовании осадочных пород участвуют атмосферные агенты, гидросфера, органический мир.

Метаморфические породы образуются из магматических и осадочных пород, подвергшихся в недрах земной коры

действию высоких температур, давлений и химически активных веществ.

Магматические породы составляют 95% общей массы пород, слагающих земную кору. На осадочные и метаморфические породы приходится 5%.

Кроме минерального состава и происхождения, горные породы отличаются друг от друга структурой, текстурой и формами залегания в земной коре.

Структура горных пород (строение) определяется размером, формой и характером срастания минеральных зерен, слагающих породу.

Текстура горных пород (сложение) определяется пространственным взаиморасположением слагающих ее минеральных зерен и характером заполнения объема породы.

§ 2. СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Образование осадочных пород представляет собой сложный и длительный процесс, связанный со всеми процессами внешней динамики Земли. В образовании осадочных пород можно выделить следующие стадии: 1) образование исходного осадочного материала; 2) перенос осадочного материала; 3) накопление осадка (седиментогенез); 4) преобразование осадка в осадочную породу (диагенез); 5) изменение осадочной породы до начала метаморфизма или начала выветривания (катагенез).

Процесс формирования осадочной породы, начиная от образования исходного материала и кончая превращением осадка в породу, называется литогенезом, что означает «рождение породы». Огромный вклад в познание литогенеза внесли такие советские ученые, как Л. В. Пустовалов, Г. Ф. Крашенинников, Н. Б. Вассоевич, Н. В. Логвиненко и Н. М. Страхов, обобщивший существующие представления в фундаментальном труде «Основы теории литогенеза». С позиций этих ученых и излагается сущность отдельных стадий образования осадочных пород.

Исходным материалом для формирования осадочных пород являются продукты разрушения магматических, метаморфических и ранее образовавшихся осадочных пород на поверхности Земли. Разрушение горных пород и входящих в их состав минералов осуществляется в ходе таких процессов, как выветривание, эрозия, абразия, суффозия и т. д. Основная масса продуктов разрушения возникает в результате выветривания, физического и химического. В дальнейшем, в процессе деятельности поверхностных текучих вод и в меньшей степени ледников и ветра, происходит транспортировка продуктов выветривания к областям седиментации (осадконакопления). Эти продукты мигрируют по поверхности Земли в форме обломочных частиц, коллоидных и истинных растворов. Весь этот материал, находящийся на стадии переноса, при изменении рельефа местности, динамики среды и геохимической обстановки может перейти в осадок. При этом начинается третья стадия образования

породы — седиментогенез, или накопление осадка. Следует различать осаждение частиц, которое может быть временным, так как частицы могут вновь подхватываться движением среды, и накопление осадка, т. е. окончательное закрепление частиц на дне.

Подавляющая масса осадков накапливается в конечных водоемах стока — озерах и главным образом в морях. Такие осадки называют субаквальными. Однако накопление осадков может происходить и на участках суши вне водной среды, такие осадки называют субаэральными. В конечных водоемах стока в зависимости от характера поступающего в них материала, а также гидродинамического и гидрохимического режимов водоема формируются осадки трех типов: обломочные, глинистые и химические. В распределении типов осадков по площади водоема устанавливается определенная зональность. Значительную роль в осаждении растворенных веществ играют организмы, которые при жизни извлекают минеральное вещество из воды для постройки своего скелета, а после смерти отлагают его на дне бассейна, образуя биогенные осадки. Породы биогенного происхождения встречаются только в толщах субаквальных отложений. Субаэральные отложения могут быть представлены песчаными, глинистыми и химическими образованиями, отличающимися по свойствам от тех же разностей, сформировавшихся в субаквальных условиях. На стадии седиментогенеза закладываются такие важнейшие черты осадка, как его химический и минеральный состав, размер и форма слагающих его частиц, наличие слоистости и т. п., которые затем наследуются породой.

После стадии седиментогенеза наступает стадия диагенеза, которая завершает процесс формирования осадочной породы. Диагенез — совокупность процессов, преобразующих осадок в осадочную породу. Свежесформированные осадки представляют собой рыхлые, сильно обводненные тела, насыщенные разнообразными реакционноспособными соединениями. Помимо минеральных веществ, в осадке присутствуют органическое вещество в виде остатков погибших организмов и живое бактериальное население. Важнейшим свойством такого осадка является отсутствие физико-химического равновесия между слагающими его твердыми, жидкими и газообразными компонентами. Это свойство является основным фактором диагенеза, т. е. главной причиной тех процессов, которые протекают в осадке и в ходе которых он превращается в породу.

Наиболее ранним из этих процессов является уничтожение в осадке свободного кислорода в результате жизнедеятельности бактерий и разложения органического вещества. После поглощения свободного кислорода начинается реакция гидроокислов Fe, Mg, C и сульфатов. Одновременно некоторые минералы, находящиеся в твердой фазе, такие, например, как $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2, постепенно растворяются, достигая стадии насыщенных растворов. В ходе этих процессов состав вод, насыщающих осадков, первоначально не отличающийся от состава вод бассейна седиментации, резко меняется. Они обогащаются CO_2, H_2S, CH_4, теряют кислород и сульфаты,

резко повышают свой щелочной резерв. Изменение состава вод, насыщающих осадок, дает толчок двум новым процессам.

Первый процесс заключается в том, что между водами бассейна и осадка начинается взаимодействие, своеобразный «обмен веществ». Из осадка в наддонные воды бассейна уходят CO_2, H_2S, CH_4 и другие соединения, из наддонных вод в воды осадка поступают O_2, сульфатион (SO_4^{-2}) и связанные с ним Ca^{+2} и Mg^{+2}. В результате некоторые компоненты, такие, например, как S и Mg, накапливаются в осадке в количествах, гораздо больших, чем отложенные первоначально. Все это приводит к дальнейшему изменению состава и концентрации вод осадка.

Второй процесс идет непосредственно в осадке и заключается в образовании аутигенных диагенетических минералов. Сочетания некоторых ионов, находящихся в водах осадка, в конечном счете достигают стадии насыщения раствора тем или иным веществом, которое и выделяется в твердую фазу, образуя минерал. Таким образом, путем растворения и накопления в растворе исходных реакционноспособных веществ образуются новые комбинации ионов, выделяющихся в твердую фазу в виде новых, диагенетических минералов. Отличие их от исходных минералов состоит в том, что они являются устойчивыми в среде данного осадка.

Образованием аутигенных минералов не исчерпывается весь объем диагенетических преобразований. Пестрота физико-химической обстановки в осадке приводит к тому, что диагенетические минералы, вначале распределенные в осадке более или менее равномерно, начинают перераспределяться. Часть их концентрируется в одних участках породы, другая часть — в других. При этом образуются пятна, линзы, конкреции и пластообразные стяжения диагенетических минералов. В процессе диагенетического перераспределения происходит выравнивание геохимической обстановки во всем объеме осадка. Так, в ходе сложной серии взаимосвязанных процессов исходная неуравновешенная система осадка химически перестраивается и превращается во внутренне уравновешенную систему, осадок становится породой.

Одновременно с названными физико-химическими процессами происходят уплотнение осадка и отжатие насыщающих его вод. Уплотнение осадка происходит под действием нагрузки перекрывающих его новых порций осадков, а также в результате образования диагенетических минералов, которые цементируют отдельные частицы. Уплотнение на стадии диагенеза сильнее всего проявляется в кремнистых и карбонатных осадках, которые подвергаются полному окаменению. В гораздо меньшей степени оно проявляется в глинистых, алевритовых и песчаных осадках в результате образования диагенетических минералов в виде отдельных зерен и стяжений. К концу стадии диагенеза породы представляют собой более или менее уплотненные тела, отдельные компоненты которых находятся в полном физико-химическом равновесии.

Интенсивность процессов диагенеза зависит как от состава осадка (чем разнороднее осадок, тем существеннее диагенетические

преобразования), так и от условий, в которых он находится. Изложенная схема диагенеза отвечает преобразованиям, происходящим в субаквальных осадках. В субаэральных осадках, контактирующих не с водной, а с воздушной средой, процессы диагенеза имеют несколько иной характер, а интенсивность их в целом значительно ослаблена.

Стадией диагенеза заканчивается процесс формирования осадочной породы. Далее наступает стадия катагенеза. Осадочная порода со всеми присущими ей особенностями существует в земной коре до тех пор, пока находится в термодинамических условиях, характерных для верхних горизонтов коры, т. е. пока не попадает в глубинные зоны, где будет переработана метаморфизмом, или пока не будет выведена в зону аэрации, где начнется ее выветривание. На стадии катагенеза породы подвергаются различным изменениям, однако в основных чертах сохраняют свое строение и минеральный состав. К а т а г е н е з — совокупность процессов, изменяющих осадочную породу в период ее существования до начала метаморфизма или выветривания. В отличие от диагенетических процессов, вызванных внутренней неуравновешанностью осадка, катагенез обусловлен отсутствием равновесия между породой и средой, в которую она попадает в результате прогибания или подъема участков земной коры. Основными факторами катагенеза являются температура, давление и воздействие подземных вод.

Катагенез пород проявляется повсеместно и постоянно как на платформах, так и в геосинклинальных областях. Направленность и интенсивность катагенеза определяются геологической обстановкой и в меньшей степени составом и физическими свойствами самих пород. В целом процессы катагенеза протекают менее напряженно, чем диагенетические. К заметным результатам они приводят только потому, что чрезвычайно длительны и могут в зависимости от истории геологического развития региона продолжаться в течение целых геологических периодов и эр.

В условиях нисходящих тектонических движений земной коры в равной мере проявляются все три фактора катагенеза, под действием которых происходят уплотнение и обезвоживание пород, растворение одних минералов и образование других, перекристаллизация минералов.

Влияние давления проявляется в уплотнении и обезвоживании пород. Уплотнение на стадии катагенеза в отличие от диагенетического носит региональный характер. Оно совершается под действием гидростатического давления (давления вышележащих толщ), которое возрастает с увеличением глубины залегания пород. Происходят сближение частиц породы, их взаимоприспособление, образование более плотной упаковки. В результате сокращается первоначальный объем порового пространства породы, что в свою очередь приводит к отжатию содержащихся в ней вод, которые мигрируют в вертикальном или горизонтальном направлении.

Подземные воды, взаимодействуя с породами, осуществляют привнос и вынос вещества в пределах пласта. С погружением на глубину

закономерно изменяются солевой состав и общая минерализация подземных вод. Изменение геохимической обстановки приводит к тому, что некоторые минералы теряют устойчивость, переходят в раствор и выносятся подземными водами. Другие минералы в изменившихся условиях, напротив, приобретают устойчивость и получают возможность выделиться в твердую фазу.

Совместным влиянием давления, температуры и подземных вод обусловлены процессы перекристаллизации на стадии катагенеза. В результате перекристаллизации размер слагающих породу кристаллических зерен увеличивается, сокращается количество межзерновых контактов, что ведет к дальнейшему уплотнению породы.

В условиях восходящих тектонических движений основным фактором катагенеза является воздействие подземных вод. При подъеме территории появляются дополнительные области разгрузки, в связи с чем усиливается привнос и вынос вещества в пластах осадочных пород.

Учитывая различный характер катагенетических преобразований, совершающихся на фоне нисходящих и восходящих тектонических движений, различают прогрессивный и регрессивный катагенез. Прогрессивный катагенез имеет место при погружении осадочных толщ и сменяется метаморфизмом. Регрессивный катагенез происходит при подъеме осадочных толщ и сменяется выветриванием.

Изучение катагенетических преобразований имеет большое практическое значение для геологии нефти и газа. Привнос вещества в осадочные породы и вынос его, уплотнение и перекристаллизация пород значительно сказываются на величине их пористости, а следовательно, и на емкостных и фильтрационных свойствах. Изучению катагенетических преобразований уделяется значительное внимание при прогнозировании коллекторов нефти и газа, а также при решении вопросов, касающихся миграции и формирования залежей.

§ 3. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Минеральный состав осадочных пород разнообразен. Он определяется составом материнской породы, т. е. породы, за счет разрушения которой образуются осадочные отложения, и физико-химическими особенностями среды, в которой накапливаются осадки.

Различают две группы минералов, слагающих осадочные породы, реликтовые и собственно осадочные. К первой группе относятся минеральные соединения, унаследованные от материнской породы. Наиболее распространенными из них являются кварц (SiO_2), полевые шпаты, слюды и ряд других минералов исходных пород. Вторую группу составляют минералы, образующиеся путем химического или биохимического осаждения: халцедон, опал, каолинит, гидроокислы железа, минералы группы карбонатов (кальцит, доломит, сидерит и др.), галоидные соединения (сильвин, галит, карналлит) и сульфаты (гипс, ангидрит и др.). Все они являются главными

породообразующими минералами, составляя основную или существенную часть осадочной породы.

В составе осадочных пород нередко присутствуют органические остатки, т. е. остатки растений и животных. В осадочных породах некоторых типов (органогенные известняки, диатомиты, угли и т. д.) органогенный материал составляет основную массу породы.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СТРУКТУР И ТЕКСТУР

Структура осадочных пород определяется величиной и формой минеральных составляющих. Среди структур осадочных пород различают **псефитовую, псаммитовую, алевритовую, пелитовую и кристаллически-зернистую.** Первые четыре свойственны обломочным породам, последняя — породам химического происхождения.

Осадочные породы известны как в рыхлом, так и в уплотненном, сцементированном состоянии. Материал, скрепляющий отдельные минеральные зерна породы, называется цементом. Выделяют следующие основные типы цемента: базальный, когда обломочный материал целиком заключен в массе цементирующего вещества; контактный, когда цементируются лишь контактные части минеральных зерен; выполнения, когда цемент выполняет промежутки между зернами породы, и смешанный, сочетающий два и более типов цемента.

В зависимости от состава цементирующего вещества различают известковые (цемент из $CaCO_3$), гипсовые (цемент из $CaSO_4 \cdot 2H_2O$), кремнистые (цемент из SiO_2), железистые (цемент из $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ или $FeCO_3$), глинистые (цемент из глинистого вещества) песчаники, конгломераты, брекчии и другие сцементированные осадочные породы. Кроме того, для грубообломочных пород характерны смешанные цементы (песчано-глинистые, карбонатно-глинистые и др.). Более прочными и твердыми являются породы с известковым, железистым или кремнистым цементом.

Текстура (сложение) осадочной горной породы характеризует особенности распределения минеральных зерен. Обычно осадочные породы имеют слоистую текстуру, обусловленную чередованием прослоев, отличающихся составом или размером минеральных зерен, или однородную текстуру с хаотичным, беспорядочным расположением минеральных зерен. В зависимости от условий накопления слоев различают слоистость горизонтальную, косую, перекрестную и диагональную.

К текстурным характеристикам осадочных пород относится также их пористость. На основании размера пор выделяют грубую, крупную, мелкую и тонкую пористость. Первая свойственна известнякам-ракушечникам, карстовым известнякам и др. Тонкая пористость характерна для глин, диатомитов и других пород.

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ

Цвет осадочной породы зависит от слагающих ее минеральных зерен и наличия примесей. Породы, состоящие из кварца, каолинита, кальцита, доломита и гипса, — белые. Примесь углистого вещества

Таблица 18

Основные типы обломочных осадочных горных пород (по Т. А. Лапинской и Б. К. Прошлякову, 1974 г.)

Тип пород	Размер обломков (зерен), мм	Рыхлая порода, сложенная обломками		Сцементированная порода, сложенная обломками		Структура
		окатанными	остроугольными и угловатыми	окатанными	остроугольными и угловатыми	
Грубообломочные (крупнообломочные породы, или псефиты)	Очень крупные, >1000 Крупные, 1000—500 Средние, 500—250 Мелкие, 250—100	Валун Валунник	Глыбы Мелкие глыбы	Валунный конгломерат	Глыбовая брекчия	Псефитовая
	Крупные, 100—50 Средние, 50—25 Мелкие, 25—10	Галечник	Щебень	Конгломерат	Брекчия	
	Крупные, 10—5 Средние, 5—2,5 Мелкие, 2,5—1,0	Гравий	Дресва	Гравелит		
Среднеобломочные (песчаные породы, или псаммиты)	Крупные, 1,0—0,5 Средние, 0,5—0,25 Мелкие, 0,25—0,1	Песок		Песчаник		Псаммитовая
Мелкообломочные (пылеватые породы, или алевриты)	Крупные, 0,1—0,05 Средние, 0,05—0,025 Мелкие, 0,025—0,01	Алеврит, лёсс, супесь, суглинок		Алевролит, каменный лёсс		Алевритовая
Тонкообломочные (глинистые породы, или пелиты)	Грубые, 0,01—0,001 Тонкие, <0,001	Глина (пелит)		Аргиллит		Пелитовая

определяет темно-серый до черного цвет породы, примесь окислов железа — розовый и красно-бурый, присутствие закисного железа, глауконита, хлорита — зеленый, а примесь лимонита — желтый и желто-бурый.

Плотность осадочной породы зависит от состава слагающих её минералов и изменяется в широких пределах — от 0,7 (нефть) до 5,0 (бурый железняк) г/см³. В среднем плотность осадочных пород составляет 2,1—2,8 г/см³.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы по способу образования делятся на четыре группы (табл. 18 и 19): 1) обломочные; 2) органического происхождения; 3) химического происхождения; 4) смешанного происхождения. Породы органического и химического происхождения, кроме того, подразделяются по химическому составу на карбонатные, галоидные, кремнистые и др. Смешанные породы (мергель, опока и многие другие) образуются за счет накопления осадков различного происхождения, например обломков и химически осажденного вещества или химически осажденного вещества и вещества, осажденного биогенным путем, и т. п.

Таблица 19

Основные типы осадочных горных пород органического и химического происхождения

Группа пород, выделенная по химическому составу	Генетический тип пород	
	органогенные	хемогенные
Карбонатные	Известняк фораминиферовый (нуммулитовый, фузулиновый, коралловый, ракушняк)	Известняк плотный, кристаллический (афонитовый), оолитовый, натечный
	Мел	Известковый туф (травертин)
		Доломит
Кремнистые	Диатомит	Кремнистый туф
	Трепел	
Железистые		Бурый железняк (лимонит)
Галоидные		Каменная соль
		Сильвин
Сульфатные		Ангидрит
		Гипс
Аллитные		Латерит
		Боксит
Фосфатные		Фосфорит пластовый желвачный
Каустобиолиты	Торф (С — 60%)	
	Ископаемый уголь	
	Нефть и газ	
	Асфальт	
	Горючие сланцы	

Обломочные осадочные породы образуются за счет накопления продуктов механического разрушения ранее существовавших пород. Они состоят из обломков разнообразных пород и минералов. В соответствии с величиной обломков выделяются следующие типы пород: грубообломочные, среднеобломочные, мелкообломочные и тонкообломочные.

Грубообломочные породы (псефиты) состоят из отчетливо видимых невооруженным глазом обломков горных пород и минералов, рыхлых или сцементированных, размером более 1,0 мм. По характеру и величине обломков, степени цементации (табл. 18) выделяют рыхлые породы, сложенные обломками окатанными (валунник, галечник, гравий) и угловатыми (глыбы, щебень, дресва). Сцементированные скопления угловатых обломков называют брекчией, а окатанных — конгломератом.

Среднеобломочные породы (песчаные или псаммиты) состоят из обломков минералов и горных пород размером от 1,0 до 0,1 мм. По размеру зерен пески и песчаники подразделяют на крупнозернистые (1—0,5 мм), среднезернистые (0,5—0,25 мм) и мелкозернистые (0,25—0,1 мм). Среди песчаных пород различают рыхлые (пески) и сцементированные (песчаники). Пески в зависимости от состава минеральных зерен бывают мономинеральными и полимиктовыми. Первые состоят из зерен одного минерала, вторые — из зерен различных минералов. В зависимости от преобладающего в песчаном материале минерала различают пески кварцевые, слюдистые, роговообманковые, хлоритовые, полевошпатовые (аркозовые), глауконитовые и т. д. Песчаники различают по составу образующих их минералов, размеру зерен и составу цемента.

Кварцевые пески и песчаники состоят из кварца; в виде примеси встречаются полевые шпаты и слюда; цемент разнообразный: кремнистый, глинистый, известковый, железистый, фосфоритовый и т. д. По составу цемента песчаники называют кремнистыми, железистыми, известковыми и т. д. (например, песчаник кварцевый крупнозернистый известковый). Кварцево-глауконитовые пески и песчаники состоят преимущественно из кварца (60—80%), глауконита (40—20%) и слюды (в виде примеси). Окраска желтовато-зеленоватая. Железистые пески и песчаники образованы железистыми минералами, окраска бурая или ржаво-оранжевая. Аркозовые пески и песчаники сложены кварцем и полевыми шпатами, образующимися за счет разрушения интрузивных магматических пород (граниты и др.); окраска розовато-бурая. Граувакки состоят преимущественно из обломков осадочных, магматических и метаморфических пород и зерен различных минералов; окраска зеленовато-бурая и серовато-зеленая.

Мелкообломочные породы (пылеватые или алевриты) состоят из обломков диаметром от 0,1 до 0,01 мм. К алевритам относится большая группа пород континентального происхождения— супеси, суглинки и лёсс. Супеси содержат до 25—30% мелкопесчаных и до 10—20% глинистых частиц, а суглинки 20—25% глинистых

и 10—15% песчаных частиц. Образуются суглинки в результате деятельности атмосферных агентов, рек и ледников.

Лёсс представляет собой светло-палевую или желто-серую однородную породу, состоящую из частиц кварца и извести размером 0,05—0,01 мм с примесью глинистых частиц. Известковые образования имеют часто вид мелких неправильной формы конкреций (журавчиков). На долю карбонатов приходится до 6—7% всей массы породы, на долю кварца — до 50—80% и на долю глинозема — 4—20%. Лёсс обладает высокой пористостью (до 55%). В воде он быстро набухает и размокает.

Сцементированные известковым, кремнистым и другими цементами алевритовые породы называют алевролитами.

Тонкообломочные породы (глинистые или пелиты) состоят из обломков диаметром менее 0,01 мм. К этому типу пород относятся глины и аргиллиты.

Глины состоят из частиц, образовавшихся в результате как химического разложения коренных пород, так и их механического разрушения. Глинистые осадки образуются путем осаждения вещества из коллоидных растворов. Типичными минералами глин являются каолинит и монтмориллонит. Некоторые глины содержат карбонатные минералы (мергелистые и известковые глины), серный колчедан, углистые вещества и битум (битуминозные глины), гипс (гипсоносные глины), ангидрит, галит (соленосные глины). Цвет глин различный: красно-бурый, бурый, желтый, серо-зеленый, темно-серый. Глины легко размокают в воде. В сухом состоянии они землисты и растираются в пылеватый порошок, во влажном — пластичны. Пластичные глины, состоящие из каолинита, гидратов окиси алюминия и слюды, называются огнеупорными (не плавятся до температуры 1700° С). В зависимости от состава выделяют каолинитовые, бентонитовые, монтмориллонитовые глины. Глины делят также на тощие (содержащие терригенную примесь кварца, халцедона, опала и окислов железа) и жирные (без терригенной примеси).

Аргиллиты представляют собой плотные, неразмокающие глинистые породы. При обогащении $CaCO_3$ глины переходят в мергели.

Органогенные осадочные породы образуются за счет накопления продуктов жизнедеятельности организмов, главным образом скелетных остатков морских, реже пресноводных беспозвоночных. По составу среди органогенных пород выделяют карбонатные, кремнистые и каустобиолиты. К группе карбонатных пород относятся известняки и мел.

Различают несколько типов структур органогенных пород: 1) биоморфную, когда порода состоит из целых, ненарушенных скелетных остатков организмов; 2) биоморфно-детритовую, при которой органогенный материал представлен как целыми, так и раздробленными скелетными остатками; 3) детритусовую, когда порода состоит только из раздробленных скелетных остатков организмов. Текстура пород может быть массивной или слоистой.

Известняки органогенного происхождения образованы известковыми раковинами и внутренними скелетами различных

водных животных и растений. Они состоят из кальцита ($CaCO_3$) и осаждаются на дне озер и морей. По внешнему виду известняки представляют собой массивные пористые или плотные породы. Они легко вскипают при взаимодействии с соляной кислотой и имеют сравнительно небольшую твердость. В зависимости от преобладания в составе пород тех или иных остатков растений и животных среди них различают: фораминиферовые (состоящие из раковин нуммулитов — нуммулитовые, фузулин — фузулиновые), коралловые (образовавшиеся в результате жизнедеятельности колониальных коралловых полипов), ракушняки (состоящие почти целиком из раковин различных моллюсков) и т. д.

Известняки, содержащие примесь органических (битуминозных) веществ, называются битуминозными. Они имеют темно-серую до черной окраску, а при ударе и нагревании издают запах нефти. Встречаются окремненные известняки, у которых часть $CaCO_3$ замещена SiO_2.

М е л — разновидность органогенного известняка состоит в основном из мельчайших остатков известковых водорослей — кокколитофорид и представляет собой мелкозернистую однородную, обычно белую, небольшой твердости породу, бурно «вскипающую» с соляной кислотой.

К к р е м н и с т ы м породам органогенного происхождения относятся диатомит и трепел.

Диатомит — сцементированная или рыхлая порода (диатомовая земля), состоящая в основной массе из мельчайших кремневых скорлупок диатомовых водорослей ($SiO_2\ n\ H_2O$). Цвет белый. Порода очень легкая, что обусловлено ее микропористостью.

Трепел состоит из мельчайших опаловых скорлупок диатомовых водорослей. Цвет светло-серый, почти белый, но бывают серые и темно-серые разности. Встречается в виде как рыхлой породы, так и компактных пористых масс. Характерные признаки породы — способность жадно впитывать влагу (прилипает к языку) и малая плотность.

Хемогенные осадочные породы образуются в результате выпадения веществ из истинных и коллоидных водных растворов. Формируются главным образом на дне водоемов, а также являются отложениями подземных вод (сталактиты, сталагмиты и т. д.). Хемогенные осадочные породы, образовавшиеся вследствие выпадения веществ из истинных растворов, имеют кристаллическую структуру (крупно-, средне-, мелко- и тонкокристаллическую), а из коллоидных — скрытокристаллическую. Текстура пород в основном слоистая, но может быть и массивной (однородная).

Хемогенные осадочные породы подразделяются на ряд групп: карбонатные, кремнистые, железистые, галоидные, сульфатные, алитные и фосфатные.

К группе к а р б о н а т н ы х пород химического происхождения относятся известняки (кристаллические, афанитовые, оолитовые, натечные), известковые туфы (травертины), доломиты и сидериты.

Известняки химического происхождения образуются в результате отложения углекислого кальция ($CaCO_3$) из водных растворов. Они плотные, массивного строения, имеют кристаллическую или скрытокристаллическую структуру, бурно «вскипают» с соляной кислотой. Цвет известняков белый, серый, в случае примесей солей железа бурый, розово-бурый и т. д. Оолитовые известняки состоят из концентрически скорлуповатых шариков — оолитов, по внешнему виду напоминающих горошины, сцементированных известковым цементом. Натечные известняки образуются вследствие выпадения $CaCO_3$ из подземных вод. Наиболее характерными формами их являются сталактиты, сталагмиты, корки, формирующиеся в карстовых полостях известняковых массивов (см. рис. 123). Известняковые натеки имеют кристаллическую, иногда крупнозернистую структуру.

Известковые туфы (травертины) представляют собой сильно пористые, ноздреватые породы с мелкокристаллической структурой. Они образуются в местах выхода на поверхность подземных вод, из которых при выделении углекислоты выпадает избыток растворенного углекислого кальция. Часто известковые туфы (травертины) заключают в себе раковины наземных организмов, отпечатки листьев и веток растений. Окраска преимущественно светлая, белая, серая, желтоватая и розовая. Натечные известняки и известковые туфы активно реагируют с соляной кислотой.

Доломит — мономинеральная порода, состоящая из минерала того же названия — $CaMg(CO_3)_2$. Образуется или в результате совместного осаждения солей Ca и Mg и дальнейшего образования минерала доломита уже в осадке, или при непосредственном осаждении доломита из вод осолоненных лагун. Некоторые доломиты образуются путем метасоматического замещения известняков под воздействием подземных магнезиальных растворов (процесс доломитизации). По внешнему виду доломит похож на плотный известняк, но отличается от него слабой реакцией с соляной кислотой в порошке. Окраска доломита обычно светлая — желтоватых, розоватых и буроватых тонов, зависит от различных примесей, в частности от наличия глинистых минералов.

К группе кремнистых пород химического происхождения относится кремнистый туф — твердая, иногда слабо пористая порода различной окраски светлых тонов, обычно белая и желтовато-белая. Образуется путем выпадения аморфного кремнезема (SiO_2nH_2O) из вод горячих источников. К кремнистым туфам относят осадки гейзеров, получившие название гейзерита.

К группе железистых пород относится бурый железняк, представляющий собой смесь гидроокисла железа с глинистым материалом. Гидроокислы железа (лимонит, гетит и др.) составляют более 50% породы. Отлагается как в морских бассейнах, так и в озерах и болотах. При содержании железа более 30—40% бурый железняк считается железной рудой. Различают оолитовую и бобовую руды; первая состоит из железистых оолитов, вторая — из желваков и конкреций железистых минералов. Цвет породы желто-бурый.

Галоидными называют породы типично химического происхождения — каменную соль, состоящую из минерала галита (NaCl), сильвинит, сложенный сильвином (KCl) и галитом.

Каменная соль — мономинеральная порода, в чистом виде бесцветная или молочно-белая. Примеси придают породе желтый, бурый и другие оттенки. Структура средне- и крупнокристаллическая. Порода имеет соленый вкус, легко растворима в воде, очень широко распространена. Нередко слои каменной соли чередуются со слоями ангидрита и гипса.

Сильвинит — менее распространенная горная порода белого, серого, желтоватого, голубого или желто-красного цвета. Структура средне- и крупнокристаллическая. Сильвинит имеет горько-соленый вкус, легко растворим в воде.

В группе сульфатных пород наиболее широко распространены гипсы и ангидриты. Они образуются при выпадении сернокислых солей из водных растворов в бассейнах с повышенной минерализацией вод (мелководных озерах, лагунах).

Ангидрит — горная порода, состоящая из минерала ангидрита ($CaSO_4$). Цвет обычно голубовато-белый. Образует плотные мелкозернистые скопления.

Гипс — горная порода, состоящая из минерала того же названия ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Это обычно слоистая или массивная порода различной плотности от микро- до грубозернистой структуры. Цвет белый, светло-серый, желтоватый, розоватый и бурый. Массивные белые и розовые мелкокристаллические разности гипса называют алебастром, серебристо-белые и розовые параллельно-волокнистые разности — гипсом-селенитом. Гипс легко определить по твердости — чертится ногтем.

Каллитным породам относятся латериты и бокситы, состоящие в основном из гидроокислов алюминия и железа.

Латерит — горная порода, образующаяся при выветривании алюмосиликатных магматических пород в областях с жарким и влажным климатом. Порода твердая и рыхлая, часто пористая, нередко оолитового строения. Цвет различный — белый, серый, розовый и т. д. По происхождению латериты сходны с остаточными глинами, так как являются остаточными продуктами выветривания магматических пород, богатых глиноземом.

Боксит — горная порода, сходная с латеритом. Нередко имеет бобовое или оолитовое строение, но несколько более однороден. По происхождению различают бокситы остаточные (латеритовые) и осадочные (переотложенные). В основном это рыхлые, землистые или более твердые массы серо-белого, желтовато-бурого, буро-красного цвета.

Фосфатным породам принадлежат такие широко распространенные породы, как фосфориты. Они образуются в морях и на континентах (в озерах, болотах и т. д.) и представляют собой осадочные породы (пески, глины и др.), сильно обогащенные фосфатными минералами. Окраска фосфоритов серая, темно-серая с фиолетовым или бурым оттенком. Различают пластовые и желвачные фосфориты.

Пластовые фосфориты — плотные однородные темноокрашенные породы, состоящие из мелких зерен (0,01—1,0 мм) слабораскристаллизованного фосфата (апатита), сцементированных фосфатным или фосфатно-карбонатным (кремнистым) цементом. Желвачные фосфориты представляют собой песчано-глинистые или глинисто-карбонатные породы, содержащие либо мелкие зерна фосфорита (0,1—0,4 мм), либо более крупные фосфоритовые конкреции (0,5— до 5—6 мм), сложенные фосфатным веществом в смеси с глинистым или карбонатным материалом.

Осадочные породы смешанного происхождения имеют сложный состав и содержат в различных соотношениях обломочный, органогенный и химический материал. К ним относятся известковые песчаники, мергели, опоки и др.

Известковые песчаники состоят из карбонатного материала органического или химического происхождения и обломочного, песчаного материала. Существуют переходные разности от известковых песчаников к песчаным известнякам.

Мергель — известково-глинистая порода, состоящая из кальцита и глинистых минералов. Имеет тонкозернистую структуру и слоистую, реже массивную (однородную) текстуру. Окраска чаще всего светлая, белая, но встречаются серые, бурые и желто-бурые разности. Хорошо «вскипает» с соляной кислотой, образуя на поверхности породы грязное пятно, обусловленное концентрацией на месте реакции глинистых частиц. Мергели содержат от 20 до 80% $CaCO_3$. При меньшем содержании карбонатного материала породу называют известковой или мергелистой глиной, при большем содержании — глинистым известняком. Мергели, на 80% состоящие из $CaCO_3$ и содержащие не более 3% MgO, известны под названием цементных мергелей, идущих на производство портландцемента.

Опока — пористая порода белого, серого, темно-серого цвета с раковистым изломом, состоящая из глинистого материала и кремнезема или водной окиси кремния (органического или химического происхождения). Порода плотная, прочная, при ударе раскалывается с характерным звенящим звуком.

Каустобиолиты (органогенные горючие породы) — богатые органическом веществом горные породы, представляющие собой продукты преобразования остатков растительных и животных организмов в земной коре.

В отличие от прочих органогенных пород они не состоят из минеральных остатков организмов (скелетов), а являются результатом преобразования органических тканей животных и растений. Каустобиолиты бывают твердыми (торф, бурый уголь — лигнит, каменный уголь, горючие сланцы, асфальт), жидкими (нефть) и газообразными (горючие газы). Наиболее распространены ископаемые угли, горючие газы, нефть. Среди каустобиолитов выделяют породы угольного и битумного рядов.

Породы угольного ряда состоят из веществ, не растворимых в органических растворителях, и образуются из остатков растений (высших или водорослей) и простейших планктонных

организмов. Первые входят в группу гумусовых пород, наиболее распространенных среди пород угольного ряда, вторые — в группу сапропелевых пород. В зависимости от степени преобразованности органического вещества среди гумусовых пород выделяют такие образования, как торф, лигнит (бурый уголь), каменный уголь и антрацит. Торф соответствует начальной стадии преобразования органического вещества и является исходным материалом для последовательного преобразования в лигнит (бурый уголь), каменный уголь и антрацит. Процессы углефикации, т. е. преобразования торфа в угли и затем в антрацит, контролируются историей геологического развития участка земной коры и определяются глубиной погружения пород и существующими на этой глубине давлением и температурой.

Процессы углефикации. Образование угля из торфа можно рассматривать как диагенез и катагенез осадков, представленных органической массой. В условиях болот растительные остатки, попадая на дно, частично разлагаются. Неполнота разложения органической массы объясняется недостатком или полным отсутствием кислорода. Значительная роль в разложении остатков принадлежит бактериям.

В конечном счете органические остатки, скапливающиеся на дне болот, превращаются в гумус — темноокрашенное бесструктурное вещество коллоидной природы. Гумус составляет значительную часть торфа. Таким образом, т о р ф — уплотненная, обогащенная углеродом масса отмерших остатков растений. В составе торфа присутствуют углерод (35—59%), водород (6%), кислород (39%) и азот (2,3%). Это более или менее рыхлая, пористая порода бурого цвета.

По мере накопления пластов торфа большой мощности происходит его дальнейшее уплотнение и отжатие воды. Окончательно уплотняется торф под толщей вышележащих осадков. По мере увеличения давления вода и газы продолжают вытесняться из торфа, а сам он обогащается углеродом. В результате образуется бурый уголь, или лигнит, в котором сохраняется растительная структура.

Б у р ы й у г о л ь, или л и г н и т, содержит до 70% углерода. Это плотная, темно-бурая или черная порода с землистым изломом, матовым блеском. Твердость 1—1,5. Плотность 1,1—1,3 г/см^3 зависит от глинистых и других примесей, обусловливающих их зольность. Залегает в виде пластов и линз. Бурые угли характерны для ряда угольных месторождений Европы и Северной Америки.

Дальнейшее изменение бурых углей, происходящее под влиянием больших давлений и высоких температур, превращает их в каменные угли и антрациты. Эти угли самого высокого качества, наиболее богатые углеродом. К а м е н н ы й у г о л ь содержит до 85% углерода. Порода черного цвета плотная, с зернистым изломом и матовым смолистым блеском. Твердость от 0,5 до 2,5. Плотность 1,1—1,8 г/см^3. А н т р а ц и т обычно твердый, хрупкий, имеет своеобразный блеск, горит без дыма, обладая высокой теплотворной способностью. Месторождения высококачественного угля — антрацита встречаются довольно часто (Донбасс, Южный Уэльс и др.).

Угольные залежи, образовавшиеся в пределах континентальных озер и болот и содержащие в основном бурые угли, называют л и м н и ч е с к и м и; залежи, образовавшиеся в прибрежноморских условиях, называют п а р а л и ч е с к и м и.

Породы битумного ряда состоят из органических веществ, легко растворимых органическими растворителями. К ним относятся нефть, твердые битумы и битуминозные горючие сланцы.

Н е ф т ь является смесью жидких и газообразных углеводородов. По внешнему виду — это легкая маслянистая жидкость бурого, темно-коричневого, красно-бурого, иногда белого цвета. Плотность нефти 0,7—1,0 г/см^3.

А с ф а л ь т — плотное, буровато-черное битуминозное вещество с сильно смолистым блеском и раковистым изломом. Обладает сильным битумным запахом. Легко плавится и загорается. Плотность 1—1,2 г/см^3.

Г о р ю ч и е (б и т у м и н о з н ы е) с л а н ц ы — тонкослоистые, глинистые или мергелистые породы, содержащие до 60% битуминозных веществ. Окрашены в темно-серый, бурый цвет, при горении издают запах битума. По составу и условиям образования могут быть отнесены к типу пород смешанного происхождения.

Наибольшее значение среди пород битумного ряда имеет нефть, являющаяся ценнейшим полезным ископаемым и широко распространенная в осадочном слое земной коры.

Происхождение нефти. Вопрос о происхождении нефти весьма сложен и до настоящего времени окончательно и однозначно не решен. Необходимо отметить, что среди ученых отсутствует единое мнение по этому вопросу. Существуют две гипотезы происхождения нефти — н е о р г а н и ч е с к а я и о р г а н и ч е с к а я.

Основоположник неорганической гипотезы происхождения нефти Д. И. Менделеев считал, что она образуется из газообразных продуктов магмы, среди которых присутствует метан (CH_4). По мнению Д. И. Менделеева, эти газы, поднимаясь, попадают в трещины и поры горных пород, где преобразуются в углеводороды нефтяного ряда. Последние в дальнейшем мигрируют в пласты осадочных горных пород, где заполняют коллекторы в виде газа или жидкой нефти. В настоящее время приверженцев неорганической гипотезы осталось мало, так как она не объясняет ряда вопросов, связанных с составом и свойствами нефтей, а также их географическим распространением.

Большинство ученых являются сторонниками органической гипотезы происхождения нефти. Современные представления об органическом происхождении нефти были высказаны академиком И. М. Губкиным и развиты его учениками. Ученые пришли к выводу о том, что нефть образовалась из органического вещества, заключенного в илистых осадках, накапливающихся в депрессиях морского дна. Мельчайшие организмы (планктон), обильно населяющие поверхностные воды, после своей гибели опускаются на дно, создавая исходную сапропелевую массу. В условиях недостатка кислорода исходная органическая масса превращается в углеводороды нефтяного ряда,

находящиеся в рассеянном состоянии. Мощные толщи преимущественно глинистых отложений, содержащих большое количество органического вещества в рассеянном состоянии, называются нефтематеринскими толщами. В процессе погружения осадочных толщ они попадают в условия повышенных давлений и температур, вследствие чего углеводороды перемещаются из мельчайших субкапиллярных пор глинистых отложений в хорошо проницаемые пористые или трещиноватые породы-коллекторы, где образуется жидкая нефть.

Толщи, в которых происходит образование нефти или газа путем миграции углеводородов в пласты-коллекторы, называются нефтегазопроизводящими. Для того чтобы нефтематеринская толща превратилась в нефтегазопроизводящую, необходимы два условия: 1) наличие в нефтематеринской толще пластов-коллекторов; 2) наличие на данном участке земной коры нисходящих тектонических движений, в ходе которых нефтематеринская толща попадает в условия повышенных давлений и температур.

Углерод составляет основу всех каустобиолитов — нефти, горючих газов, угля, торфа и горючих сланцев. Если биогенное происхождение торфа и угля не вызывает сомнений и легко доказывается (отпечатки листьев, споры и пыльца), то в нефтях до последнего времени не находили элементов, унаследованных от живого вещества. Однако в связи с развитием новой науки — палеобиохимии в составе нефти обнаружили фрагменты весьма своеобразных биогенных молекулярных структур, которые, несомненно, унаследованы от живого вещества. Наличие таких структур является еще одним фактором, подтверждающим органическое происхождение нефти.

§ 4. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Для осадочных образований первичной формой залегания является слой, или пласт.

Слой, или пласт,— геологическое тело, сложенное однородной осадочной породой, ограниченное двумя более или менее параллельными поверхностями напластования, имеющее одинаковую мощность и занимающее значительную площадь. Обычно название слоям или пластам дают в зависимости от состава слагающих их пород. Например, слой (пласт) известняка, слой (пласт) песчаника и т. д. Поверхность, ограничивающая слой снизу, называется подошвой, сверху — кровлей (рис. 149). В серии или пачке слоев кровля нижележащего слоя является одновременно подошвой покрывающего слоя.

Каждый слой (пласт) характеризуется мощностью (рис. 149). Обычно различают истинную, вертикальную и горизонтальную мощности. Истинная мощность — кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой слоя. Вертикальная мощность — расстояние по вертикали от любой точки кровли до подошвы слоя (пласта). Горизонтальная мощность — расстояние по горизонтали от любой точки кровли до подошвы слоя (пласта).

Мощность пластов может быть относительно постоянной (выдержанной) и непостоянной (изменчивой). При изменении мощности пласта наблюдаются явления раздува — резкого местного увеличения мощности и пережима — резкого местного уменьшения мощности пласта. Постепенное уменьшение мощности пласта вплоть до полного его исчезновения называется выклиниванием. Наиболее выдержаны по мощности на больших пространствах пласты морских осадочных толщ. Менее выдержанной мощностью пластов отличаются континентальные отложения, для которых характерны также линзовидные и гнездообразные формы залегания.

Помимо кровли, подошвы и мощности слоя (пласта) различают его простирание и падение.

Простирание — линия пересечения слоя (пласта) с горизонтальной плоскостью, положение которой относительно стран света определяется азимутом простирания.

Падение — наклон слоя (пласта) к горизонтальной плоскости, характеризуется направлением и углом падения.

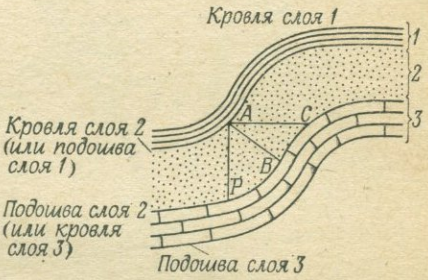


Рис. 149. Элементы слоя

Угол падения — угол между плоскостью (поверхностью) слоя (пласта) и горизонтальной плоскостью. Направление, или азимут падения и угол наклона (падения), определяются горным компасом и измеряются в градусах. Азимут падения всегда перпендикулярен простиранию пласта. Простирание, падение и угол падения являются элементами залегания пласта, которые определяют его положение в пространстве.

§ 5. ГОРНЫЙ КОМПАС И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЯ (ПЛАСТА)

Для определения элементов залегания слоя (пласта) (азимута простирания, азимута падения и угла падения) пользуются горным компасом (рис. 150). Он несколько отличается от обычного компаса. Эти отличия состоят в следующем.

1. Горный компас крепится обычно на прямоугольной подставке (латунной или пластмассовой) таким образом, чтобы диаметр 0—180°, т. е. направление север — юг, было параллельно длинным ее сторонам.

2. Деления на лимбе от нуля до 360° идут в направлении, обратном ходу часовой стрелки. Так же в обратном порядке располагаются обозначения восток — запад (рис. 150). Это сделано для того, чтобы величину азимута простирания можно было отсчитывать непосредственно по показанию северного конца магнитной стрелки.

3. На игле горного компаса подвешен клинометр (отвес), имеющий полулимб с делениями от нуля до 90°. По положению клинометра производят отсчет по полулимбу и определяют угол наклона слоя (пласта).

Процесс замера элементов залегания пласта заключается в следующем.

На расчищенной площадке слоя (пласта) вначале определяют положение линии простирания слоя (пласта) (рис. 151). В этом случае прикладывают длинную сторону компаса к плоскости пласта так, чтобы клинометр (отвес) показывал 0°. Вдоль длинной стороны компаса прочерчивают линию, которая будет указывать направление простирания пласта. Определив направление простирания, определяют угол падения пласта (рис. 152). Для этого компас поворачивают так, чтобы клинометр (отвес) показывал максимальный угол. В этом случае линия, параллельная длинной стороне компаса, будет указывать направление падения слоя (линии падения). Необходимо помнить, что во всех случях линия падения слоя (пласта) всегда перпендикулярна линии его простирания. Часто (при малых углах падения) сразу определяют угол падения.

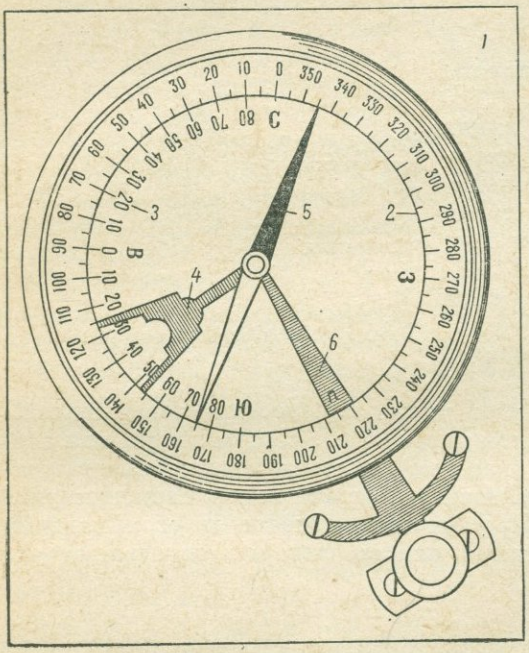


Рис. 150. Горный компас:
1 — подставка; *2* — лимб; *3* — полулимб; *4* — клинометр; *5* — магнитная стрелка; *6* — арретир

Для определения азимута падения слоя (пласта) (рис. 153) компас прикладывают к линии простирания пласта так, чтобы короткая южная сторона была прижата к пласту, а северная обращена в сторону падения слоя. Затем компас приводят в горизонтальное положение. Установив таким образом компас, отпускают арретир и ждут, пока магнитная стрелка успокоится, после чего берут отсчет по лимбу, определяя азимут падения. Отсчет берут по черному (северному) концу стрелки.

Зная азимут падения слоя (пласта), не надо замерять азимут его простирания. Его обычно определяют расчетным путем. Для этого к азимуту падения, который замеряется горным компасом, надо

прибавить или от него отнять 90°. Например, азимут падения СЗ 300, азимут простирания ЮЗ 210, угол падения ∠ 45.

Если с помощью горного компаса нужно определить азимут простирания, то (рис. 154) компас прикладывают длинной стороной к линии простирания и отсчитывают по лимбу азимут простирания слоя

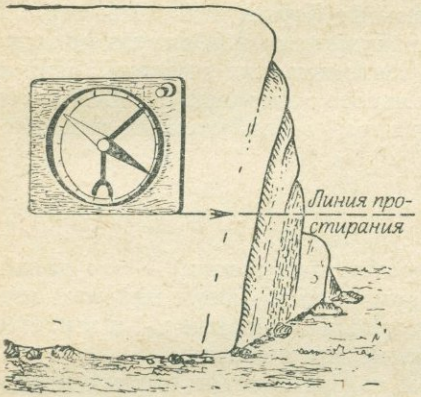


Рис. 151. Определение линии простирания

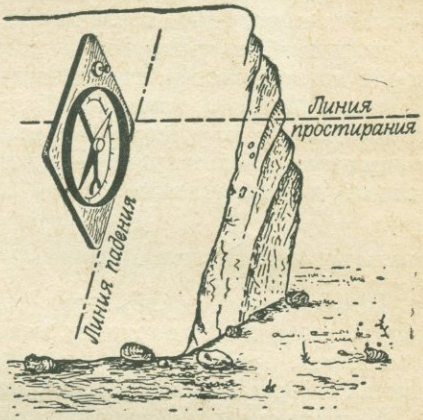


Рис. 152. Определение угла падения и линии падения слоя

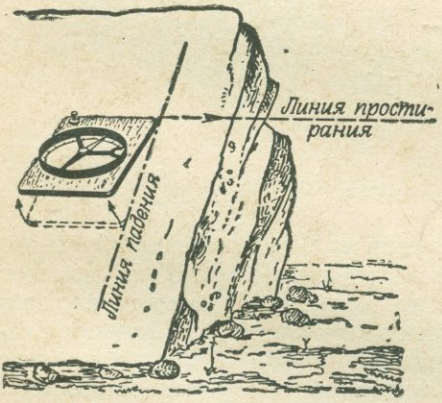


Рис. 153. Определение азимута падения слоя

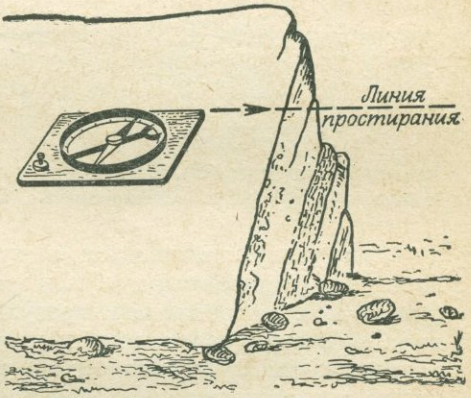


Рис. 154. Определение азимута простирания слоя

(пласта). Отсчет берется по черному (северному) концу стрелки. Другой азимут можно получить расчетным путем, для чего к замеренному азимуту простирания прибавить 180°.

Полученные замеры элементов залегания пласта обычно записывают в следующем виде: СВ 63 ∠48. В обычном случае отмечаются азимут и угол падения. При вертикальном падении пород, т. е. имеющих угол падения 90°, замеряют только азимут простирания.

§ 6. ПЛИКАТИВНЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Основной областью накопления осадков является дно морей и океанов. Здесь на выровненной абразией поверхности осадки залегают в виде практически параллельных горизонтальных слоев (пластов). Такое первоначальное горизонтальное залегание пластов является ненарушенным. Однако в процессе геологического развития той или иной территории первоначальные формы залегания горных пород не остаются неизменными, а нарушаются под влиянием эндогенных процессов, главным образом тектонических движений земной коры. Всякое нарушение первоначального залегания горных пород называется дислокацией. Дислокации подразделяются на дизъюнктивные и пликативные.

ПЛИКАТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Пликативные дислокации (складчатые нарушения) — это дислокации, которые происходят без разрыва сплошности пластов горных пород. Среди них различают следующие основные виды тектонических нарушений: моноклинали, флексуры и складки.

Моноклинали представляют собой толщи пластов горных пород, равномерно наклоненных в одну сторону на значительном протяжении (рис. 155, *а*).

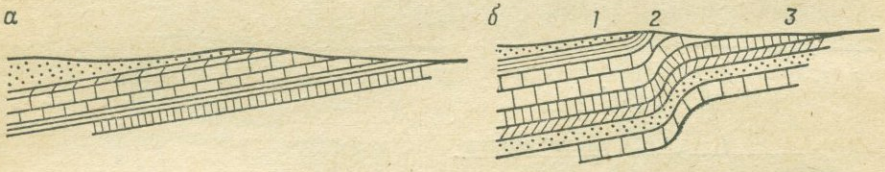


Рис. 155. Моноклиналь (*а*) и флексура (*б*)
Крылья: *1* — верхнее, *2* — соединительное, *3* — нижнее

Флексурами называются нарушения в форме ступенеобразного перегиба горизонтально или моноклинально лежащих пластов (рис. 155, *б*). Они возникают в результате резкого увеличения углов наклона пластов на ограниченных участках моноклинали. У флексур различают нижнее, соединительное и верхнее крылья. Соединительное крыло представляет собой участок толщи, на котором пласты имеют крутой наклон и нередко меньшую мощность.

Складки являются основной формой пликативных дислокаций. Они бывают двух основных видов: антиклинальные и синклинальные (рис. 156). Антиклинальными называются выпуклые складки, в которых пласты падают в противоположные стороны, а в центральных частях располагаются более древние породы, чем на крыльях (рис. 156, *а*). Синклинальными называются вогнутые складки, в которых пласты падают навстречу друг другу, а в центральных частях располагаются более молодые породы, чем на крыльях (рис. 156, *б*).

Складки, состоящие из вогнутых (синклинальных) и выпуклых (антиклинальных) частей, называются полными (рис. 156, *в*).

Антиклинальные и синклинальные складки имеют следующие элементы: крылья, замок, шарнир, ядро, осевую поверхность, ось, ширину, высоту и длину складки (рис. 157). К р ы л ь я — боковые части складки. Ш а р н и р — линия, проходящая через точки максимального перегиба любого из пластов, образующих складку. В продольном вертикальном разрезе шарнир нередко имеет волнистые очертания (ундулирует). З а м о к — участок складки в об-

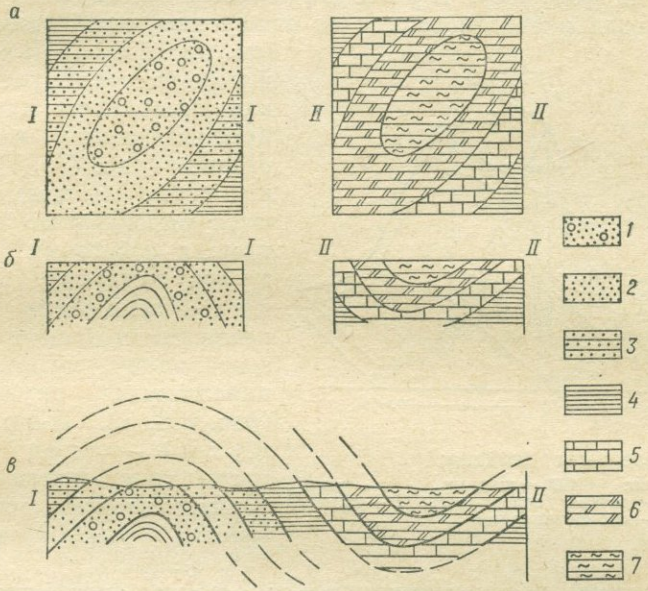


Рис. 156. Антиклинальные и синклинальные складки в плане и разрезе:

а — антиклинальная; *б* — синклинальная; *в* — полная. *1* — ордовик; *2* — силур; *3* — девон *4* — карбон; *5* — пермь; *6* — триас; *7* — юра

ласти шарнира, где происходит перегиб крыльев. Иногда замок антиклинальной складки именуют сводом, а замок синклинали — мульдой, седлом. У г о л с к л а д к и — угол между крыльями складки, мысленно продолженными до их пересечения. О с е в а я п о в е р х н о с т ь — воображаемая поверхность, проходящая через шарниры всех пластов складки. О с ь с к л а д к и — линия пересечения осевой поверхности складки с поверхностью земли. Я д р о с к л а д к и — толща горных пород, лежащая в перегибе антиклинальных и синклинальных складок. Ш и р и н а с к л а д к и — расстояние между крыльями складки на уровне среза ее поверхностью земли. При наличии нескольких параллельных складок ширина складки определяется как расстояние между осевыми поверхностями двух соседних антиклиналей или синклиналей. А м п л и -

туда складки — вертикальное расстояние от перегиба антиклинали до перегиба сопряженной синклинали. Длина складки — расстояние в плане между ее окончаниями. Замыкание антиклинальной складки называется периклиналью, а замыкание синклинальной складки — центриклиналью.

Складки различаются по ряду признаков, а также по отражению их в поперечном сечении и плане.

В поперечном сечении по положению осевой поверхности и крыльев выделяют прямые, наклонные (опрокинутые), лежачие и перевернутые складки (рис. 158). Прямые — осевая поверхность вертикальна и крылья располагаются по отношению к ней симметрично (см. рис. 158, *а*). Наклонные (опрокинутые) — осевая поверхность наклонена, крылья падают в разные стороны (рис. 158, *б*). Разновидностью наклонных являются опрокинутые складки, крылья которых падают в одну сторону. Лежачие — положение осевой поверхности близко к горизонтальному, крылья почти параллельны друг другу (рис. 158, *в*). Перевернутые — осевая поверхность находится ниже горизонтальной плоскости, крылья развернуты (рис. 158, *г*).

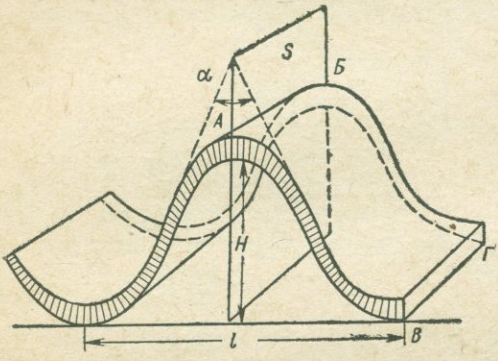


Рис. 157. Элементы складки:
АБВГ — крыло; *АВ* — шарнир, *α* — угол складки; *S* — осевая поверхность; *l* — длина складки; *H* — высота складки

По характеру расположения крыльев и форме замка в поперечном сечении выделяют нормальные (гребневидные), изоклинальные, веерообразные и сундучные (коробчатые) складки (рис. 159). Нормальные (гребневидные) — крылья сходятся под острым углом, замок имеет узкую остроугольную форму. Изоклинальные имеют узкий замок и параллельные крылья. Веерообразные характеризуются широким замком, веерообразно расходящимися крыльями и пережатым ядром. Сундучные (коробчатые) имеют широкий замок и относительно крутые, почти вертикальные крылья.

В плане в зависимости от соотношений длины и ширины различают линейные и прерывистые складки. **Линейные** складки характерны для геосинклинальных областей. Их ширина во много раз меньше длины. Отношение длины к ширине у таких складок составляет 10 : 1, 20 : 1 и более. В периклиналях и центриклиналях пласты залегают более полого, чем на крыльях. Линейные складки в плане подразделяются на прямолинейные, дугообразноизогнутые, ветвящиеся, виргирующие, кулисообразные и сигмоидные (рис. 160). Часто по простиранию один вид линейных складок сменяется другим.

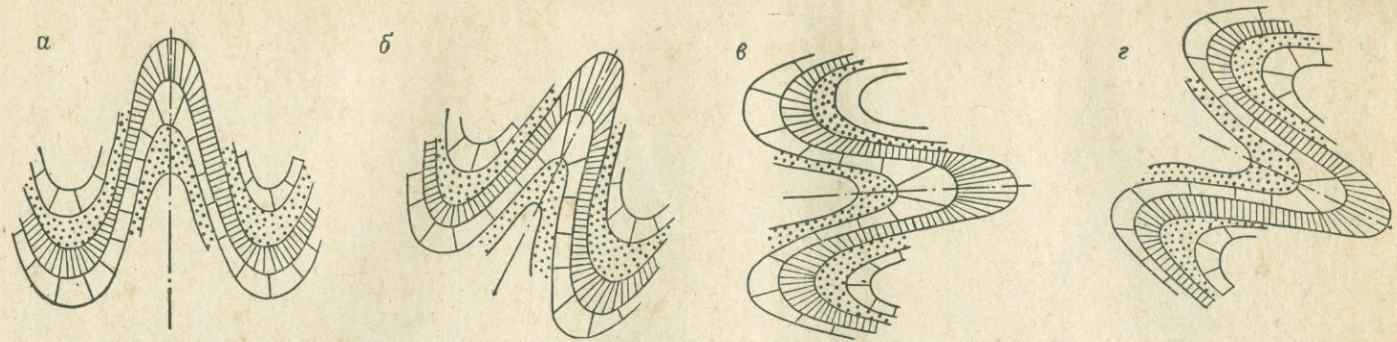


Рис. 158. Складки (по положению осевой поверхности и крыльев):
а — прямые; *б* — наклонные; *в* — лежачие; *г* — перевернутые

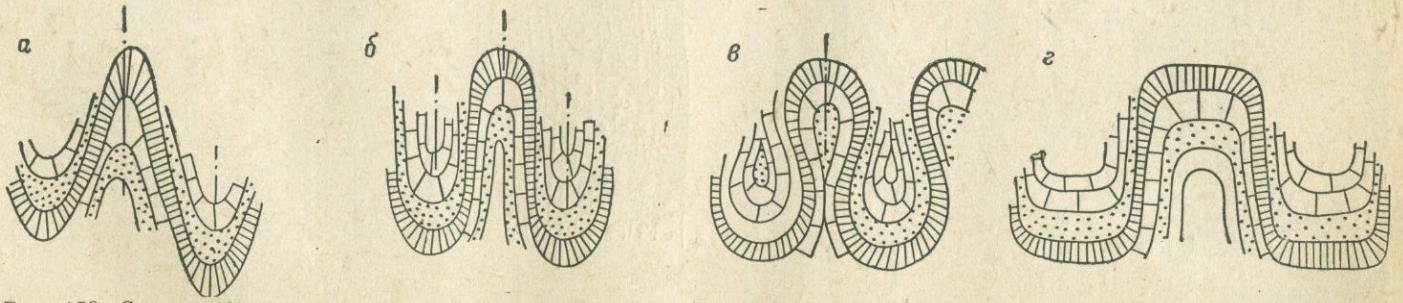


Рис. 159. Складки (по характеру расположения крыльев и форме замка):
а — нормальные; *б* — изоклинальные; *в* — веерообразные; *г* — сундучные

Прерывистые складки характерны для платформенных областей. В плане их длина незначительно превышает ширину. Среди прерывистых складок выделяются брахискладки, валы, купола и диапиры.

Брахискладки представляют собой складки, у которых отношение длины к ширине равно 2 : 1—5 : 1. Среди них различают брахиантиклинали и брахисинклинали. Купола — складки, у которых отношение длинной оси к короткой 1 : 1—2 : 1. В плане они имеют округлые очертания. Отрицательный



Рис. 160. Складки в плане:
а — прямолинейные; *б* — дугообразноизогнутые; *в* — ветвящиеся; *г* — виргирующие; *д* — кулисообразные; *е* — сигмоидные

аналог куполов — мульды. Крупные антиклинальные поднятия, состоящие из брахиантиклиналей и куполов, называют валами. Они протягиваются на десятки и сотни километров. Нередко амплитуда валообразных поднятий достигает 200—300 м. Углы падения пластов на крыльях поднятий достигают 3—5°, а прогибаний — до 1°.

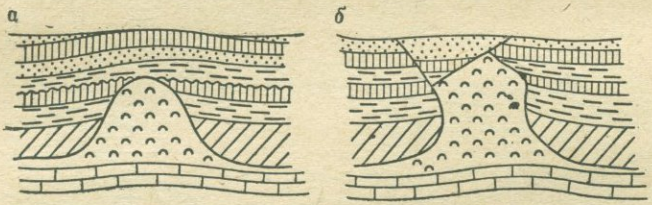


Рис. 161. Диапировая складка (соляной купол):
а — скрытопрорванная (глубоко погруженная); *б* — прорванная

Своеобразной формой куполовидных прерывистых складок являются диапиры (купола с ядром протыкания). Для них характерны наличие пластичных пород (соль, гипс, глины и др.) в ядре и закономерное увеличение угла наклона пластов от крыльев к ядру складки (рис. 161). Если ядра сложены солью, складки называются соляными куполами. Диапиры образуются за счет выдавливания высокопластичных горных пород (соль, гипс, глина) во вмещающие их породы. Ядра нагнетания, или диапировые ядра, имеют форму линз, штоков, грибов и т. д. В покрывающих породах образуется куполовидная складка (см. рис. 161, *а*), часто осложненная разрывными нарушениями (см. рис. 161, *б*) Вследствие оттока пластичных пород в районе образования диапира образуются компенсационные мульды.

Разрывные дислокации (дизъюнктивные нарушения) — это дислокации, сопровождающиеся разрывом сплошности пластов горных пород. Они проявляются в виде трещин, по которым не происходит смещения пласта, и в виде трещин-разрывов (зон дробления), со смещением пластов вдоль плоскостей разрыва. Плоскость разрыва, по которой происходит относительное перемещение пластов горных пород, называется сместителем (рис. 162). Примыкающие к этой плоскости участки горных пород называются крыльями. При наклонном сместителе различают висячие и лежачие крылья; сместитель перекрывает лежачее крыло и подстилает висячее.

Величина относительного перемещения пластов по сместителю называется амплитудой разрыва. Различают истинную (наклонную) амплитуду — расстояние в плоскости сместителя между кровлей или подошвой одного и того же пласта в висячем и лежачем крыльях; вертикальную амплитуду — проекцию истинной амплитуды на вертикальную плоскость; горизонтальную амплитуду — проекцию истинной амплитуды на горизонтальную плоскость и стратиграфическую амплитуду — расстояние по нормали между кровлей или подошвой одного и того же пласта в висячем и лежачем крыльях.

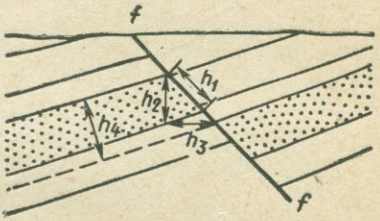


Рис. 162. Элементы сброса:
ff — сместитель; амплитуды: h_1 — истинная (наклонная), h_2 — вертикальная, h_3 — горизонтальная, h_4 — стратиграфическая

По характеру, величине, направлению и углу относительного перемещения крыльев разрывы подразделяются на сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги (рис. 163).

Сбросы представляют собой разрывные нарушения, у которых сместитель наклонен в сторону опущенного крыла и висячее (опущенное) крыло смещено вниз по отношению к лежачему (поднятому). Угол наклона сместителя к горизонтальной плоскости составляет 40—60° (нормальные сбросы) (рис. 163, *а*). При вертикальном положении сместителя сбросы называются вертикальными.

Взбросы (обращенные сбросы) представляют собой разрывные нарушения, у которых сместитель наклонен в сторону поднятого крыла и висячее (поднятое) крыло смещено вверх по отношению к лежачему (опущенному) по крутопадающему сместителю (более 60°). Вследствие такого залегания буровая скважина на участке взброса дважды пересечет один и тот же пласт — в висячем и лежачем крыльях разрыва (рис. 163, *б*).

Надвиги представляют собой разрывные нарушения типа взброса, у которых висячее крыло надвинуто на лежачее по пологому (менее 60°) сместителю (рис. 163, *в*). Пологие надвиги большой горизонтальной амплитуды при малом угле наклона сместителя называются шарьяжами или тектоническими покровами. Горизонтальная амплитуда их может достигать 30—40 км.

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

Разрывные нарушения обычно встречаются группами, образуя сложные сбросы: ступенчатые сбросы, грабены и горсты. Ступенчатые сбросы представляют собой систему сбросов, когда каждое последующее крыло опущено относительно предыдущего (рис. 163, *г*). Грабены — это система ступенчатых сбросов, центральная часть которой опущена относительно приподнятых периферических блоков (см. рис. 163, *д*). Горсты — система взбросов, центральная часть которой приподнята по отношению к периферическим опущенным блокам (см. рис. 163, *е*).

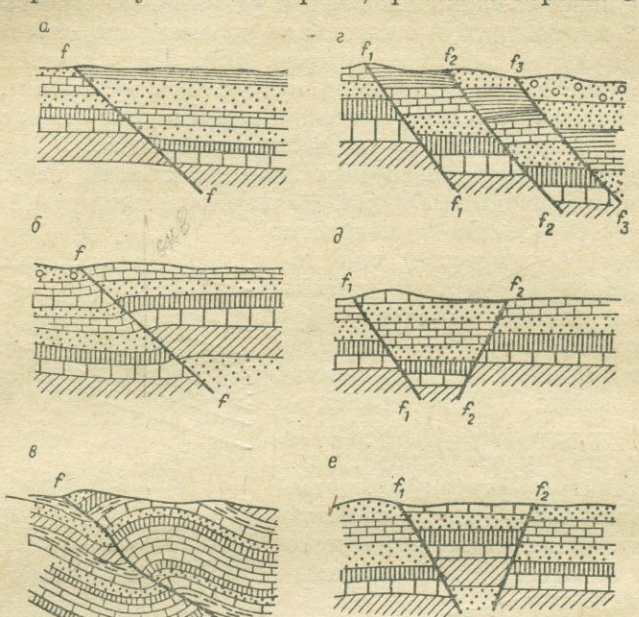


Рис. 163. Формы дизъюнктивных дислокаций:
а — сброс; *б* — взброс; *в* — надвиг; *г* — ступенчатые сбросы; *д* — грабен; *е* — горст; f_1f_1, f_2f_2, f_3f_3 — сместители

§ 7. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Геологическая карта представляет собой уменьшенную в определенном масштабе вертикальную проекцию выходов коренных пород на поверхность. Она составляется на топографической основе в определенном масштабе и отражает геологическое строение ка-

кого-либо участка земной коры. Основой построения карты являются данные геологической съемки исследуемого района.

Геологическая съемка обычно начинается с аэровизуальных наблюдений. Они позволяют оперативно получать предварительные сведения о рельефе местности и характере обнаженности горных пород. Основные работы при геологической съемке ведутся путем наземных наблюдений и картирования их результатов. При наземных геологических наблюдениях изучаются обнажения (выходы) горных пород, их литологический состав, пространственные взаимоотношения пластов и массивов пород друг с другом и т. д. Путем маршрутных пересечений и прослеживания распространения разновозрастных пород устанавливаются стратиграфическая последовательность залегания и площади распространения пород отдельных стратиграфических подразделений на изучаемой территории. Результаты геологической съемки сводятся к составлению основного итогового документа — геологической карты, на которой изображаются различные по возрасту горные породы, выходящие на дневную поверхность, элементы их залегания и границы распространения. Для наглядного представления о характере залегания горных пород геологические карты сопровождаются геологическими разрезами и стратиграфической колонкой (рис. 164).

В отличие от геологической карты **геологический разрез** — это проекция на вертикальную плоскость граничных линий пород и разрывных нарушений, выполненная в определенном масштабе. Геологический разрез дает наглядное представление об условиях залегания пород на глубине, форме их залегания, углах падения, мощности и последовательности залегания в недрах земной коры. Геологические разрезы обычно строят вкрест простирания, т. е. в направлении, перпендикулярном линии простирания пластов, соблюдая при построении разрезов возможно равными горизонтальный и вертикальный масштабы.

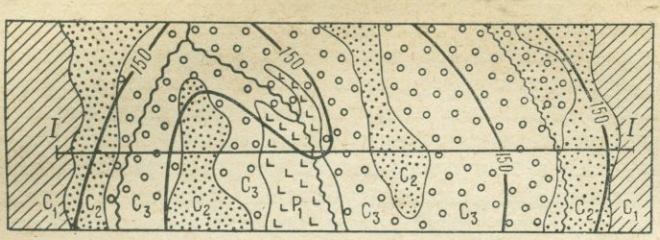
Стратиграфическая колонка представляет собой графическое изображение литологического состава пластов, последовательности их залегания, мощности и возрастных соотношений в пределах участка геологической карты.

На геологических картах и разрезах возраст горных пород обозначается с помощью соответствующих индексов, окраски или штриховки.

Индексы представляют собой буквенные и цифровые обозначения изображенных на геологической карте толщ различного возраста. Вместе с окраской они значительно облегчают чтение геологической карты (табл. 20). В настоящее время существуют общепризнанные индексы и стандартные цвета для обозначения пород различного возраста. Условные обозначения отделов, как более дробных стратиграфических подразделений той или иной системы, даются в виде различной интенсивности окраски цвета соответствующей системы. При этом чем древнее отдел, тем интенсивнее, гуще окраска.

Вследствие того что четвертичные отложения распространены практически повсеместно и скрывают подстилающие образования

а



б



в

Геологический возраст			Литологическая колонка	Мощность, м	Краткое описание пород
Система	Отдел	Индекс			
Четвертичная		Q		2	Песок кварцевый желто-бурый, разнозернистый
Пермская	Нижний	P_1		15	Песчаник светло-серый, средне-зернистый, плотный. В нижней части конгломераты
Каменноугольная	Верхний	C_3		25	Известняк белый, плотный
	Средний	C_2		20	Доломит светло-серый с прослоями мергелей
	Нижний	C_1		10	Глина серо-зеленоватая, сланцеватая

Рис. 164. Геологическая карта, разрез и стратиграфическая колонка:

а — участок геологической карты; *б* — геологический профиль; *в* — стратиграфическая колонка

Таблица 20

Индексы и цвета геохронологической шкалы

Система	Стратиграфический индекс	Цвет
Четвертичная	Q	Светло- или голубовато-серый
Неогеновая	N	Лимонно-желтый
Палеогеновая	P	Желто-оранжевый
Меловая	K	Зеленый
Юрская	J	Синий
Триасовая	T	Фиолетовый
Пермская	P	Светло-коричневый
Каменноугольная	C	Серый
Девонская	D	Коричневый
Силурийская	S	Серовато-зеленый
Ордовикская	O	Темно-серовато-зеленый. (табачный)
Кембрийская	Є	Лиловый
Протерозойская группа	PR	Розовый
Архейская группа	AR	Темно-розовый

(коренные породы), их обычно не показывают на геологических картах. Исключение составляют районы, где четвертичные отложения представлены осадками значительной мощности или не известны подстилающие их коренные породы, а также участки их современного интенсивного накопления (речные долины).

Изверженные породы, независимо от возраста, обозначают яркими тонами следующих цветов: кислые и средние интрузивные породы (γ) — красным цветом, основные (δ) — темно-зеленым и ультраосновные (σ) — темно-фиолетовым. Метаморфические породы (М) показывают розовым цветом.

Литологический состав пород обычно изображается при помощи штриховых условных обозначений. Все изображенные на геологической карте цвета, индексы, штриховка и другие знаки помещаются в условных обозначениях карты (в легенде). При этом условные обозначения возрастных подразделений осадочных толщ располагаются в легенде сверху вниз или слева направо от молодых к более древним образованиям. После них даются условные обозначения магматических и метаморфических пород и далее помещаются объяснения всех других знаков, имеющихся на геологической карте.

Детальность и точность геологической карты зависят от ее масштаба, выбираемого в зависимости от характера и масштаба геологической съемки. Чем крупнее масштаб карты, тем больше деталей геологического строения можно на ней отобразить, и наоборот.

Геологические карты в зависимости от масштаба подразделяются на: 1) обзорные, для больших территорий в масштабах от 1 : 7 500 000 до 1 : 1 000 000; 2) региональные, для площадей отдельных областей и районов в масштабах от 1 : 1 000 000 до 1 : 100 000; 3) детальные, для отдельных структур в масштабах от 1 : 100 000 до 1 : 50 000; 4) специальные карты более крупного масштаба.

По содержанию и принципам составления различают несколько разновидностей геологических карт: геологические (геолого-стратиграфические), литологические, тектонические, гидрогеологические, геологические карты со снятием молодых отложений, по срезам на различных уровнях и т. д.

Карты перечисленных разновидностей отображают: геологические (геолого-стратиграфические) — распространение толщ коренных пород, выделенных по стратиграфическому (возрастному) признаку; литологические — вещественный, минеральный, петрографический состав пород; тектонические — основные тектонические элементы данной территории; гидрогеологические — распределение и состав подземных вод в горных породах.

Геологические карты со снятием молодых отложений и по срезам на различных уровнях. Характеристику этих карт рассмотрим на следующем примере.

На обширных территориях, покрытых мощным чехлом рыхлых молодых отложений, достаточно сложно выяснить не только детали, но даже общие черты геологического строения. На обычных геологических картах для таких территорий будут отображены только молодые осадки, а скрытые под ними более древние структуры не удается выявить. Одним из таких районов является обширная территория, расположенная между Каспийским и Аральским морями (рис. 165). Анализ обычной геологической карты показывают, что вся эта территория с поверхности покрыта молодыми миоценовыми, главным образом сарматскими, отложениями. Неогеновый покров дислоцирован настолько слабо, что долгое время многие геологи считали его залегающим горизонтально. Если руководствоваться обычной геологической картой, можно предположить, что под неогеном на всей этой территории залегает палеоген. Чтобы выяснить этот и ряд других геологических вопросов нужны специальные карты. Такой картой для данной территории следует считать геологическую карту, построенную со снятием молодых неоген-четвертичных отложений (рис. 166). На ней четко вырисовываются все структуры, о наличии которых можно было только догадываться, располагая обычной геологической картой. Однако рассматриваемая карта дает представление в основном только о положительных (антиклинальных) структурных формах, а анализ строения отрицательных (синклинальных) структур на таких картах затруднен. Чтобы раскрыть строение как положительных, так и отрицательных структур, строят геологические карты по срезам на самых различных уровнях. Одна из таких карт (рис. 167) построена по нулевому срезу (уровень моря) для той же территории, что и первые две (см. рис. 165, 166). Достаточно даже беглого взгляда на эту карту, чтобы убедиться, насколько полнее и глубже по сравнению с другими картами она отображает геологическое строение обширной территории, заключенной между Каспийским и Аральским морями. Прежде всего, на описываемой карте наряду с крупными положительными (антиклинальными) структурными формами четко выявляются соизмеримые с ними отрицательные (синклинальные) структурные формы.

Однако преимущества геологической карты по нулевому срезу не ограничиваются возможностью изучения отрицательных структурных форм. Эта карта позволяет более полно и глубоко охарактеризовать структурные особенности положительных форм.

Таким образом, карты на различных срезах позволяют детально раскрыть геологическое строение изучаемого региона и являются надежной основой для поисков различных полезных ископаемых.

Существуют и другие разновидности геологических карт (специальные, комплексные и др.).

ОСНОВЫ ЧТЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Для правильного представления о геологическом строении района, изображенного на геологической карте, необходимо выработать основные навыки чтения геологических карт, понимание причин различной конфигурации геологических границ и соответствующих им геологических объектов.

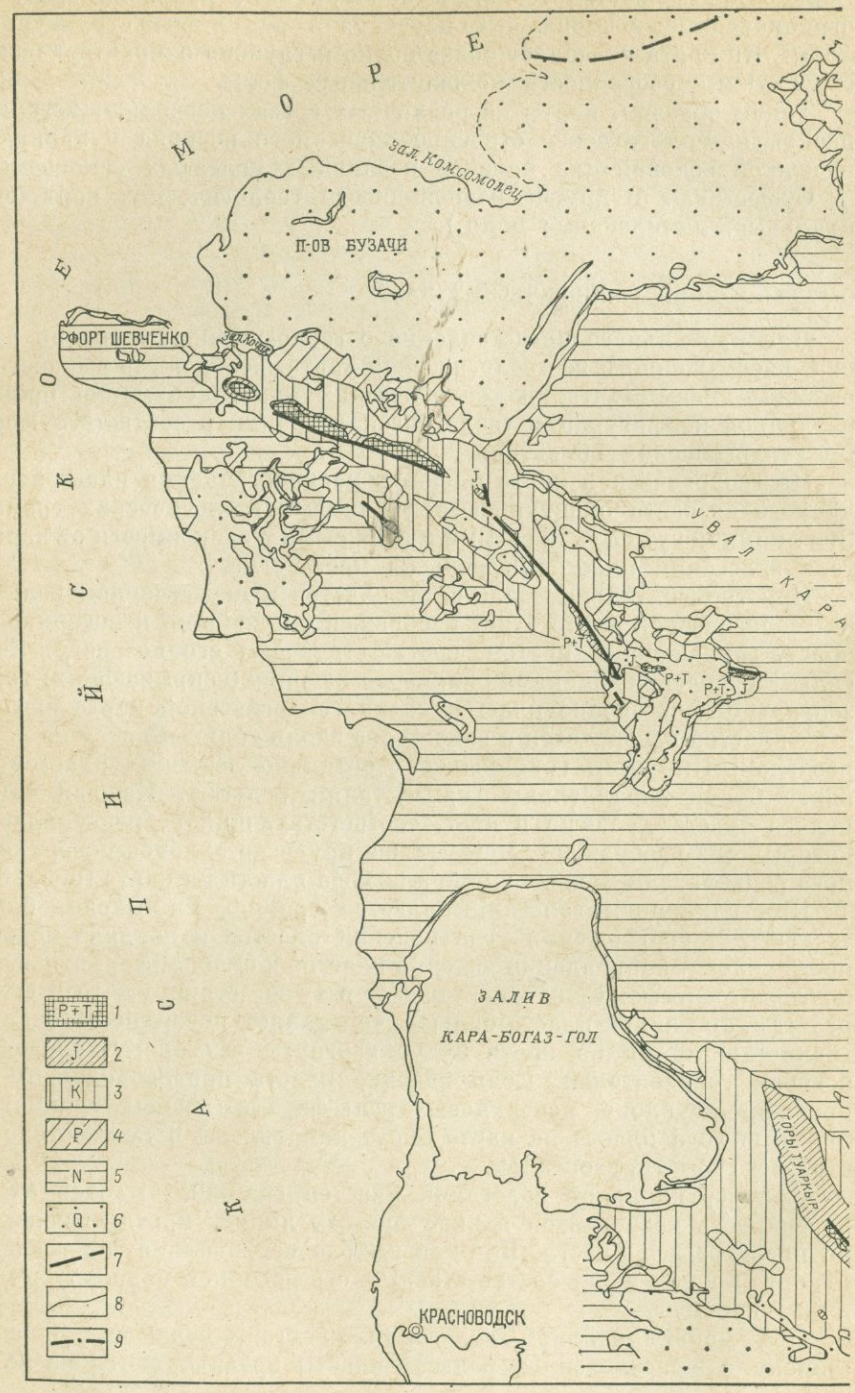
На геологической карте площади распространения пластов различного возраста оконтуриваются линиями геологических границ. Эти линии могут быть простыми и сложными в зависимости от характера залегания пластов и рельефа местности.

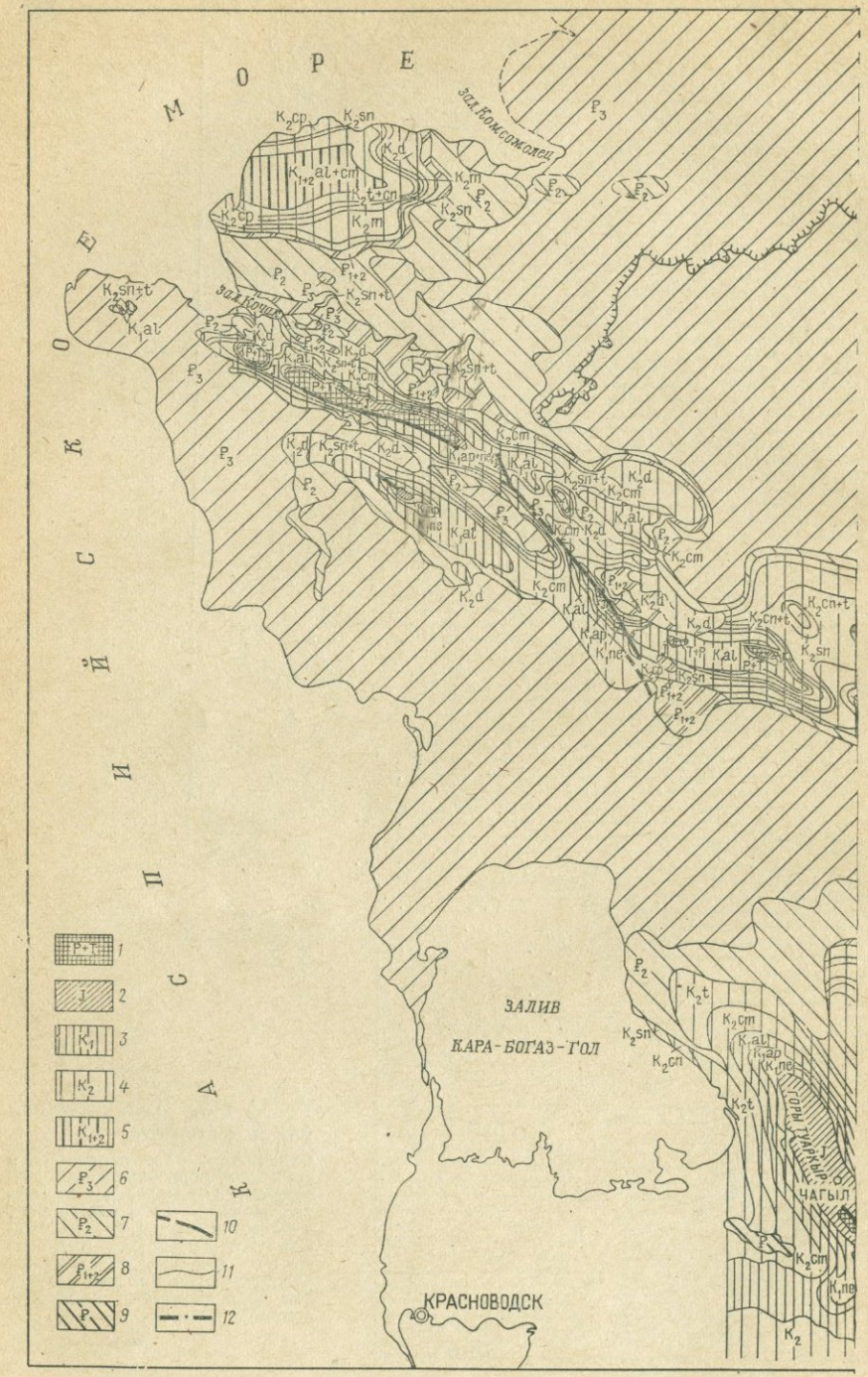
При горизонтальном залегании пластов и пересеченном рельефе на геологической карте будет изображен ближайший к поверхности пласт, закрашенный цветом, соответствующим его возрасту. Если рельеф расчленен долинами рек, пересекающих (вскрывающих) горизонтально залегающие пласты, то на геологической карте выходы этих пластов изобразятся в виде полос вдоль долин и пятен на водоразделах. При этом границы горизонтально лежащих пластов на карте будут параллельны горизонталям рельефа. Каждая такая полоса будет окрашена в цвет, соответствующий возрасту пласта, который она изображает. Чем больше крутизна склонов поверхностного рельефа, тем меньше ширина выхода пласта на карте (рис. 168).

При наклонном залегании пластов границы их выходов будут зависеть от соотношения угла падения пластов и наклона поверхности склона, направления падения пластов и склона, формы поверхностного рельефа. Если пласт падает в ту же сторону, что и склон рельефа, то наклон пласта больше, чем наклон поверхности склона, граничные линии на карте будут изогнуты в сторону, обратную изгибам горизонталей. Если падение пласта противоположно направлению уклона поверхности рельефа, то изгибы граничных линий выхода пласта на карте будут направлены в ту же сторону, что и изгибы горизонталей.

При вертикальном залегании пластов границы выходов их на поверхность изобразятся в виде прямых линий, протягивающихся по простиранию пласта. Ширина выхода вертикально залегающего пласта на карте будет соответствовать его истинной мощности в масштабе карты.

При моноклинальном залегании пластов, падающих в одну сторону, и нерасчлененном рельефе пласты проектируются на карте


КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
зал. Комсомолец
п-ов БУЗАЧИ
ФОРТ ШЕВЧЕНКО
Узбой
Узбой
Узбой



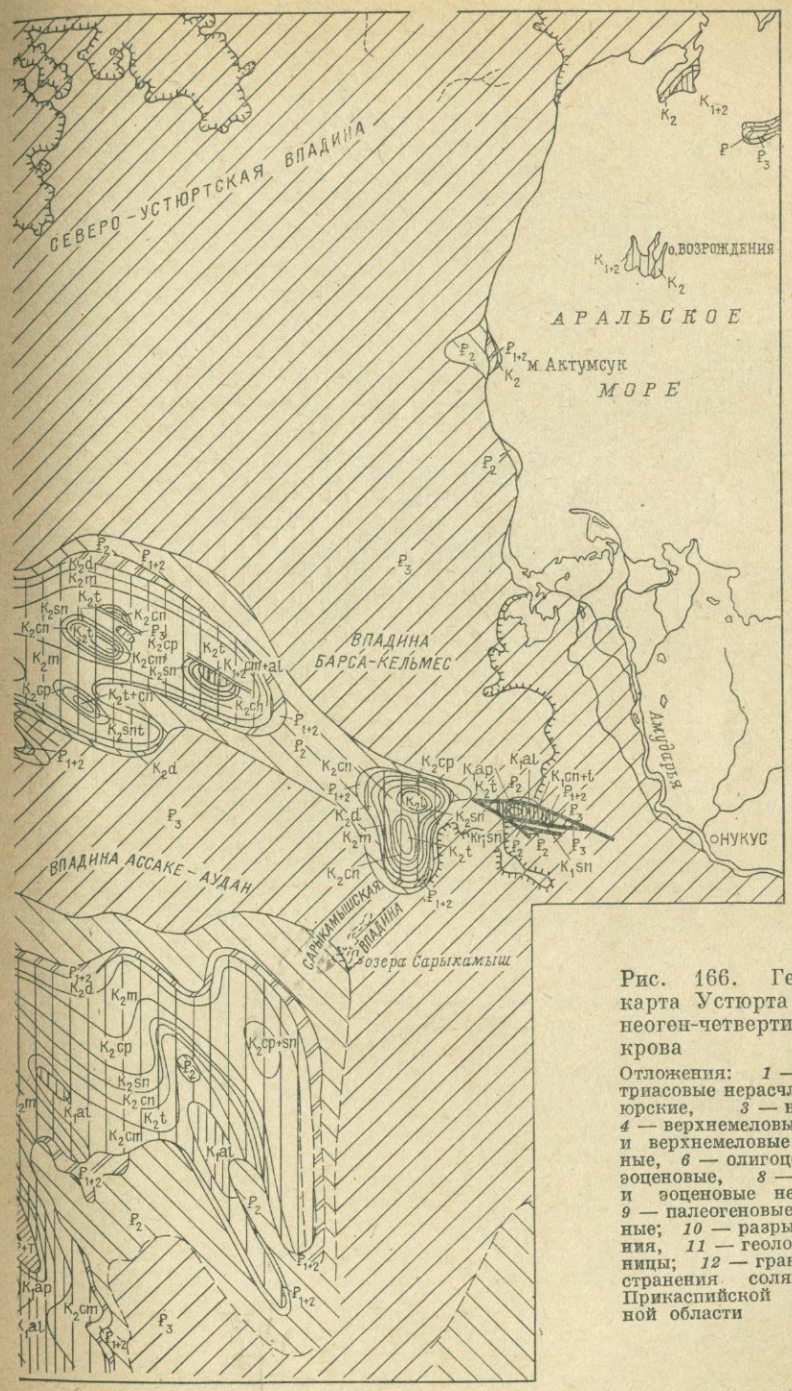
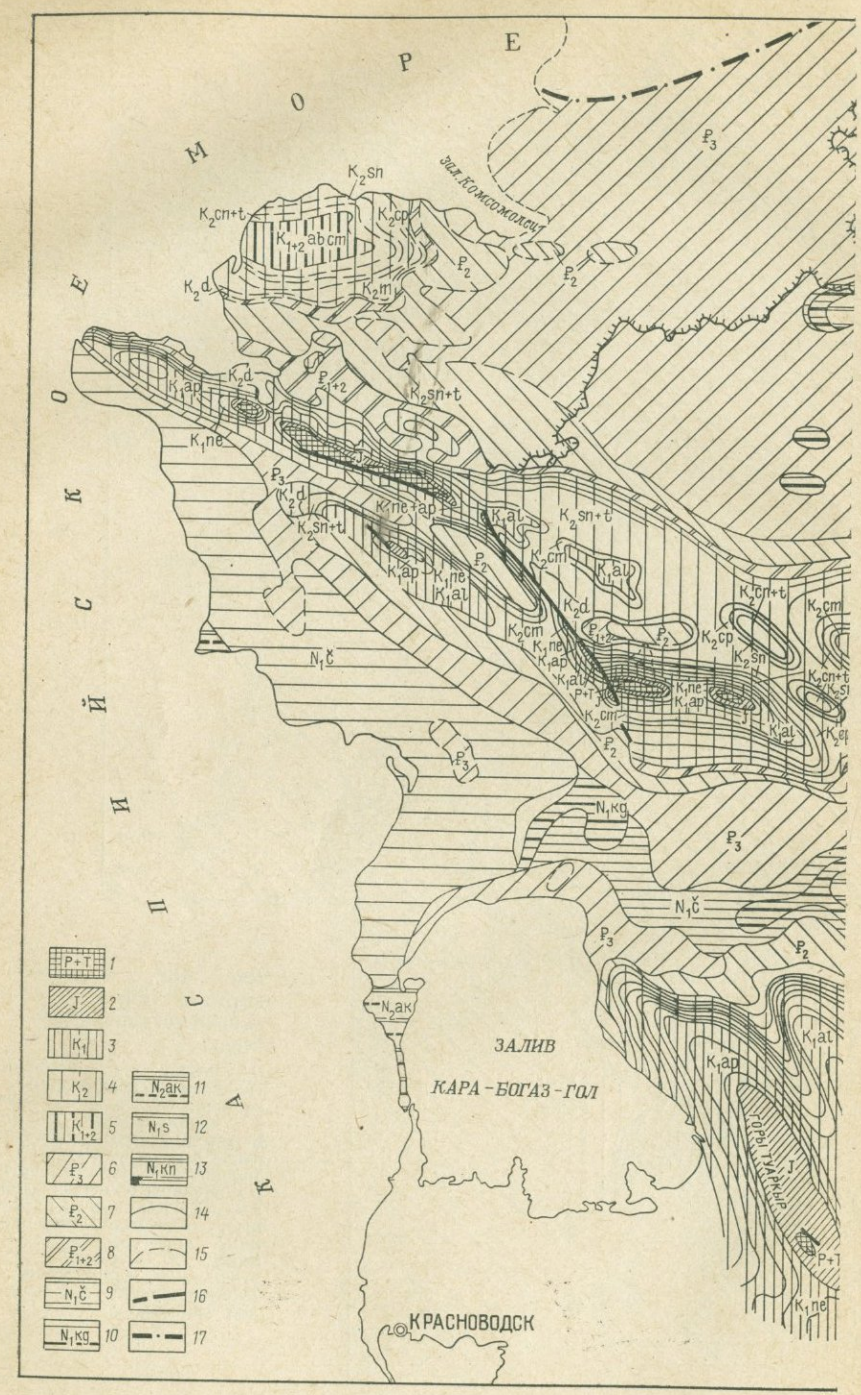


Рис. 166. Геологическая карта Устюрта со снятием неоген-четвертичного покрова

Отложения: *1* — пермские и триасовые нерасчлененные, *2* — юрские, *3* — нижнемеловые, *4* — верхнемеловые, *5* — нижне- и верхнемеловые нерасчлененные, *6* — олигоценовые, *7* — эоценовые, *8* — палеоценовые и эоценовые нерасчлененные, *9* — палеогеновые нерасчлененные; *10* — разрывные нарушения, *11* — геологические границы; *12* — границы распространения соляных куполов Прикаспийской солянокупольной области



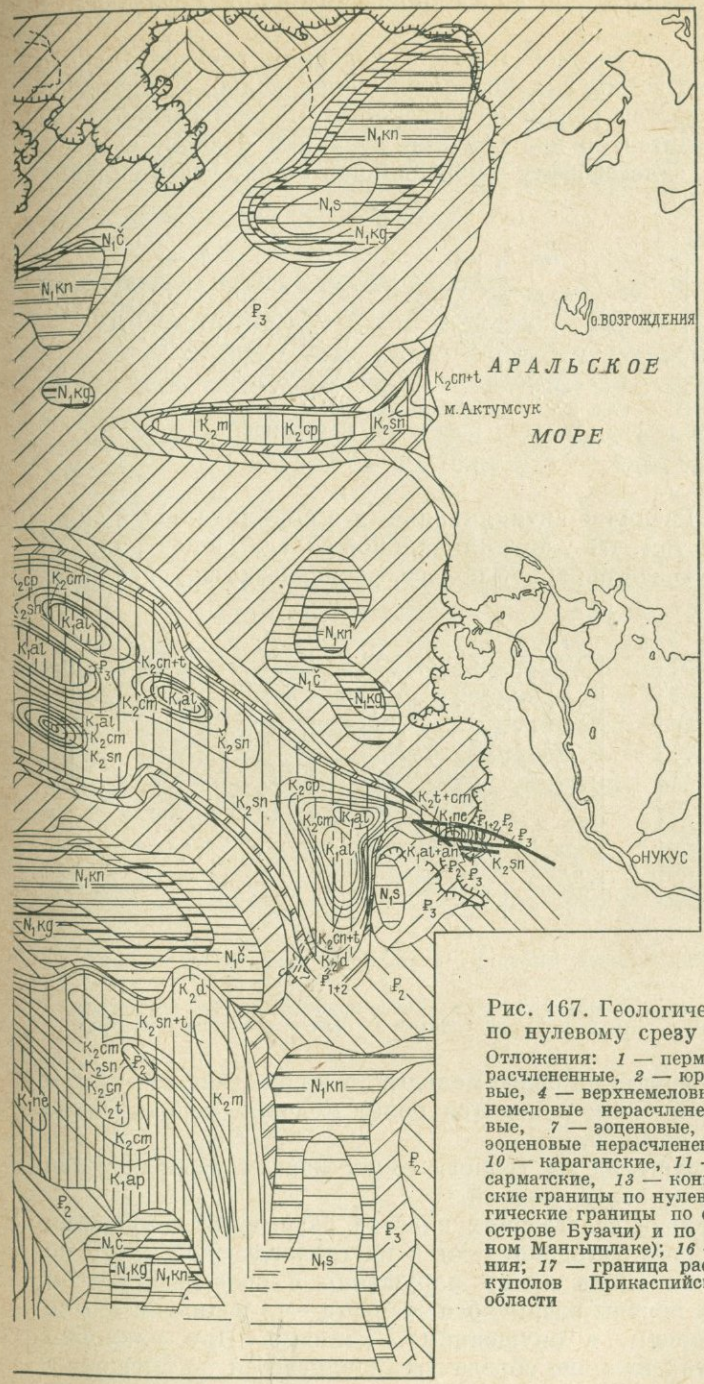


Рис. 167. Геологическая карта Устюрта по нулевому срезу

Отложения: *1* — пермские и триасовые нерасчлененные, *2* — юрские, *3* — нижнемеловые, *4* — верхнемеловые, *5* — нижне- и верхнемеловые нерасчлененные, *6* — олигоценовые, *7* — эоценовые, *8* — палеоценовые и эоценовые нерасчлененные, *9* — чокракские, *10* — караганские, *11* — акчагыльские, *12* — сарматские, *13* — конкские; *14* — геологические границы по нулевому срезу; *15* — геологические границы по срезу —50 м (на полуострове Бузачи) и по срезу —150 м (на Южном Мангышлаке); *16* — разрывные нарушения; *17* — граница распространения соляных куполов Прикаспийской солянокупольной области

в виде полос, сменяющих друг друга по падению их от более древних к молодым.

Складки на геологической карте в условиях горизонтального рельефа имеют вид замкнутых концентрических полос, соответствующих выходам пластов различного возраста. Полосы симметрично повторяются относительно центральной непарной полосы, соответствующей пласту, залегающему в центральной осевой части складки

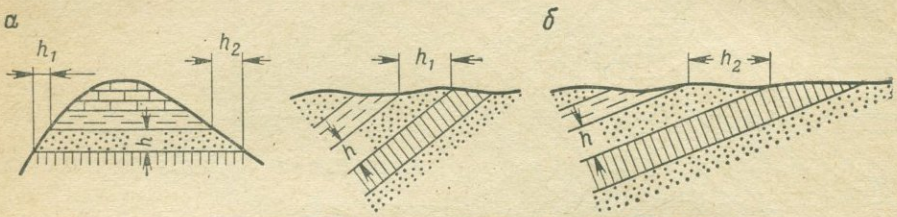


Рис. 168. Изменение ширины выхода пласта на поверхность
Зависимость ширины выхода от: *а* — рельефа, *б* — угла падения слоя

(ядре) (рис. 168). Различие антиклинальных и синклинальных складок заключается в том, что у антиклинальной складки в центральной части, соответствующей непарной полосе, располагаются более древ-

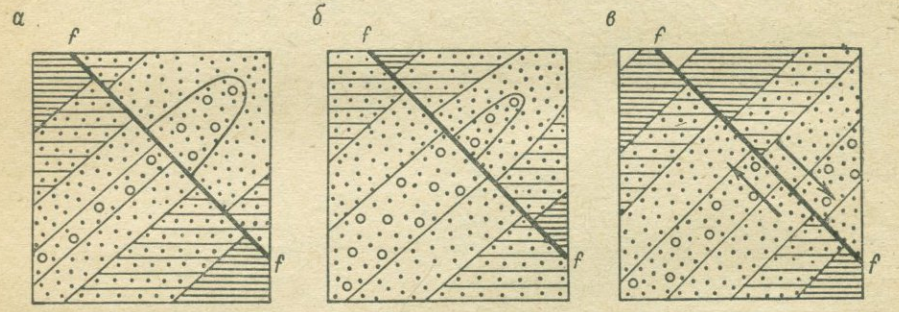


Рис. 169. Антиклинальные складки, осложненные разрывными нарушениями:
а — опущенное юго-западное крыло, северо-восточное приподнятое; *б* — опущенное северо-западное крыло, юго-западное приподнятое; *в* — сдвиг; *ff* — линия разрыва

ние породы и по периферии более молодые, а у синклиналей, наоборот, в центральной части находятся более молодые породы, а по периферии более древние.

Разрывные нарушения на геологических картах изображаются обычно сплошной красной линией.

При горизонтально залегающих пластах разрывные нарушения типа сброса и взброса устанавливаются на геологической карте по тому признаку, что вдоль линии нарушения в непосредственном контакте залегают породы различного возраста — в поднятом крыле более древние породы, в опущенном — молодые. При наклонно залегающих пластах наличие сброса устанавливается по смещению

выходов пластов вдоль линии разрыва, повторению выходов или изменению их простирания на карте. В случае нарушения антиклинальной складки сбросом ширина выхода древних пород в своде будет больше в приподнятом крыле и меньше в опущенном (рис. 169). Сдвиг пластов обнаруживается на карте по смещению их вдоль линии разрывного нарушения (рис. 169, *в*). Горсты и грабены распознаются по тем же признакам, что и сбросы, так как представляют собой комбинации последних.

СОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Геологические разрезы в отличие от геологических карт дают наглядное представление об условиях залегания пород на глубине. Обычно их составляют вкрест простирания пластов пород, т. е. в направлении, перпендикулярном линии простирания пластов, чтобы свести к минимуму возможные искажения действительных (истинных) углов падения пластов и их мощности (рис. 164, *а*, *б*).

Первоначально по топографической основе геологической карты составляют топографический профиль (рис. 164, *б*), соответствующий рельефу местности. Затем с геологической карты сносят на этот профиль границы пластов, пересекаемых линией направления разреза. Используя данные об элементах залегания пластов, показанных на карте, строят разрез путем трассирования границ пластов и нарушений на глубину с учетом значений углов падения пластов пород и их мощности. Завершив построение разреза, приступают к его оформлению. Для каждого пласта выбирают соответствующую возрасту окраску и наносят ее на изображение пласта с указанием индекса. Разрез сопровождается линейным и числовым масштабами, а также условными обозначениями.

ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

Глава XIII
МАГМАТИЗМ

§ 1. ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА

Под магматизмом понимается совокупность процессов, связанных с проявлением внутренней энергии Земли и выражающихся в образовании магмы, внедрении ее в земную кору или излиянии на поверхность и застывании в виде тел различной величины и формы.

Магма представляет собой огненножидкий силикатный расплав, обогащенный различными газами и летучими компонентами; под действием сил внутренней динамики в ряде случаев она приходит в движение, в результате которого может достигнуть дневной поверхности или только проникнуть в земную кору, остановившись на том или ином уровне. В зависимости от характера движения магмы различают две формы магматизма — интрузивный и эффузивный.

При интрузивном магматизме магма в своем движении не достигает земной поверхности и застывает на различной глубине, образуя тела неправильной формы.

При эффузивном магматизме магма достигает дневной поверхности и в виде лавы распространяется по окружающей местности, образуя обширные вулканические покровы и потоки. Лавой называют магму, излившуюся на земную поверхность и потерявшую летучие компоненты. Выделение летучих компонентов и превращение магмы в лаву на поверхности земли происходит вследствие резкого снижения давления. С эффузивным магматизмом связан весь комплекс вулканических процессов. Часто эффузивный магматизм в геологической литературе называют вулканизмом.

Как при эффузивном, так и при интрузивном магматизме образуются магматические горные породы, которые подразделяются на интрузивные (сформировавшиеся на глубине) и эффузивные (возникшие на дневной поверхности).

Следует иметь в виду, что указанные виды магматизма — интрузивный и эффузивный — представляют собой разновидности проявления одного и того же процесса движения магмы, обусловленного эндогенными (внутренними) причинами. Главной из этих причин является продолжающаяся дифференциация вещества Земли, наиболее активно проявляющаяся в одном из слоев верхней мантии — астеносфере. Анализ давлений и температур, которые господствуют в этом слое, показывает, что здесь имеются условия, способству-

ющие плавлению вещества Земли. Так, на глубинах около 100 км значение температуры возрастает до 1300—1500° С. Однако с глубиной существенно увеличивается горное давление, что приводит к повышению температуры плавления. Например, если температура плавления базальта в нормальных условиях равна 1150° С, то при давлении 3000 МПа она возрастает до 1400° С. И только здесь, в астеносфере, развиваются условия, способствующие плавлению. Температура мантии в этом ее слое достаточно высока, а давление еще не настолько велико, чтобы существенно повысить температуру плавления.

Эти условия (температура и давление) приводят к образованию в астеносфере очагов выплавления из вещества мантии его наиболее легкоплавких компонентов. Наличие таких очагов подтверждается сейсмологическими данными — очаги расплава пропускают продольные сейсмические волны, но экранируют поперечные.

Очаги расплава не образуют в мантии единого сплошного слоя. Одним из факторов, обусловливающих возникновение таких очагов, по-видимому, является неравномерная генерация тепла в земной коре. И действительно, очень мощные (до 70—80 км) участки земной коры, обычно соответствующие горным системам, являются очагами концентрации радиоактивных элементов, содержание которых здесь значительно выше, чем в мантии. Поэтому под «корнями гор» возникает дополнительный подток тепла, способствующий повышению температуры верхней мантии и образованию очага плавления в астеносфере. Выплавляемая из вещества мантии компонента и называется магмой. По сравнению с вмещающими породами магма более легкая и подвижная, поэтому она по разломам проникает вверх, в область пониженных давлений, где достигает земной коры, внедряется в нее, а иногда даже изливается на поверхность.

Магмы разнородны по составу, что определяет различие их физических свойств. Малоподвижные магмы (и лавы) характеризуются более высоким содержанием двуокиси кремния (так называемые кислые лавы), чем жидкие и легкоподвижные (лава основного состава). Однако многообразие состава образующихся из магмы пород нельзя объяснить только изменением состава исходной магмы.

При движении магмы вверх она отдает часть тепла окружающим породам и охлаждается. При этом происходит д и ф ф е р е н ц и а ц и я м а г м ы, т. е. разделение ее на отдельные составляющие.

Еще на стадии расплава в магме происходит разделение тяжелых и легких компонентов по плотности. При охлаждении магмы начинается кристаллизация, причем в первую очередь выпадают из расплава наиболее тугоплавкие минералы. Таким образом, при медленном остывании магмы в ней происходит выпадение тугоплавких (обычно железо-магнезиальных) минералов, а остающаяся в расплаве часть относительно обогащается кремнекислотой.

Существенную роль в изменении состава магмы играют вмещающие породы земной коры, которые плавятся и захватываются магмой. При этом происходит а с с и м и л я ц и я м а г м ы, т. е. изменение ее состава за счет вмещающих пород.

Дифференциация и ассимиляция магмы являются важными процессами, объясняющими многообразие магматических пород, образующихся в результате интрузивного или эффузивного магматизма.

§ 2. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

В большинстве случаев магма, внедряясь в земную кору, не достигает поверхности, а застывает внутри на различных глубинах, образуя разнообразные по форме и условиям залегания магматиче-

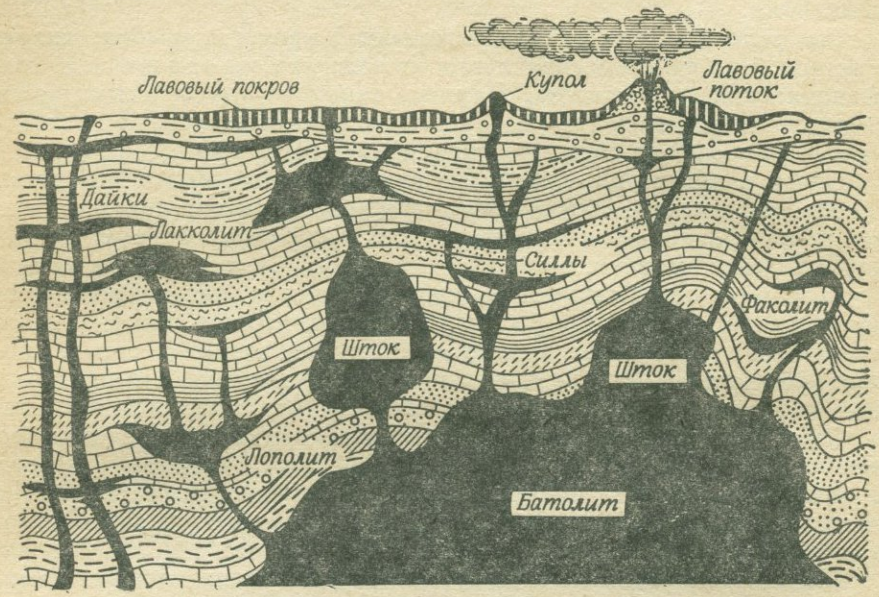


Рис. 170. Формы залегания магматических горных пород

ские тела (рис. 170). В ходе денудационных процессов в ряде случаев эти магматические тела обнажаются и оказываются доступными для изучения.

Среди интрузивных тел различают: батолиты, штоки, факолиты, лакколиты, дайки, лополиты и интрузивные залежи, или силлы.

Б а т о л и т ы представляют собой наиболее крупные интрузивные массивы неправильных очертаний с крутопадающими боковыми стенками. Такие формы интрузий образуются при остывании магмы на больших глубинах. Сложены батолиты главным образом гранитами. Ш т о к и являются магматическими телами, по условиям образования, форме и составу пород подобными батолитам, но отличающиеся от них значительно меньшими размерами. Ф а к о л и т ы — это небольшие изогнутые чечевицеобразные магматические тела, располагающиеся в замках складок, образованных вмещающими породами. Л а к к о л и т ы представляют собой караваеобразные магматические тела с выпуклой верхней поверхностью и почти плос-

ким основанием. Такие формы образуются в том случае, когда магма приподнимает вышележащие слои осадков и заполняет образовавшуюся пустоту. Л о п о л и т а м и называют вогнутые интрузивные тела чашеобразной формы, образовавшиеся вследствие внедрения магмы в ядро синклинальной складки. Поэтому лополиты характеризуются вогнутой формой верхнего контакта. Д а й к и, или секущие жилы, представляют собой плитообразные тела, образующиеся при заполнении трещин магматическим расплавом. Дайки всегда залегают несогласно по отношению к вмещающим породам. Ориентированы эти тела вертикально или наклонно и ограничены более или менее параллельными плоскостями. С и л л ы, или пластовые интрузии, — это пластообразные тела, внедрившиеся между пластами вмещающих пород и залегающие согласно с ними. При застывании магмы внутри земной коры образуются интрузивные, или глубинные, горные породы. Это большая группа пород, характеризующихся значительным разнообразием. Интрузии различной формы часто различаются и по составу слагающих их пород. С внедрением магмы в земную кору связано образование многих полезных ископаемых, поэтому изучение интрузивных тел имеет не только научное, но и большое практическое значение.

§ 3. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, ВУЛКАНИЗМ

Вулканическая деятельность охватывает все явления, связанные с выходом магмы на дневную поверхность. В результате извержений образуются вулканические постройки — вулканы. Обычно у вулкана выделяют конус, кратер и жерло (рис. 171).

Вулканы, представляющие собой постройки конусовидной формы с кратером на вершине, относят к центральному типу. Иногда на склонах конуса центральных вулканов возникают маленькие конусы. Они образуются в местах выхода на поверхность конуса побочных жерл, ответвляющихся от основного. Такие маленькие конусы, образующиеся на склонах основного конуса и повторяющие его форму, получили название побочных, или паразитических (см. рис. 171).

С течением времени конус вулкана, сложенный лавами и туфами, в ходе процессов денудации может быть полностью или частично разрушен. Особенно часто это наблюдается у потухших древних вулканов. В случае частичного разрушения вулкана на вершине конуса возникает обширная депрессия (впадина) округлых очертаний — кальдера. Как правило, эти депрессии имеют крутые внутренние стенки и довольно плоское дно (рис. 172).

Почти все современные вулканы относятся к центральному типу, но в прошлые геологические эпохи существовали извержения т р е щ и н н о г о т и п а, связанные с излиянием лав по протяженным трещинам. Извержения трещинного типа поставляли на поверхность Земли огромное количество вулканического материала.

На поверхности земного шара лишь небольшое число вулканов постоянно находится в действии. Бóльшая часть вулканов действует

периодически и потому долгое время находится в состоянии покоя. В этом случае все признаки вулканической деятельности исчезают и лишь иногда происходит выделение водяного пара и каких-либо газов. К потухшим вулканам относятся те, которые не возобновляли своей деятельности в течение истории человечества.

Извержения вулканов происходят по-разному: одни сопровождаются взрывами и землетрясениями, другие протекают спокойно.

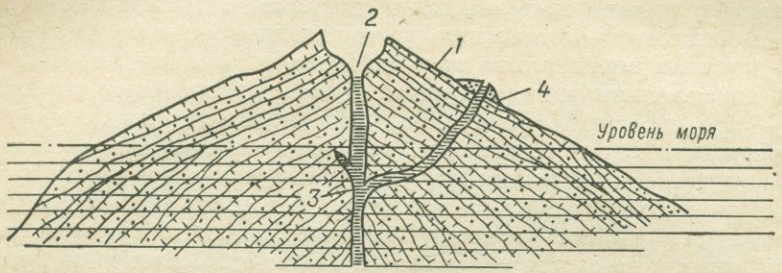


Рис. 171. Схематический разрез вулкана:
1 — конус; *2* — кратер; *3* — жерло; *4* — побочный (паразитический) конус

Причиной взрывов является закупорка центрального канала вязкими лавами и скопление под образовавшейся пробкой значительных количеств газа. В случае излияния подвижных лав они спокойно переливаются через край кратера и растекаются по окружающей местности. При извержениях продукты вулканической деятельности представлены газообразными, жидкими и твердыми веществами.

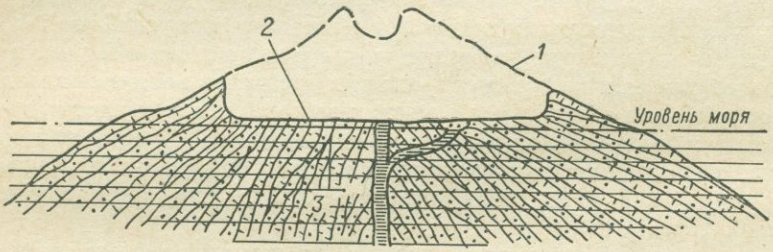


Рис. 172. Схематический разрез кальдеры:
1 — первоначальное положение конуса вулкана; *2* — кальдера; *3* — жерло

Газообразные продукты, или фумаролы, обладают высокой температурой и могут иметь самый разнообразный состав. В них содержатся водяные пары, углекислый газ, азот, сернистый газ, водород, окись углерода, хлор и др. Газовый состав фумарол во многом зависит от их температуры; различают фумаролы следующих типов: сухие, кислые и щелочные.

Сухие фумаролы отличаются высокой температурой (порядка +500° С), обычно не содержат водных паров, но зато в большом количестве насыщены хлористыми соединениями и в первую очередь такими, как хлористый натрий, хлористый калий, хлористое железо

и фтор. Кислые фумаролы обладают достаточно высокой температурой (до +300 ÷ +400° С), в отличие от сухих содержат водные пары, хлористый водород и сернистый ангидрит. Щелочные фумаролы характеризуются средними температурами (немного выше +180° С) и содержат главным образом хлористый аммоний, который при разложении дает свободный аммиак. Газовые выделения с температурой около +100° С именуются сольфатарами, состоят преимущественно из водяных паров и сероводорода. Газовые выделения с температурой ниже +100° С называются мофетами, состоят преимущественно из углекислого газа и водяных паров.

В ряде случаев выделение вулканических газов достигает грандиозных масштабов. Наличие газов в магме и лаве замедляет темп их остывания, а потеря газов влечет за собой быстрое затвердение жидких продуктов извержения.

Жидкие продукты, или лавы, при извержении характеризуются высокими температурами, колеблющимися в пределах от +600 до +1200° С. Как отмечалось ранее, лава является магмой, в значительной степени потерявшей газовые компоненты. Лавы, так же как и магмы, отличаются друг от друга по химическому составу. От химического состава лав зависят их физические свойства. В составе магм (лав) содержатся окислы кремния (SiO_2), алюминия (Al_2O_3), натрия (Na_2O), калия (K_2O), кальция (CaO), магния (MgO), железа (FeO) и т. д. В зависимости от количественного содержания окислов кремния различают лавы кислые (риолитовые) и основные (базальтовые).

Кислые лавы (риолитовые) светлые, окрашены обычно в серые тона, легкие, вязкие (густой консистенции), тугоплавкие, медленно остывают и содержат в растворенном состоянии много газов. Основные лавы, наоборот, окрашены в темные тона, имеют большую плотность, жидкую консистенцию, легкоплавкие, быстро остывают и содержат мало газов. При застывании лав образуются эффузивные, или излившиеся, горные породы.

Поскольку лавы обладают различными физическими свойствами, при излиянии их на поверхности Земли образуются эффузивные тела разной формы: купола (конусы), покровы и потоки.

Покровы образуются при излиянии лав основного, базальтового, состава и занимают нередко огромные площади. Лавовые потоки значительно меньше по площади, возникают в тех случаях, когда лава движется по ущельям, речным или ледниковым долинам. Не обладая большой шириной, лавовые потоки в ряде случаев бывают вытянуты на десятки километров.

Твердые продукты. Помимо газообразных и жидких продуктов, во время извержения вулкана выбрасывается большое количество твердого материала, представленного обломками горных пород или кусками успевшей застыть лавы. Твердые продукты, выбрасываемые в воздух, падают на поверхность на различном расстоянии от кратера. При этом наблюдается определенная закономерность. Крупные обломки падают у края кратера и скатываются вниз по его внешнему и внутреннему склонам, а более мелкие выбрасываются на прилегающие равнины или откладываются у подножья конуса. В зависимости

от величины обломков твердые продукты вулканических извержений подразделяются на вулканические бомбы, лапилли, вулканический песок и пепел.

Вулканические бомбы — крупные, от нескольких сантиметров до 1 м и более, куски затвердевшей или частично затвердевшей лавы. Они бывают самой различной формы — от шаровидной до веретенообразной (рис. 173). Встречаются бомбы менее правильной формы. Лапилли — обломки шлака величиной до 1,5—3,0 см. Форма лапиллей, так же как и бомб, весьма различна. Вулканический песок — твердые продукты извержения, размер которых не превышает 1—5 мм. Вулканический пепел состоит из мельчайших частиц (менее 1 мм) лавы, вулканического стекла и других пород. Он оседает на склонах конуса или разносится на большие расстояния, образуя скопления, из которых при уплотнении формируются породы, выделяемые под названием вулканического туфа. Из скоплений вулканического материала различных размеров образуются породы, называемые агломератом, или вулканической брекчией.

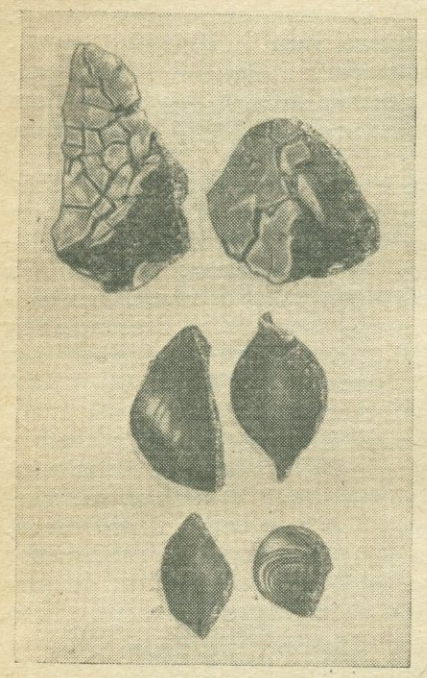


Рис. 173. Различные типы вулканических бомб

§ 4. ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Характер извержений бывает весьма различным и зависит от многих факторов, таких, как химический состав лав, количество содержащихся в них газов, давление, температура лав и т. д. Основным фактором, определяющим тип извержения, является химический состав лав. Установлено несколько ярко выраженных типов извержений — гавайский, стромболианский, везувианский, пелейский, кракатау и др.

Гавайский тип. Характерен для вулканов Мауна-Лоа и Килауэа на Гавайских островах. Вулканы Гавайских островов — это классические щитовидные вулканы, склоны которых очень пологи (уклон не более 5°), а конус сложен слоями остывшей лавы. Такие пологие конусы образовались в результате излияния подвижной жидкой базальтовой лавы с малым содержанием газов. Небольшое количество газов, которое в ней еще имеется, быстро уходит из негустой

лавы (рис. 174, *а*). Извержение этого типа происходит следующим образом. Образовавшаяся в верхних слоях мантии магма по каналам поднимается к поверхности Земли. Обычно она не сразу выходит на дневную поверхность, а накапливается в магматических камерах. По мере возрастания давления лава в силу своих физических свойств начинает медленно переливаться через край кратера и разливаться по склону.

Стромболианский тип. Наиболее яркими примерами извержений этого типа являются извержения вулканов Стромболи в Средиземном море (рис. 174, *б*) и Ключевского на Камчатке. Лава, изливающаяся из этих вулканов, менее подвижна, заключенные в ней газы

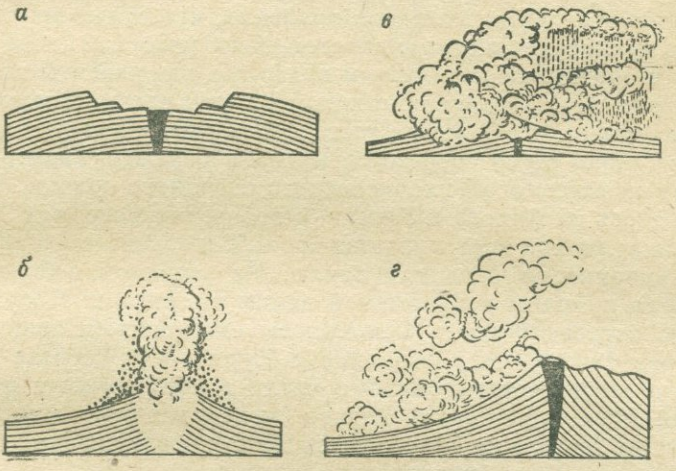


Рис. 174. Схема главнейших типов извержения вулканов: *а* — гавайский; *б* — стромболианский; *в* — везувианский; *г* — Мон-Пеле

выделяются спорадически, в виде взрывов. При этом комки лавы, часто раскаленной, выбрасываются из кратера, образуя бомбы и лапилли.

Везувианский тип. К этому типу следует отнести извержения таких вулканов, как Везувий, Этна, Вулькано и др. Все они расположены в Средиземном море (рис. 174, *в*). При извержении везувианского типа происходят чрезвычайно сильные выбросы магмы, насыщенной газом. Продукты извержения выбрасываются наружу в виде огромных светящихся вулканических туч, из которых затем выпадают ливни пепла и грязевые потоки. Лава изливается из боковых трещин и устремляется по склонам конуса.

Тип Пеле. К этому типу относят извержения вулкана Мон-Пеле, расположенного на о-ве Мартиника Малоантильского архипелага (рис. 174, *г*). Извержениям этого типа обычно предшествуют сильные подземные толчки. Магма таких вулканов чрезвычайно вязкая и содержит много газов. Извержение сопровождается сильными

взрывами, а магма пробивает себе путь через боковые трещины, так как жерло перекрыто куполом. При выходе на поверхность лава в силу большой вязкости спускается вниз по склону в виде чрезвычайно раскаленных и постоянно взрывающихся лавин. При этом, как показали наблюдения, характер извержения одного и того же вулкана со временем может изменяться, если изменится химический состав магм, питающих данный вулкан. Это происходит под влиянием ряда факторов, среди которых главную роль играют процессы ассимиляции и дифференциации.

§ 5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВУЛКАНОВ

Изучение географии вулканов показало, что вулканическая деятельность приурочена к строго определенным участкам земного шара, а именно к орогенным подвижным областям, где развиты глубинные разломы (рис. 175). Анализ приведенной карты распространения вулканов показывает, что большая часть действующих в настоящее время вулканов (около 60%) сосредоточена на побережье Тихого океана, в зоне так называемого Тихоокеанского огненного кольца. Вулканы известны здесь на Аляске и Западном побережье Северной Америки, далее цепь вулканов протягивается вдоль Тихоокеанского побережья Южной Америки до Огненной Земли. На западном побережье Тихого океана вулканы непрерывной цепью тянутся от Новой Зеландии через острова Фиджи, Соломоновы острова до Новой Гвинеи, далее через Филиппины, Японские и Курильские острова на Камчатку, где сосредоточено большое число действующих и потухших вулканов. В северной части Тихого океана известны многочисленные вулканы Алеутских островов, которые прослеживаются от Камчатки к Аляске, как бы замыкая «огненное кольцо».

Другой зоной повышенной интенсивности вулканической деятельности является средиземноморско-гималайский пояс. Эта зона протягивается в широтном направлении от Альп через Аппенины, Кавказ до гор Малой Азии. Здесь расположены такие вулканы, как Везувий, Этна, вулканы Липарских островов и Эгейского моря, Эльбрус, Казбек, Арарат и др.

Менее обширной зоной распространения вулканов является меридиональная атлантическая полоса, которая прослеживается от Исландии, через Азорские и Канарские острова, до островов Зеленого Мыса. Большинство вулканов этой зоны потухшие. Наиболее известным здесь является действующий вулкан Гекла в Исландии.

Небольшая группа вулканов приурочена к восточно-африканской зоне разломов. Среди них особой известностью пользуются Кения и Килиманджаро.

§ 6. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Магматические горные породы, так же как и формы магматизма, бывают двух типов: интрузивные и эффузивные. Как указывалось выше, интрузивные (глубинные) горные породы образуются

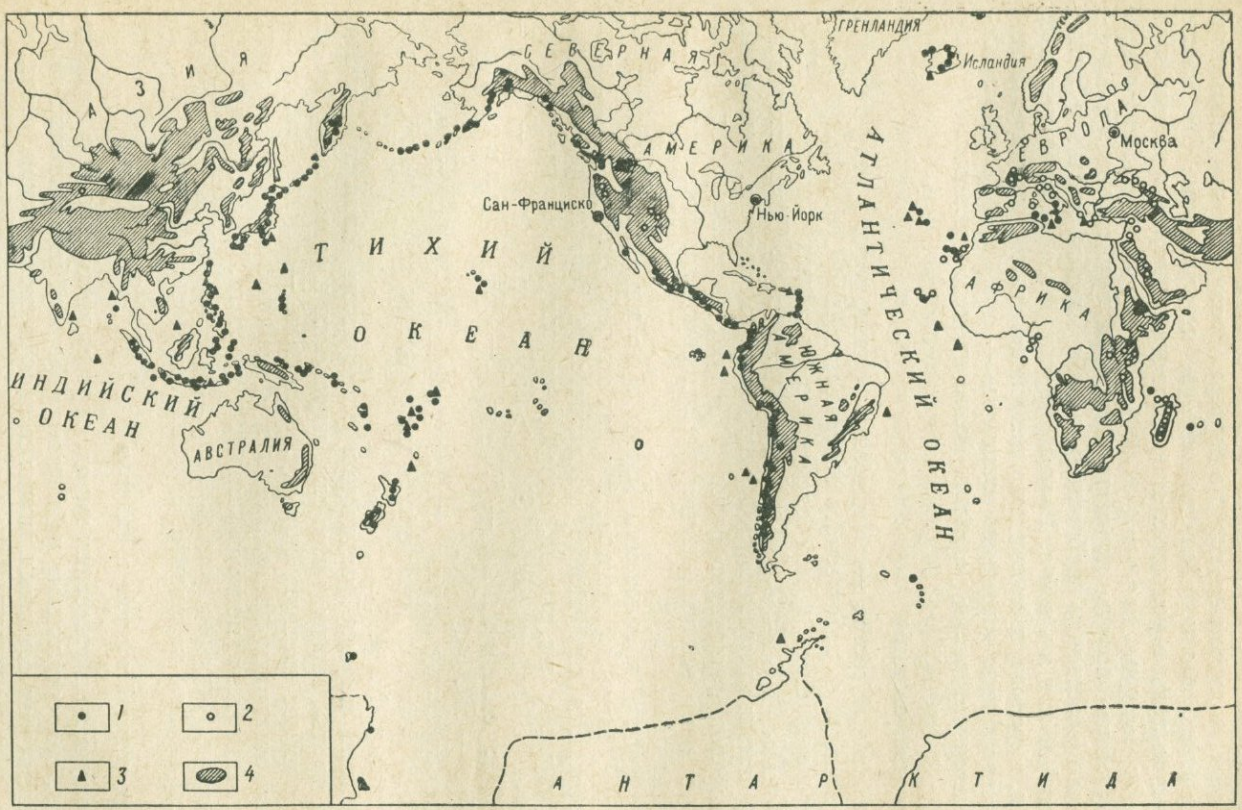


Рис. 175. Карта распространения вулканов на Земле

Вулканы: *1* — действующие, *2* — потухшие, *3* — подводные; *4* — базальтовые плато, приподнятые на 1000 м над уровнем моря

в результате остывания силикатных расплавов магмы в недрах земной коры. В этих условиях магма остывает медленно и отвердение магматического расплава происходит путем кристаллизации вещества. **Эффузивные** (излившиеся) горные породы образуются при остывании лавы — магмы, излившейся на земную поверхность. Остывание и отвердение лавы в условиях атмосферного давления и температур происходит быстро.

Интрузивные породы подразделяются на три группы: а б и с с а л ь н ы е (собственно глубинные), г и п а б и с с а л ь н ы е (полуглубинные) и ж и л ь н ы е. Первые формируются на значительных глубинах, в условиях медленного понижения температуры, при высоком всестороннем давлении, остальные — при более быстрых снижениях температуры, в условиях более низкого давления.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Минеральный состав магматических горных пород в значительной степени зависит от химического состава магмы и в основном определяется содержанием в ней следующих главных кислов: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O и H_2O. Присутствующий в составе магмы кремнезем (SiO_2) влияет на ее вязкость. Суммарный объем окислов составляет более 98% всех магматических пород. Основными компонентами магматических пород являются кремнезем SiO_2 и глинозем Al_2O_3.

Обогащенные кремнеземом магмы в я з к и е, а обедненные — ж и д к и е, более подвижные, при тех же температуре и давлении. По содержанию кремнезема магматические горные породы, как и образовавшие их магмы, подразделяются на четыре группы: к и с л ы е, с содержанием $SiO_2 > 65\%$; с р е д н и е — $SiO_2 = 65—52\%$; о с н о в н ы е — $SiO_2 = 52—45\%$ и у л ь т р а о с н о в н ы е — $SiO_2 < 45\%$.

По химическому составу выделяется также особая группа щ е л о ч н ы х пород, отличающихся повышенным содержанием щелочных металлов Na и K.

Главными породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены и оливин. Первые два минерала имеют светлую окраску, остальные — темноцветные. Акцессорные минералы представлены в магматических породах апатитом, магнетитом, ильменитом и многими другими. В составе магматических пород нередко встречаются вторичные минералы: хлорит, минералы группы каолинита, серпентина, эпидота и др.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СТРУКТУР И ТЕКСТУР

Структура магматических пород, определяемая степенью кристаллличности, относительными размерами и формой минеральных зерен, может быть трех основных типов: полнокристаллическая, стекловатая и неполнокристаллическая.

П о л н о к р и с т а л л и ч е с к о й (зернистой) структурой характеризуются породы, вся масса которых имеет кристаллическое

строение. По относительной величине кристаллов (минеральных зерен) выделяют равномернозернистые и неравномернозернистые разновидности. Равномернозернистой называется структура, при которой кристаллы, входящие в состав породы, имеют примерно одинаковый размер. В зависимости от размера кристаллов она может быть крупнозернистой (размер кристаллов более 5 мм), среднезернистой (от 5 до 1 мм) и мелкозернистой (от 1 до 0,5 мм). Неравномернозернистую (порфировидную) структуру имеют породы, состоящие из кристаллов двух резко различных размеров: крупные кристаллы располагаются среди основной массы кристаллов незначительных размеров. Полнокристаллическая, равномернозернистая структура свойственна глубинным (абиссальным) магматическим породам. Гипабиссальные породы часто имеют полнокристаллическую неравномернозернистую (порфировидную) структуру. Она характерна также для жильных магматических образований.

Стекловатой структурой обладают породы, сложенные аморфной, нераскристаллизованной массой. Она может быть плотной или пузырчатой стекловатого строения (вулканическое стекло). Стекловатая структура характерна для эффузивных пород.

Неполнокристаллической (порфировой) называют структуру, при которой среди основной стекловатой или скрытокристаллической массы присутствуют хорошо образованные кристаллы отдельных минералов. Эта структура свойственна эффузивным магматическим породам, а также группе жильных пород.

Текстуры магматических горных пород различают, исходя из пространственного расположения минеральных зерен и способа заполнения ими объема породы. Выделяют несколько типов текстур: массивную, флюидальную, пористую, миндалекаменную.

Массивная (однородная) текстура характеризуется равномерным распределением минеральных зерен во всей массе горной породы. Эта текстура характерна для интрузивных и значительной части эффузивных магматических пород.

Флюидальная текстура (текстура со следами течения) свойственна многим эффузивным породам. Она образуется в результате течения застывающей лавы. В этом случае минералы в породе ориентируются в направлении движения лавовых потоков.

Пористая текстура характеризуется наличием пустот и возникает при выделении газов из остывающей лавы, свойственна эффузивным породам. Как разновидность пористой текстуры, выделяется миндалекаменная, которая образуется при заполнении пустот в породе каким-либо минералом.

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ

Цвет. Окраска породы определяется соотношением породообразующих минералов — светлых (кварц, полевые шпаты) и темноцветных (оливин, биотит, роговая обманка, пироксены) — и является важным диагностическим признаком при макроскопическом

определении магматических пород. Как правило, цвет ультраосновных и основных пород, богатых железо-магнезиальными силикатами, темно-зеленый до черного. Кислые и средние породы, богатые полевыми шпатами, окрашены в более светлые тона — серые, зеленоватые и розоватые.

Плотность. Существенное значение при определении магматических пород имеет их плотность. Как и цвет, она в значительной степени зависит от минерального состава магматических пород. Плотность (в г/см^3) ультраосновных пород (перидотит) составляет от 3,1 до 3,25, основных (габбро) — от 2,9 до 3,1, средних (диорит) — от 2,7 до 2,9, кислых (гранит) — от 2,5 до 2,7. Среди эффузивных пород, характеризующихся пористыми текстурами, плотность (в г/см^3) основных (базальт) изменяется от 2,7 до 2,8, средних — от 2,5 до 2,6, кислых (обсидиан) — от 2,3 до 2,4.

Отдельность. Одним из диагностических признаков магматических пород при полевых наблюдениях является характер их отдельности. Отдельность образуется в результате возникновения системы трещин при охлаждении и застывании магматических масс. Выделяют глыбовую, параллелепипедальную, матрацевидную, столбчатую и шаровую отдельности.

Глыбовая (плитообразная), параллелепипедальная и матрацевидная отдельности характерны для крупных магматических тел, остывание которых происходит на значительных глубинах в условиях медленного снижения температуры и давления.

Эффузивным магматическим породам свойственна столбчатая отдельность, которая особенно характерна для базальтов и андезитов. Вертикальная система трещин разбивает породу на многогранные столбы с шести- или пятиугольным сечением, ориентированным перпендикулярно охлаждающейся поверхности. Шаровая отдельность в основном возникает в условиях подводного излияния преимущественно основных лав. При этом трещины концентрически располагаются вокруг центров кристаллизации лавы, по которым порода расчленяется на овальные и шарообразные тела.

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Классификация магматических горных пород основана на условиях их образования, химическом и минералогическом составе. Как отмечалось ранее, по генетическим признакам магматические породы делятся на интрузивные и эффузивные. Эффузивные породы, в зависимости от степени их измененности, подразделяются на кайнотипные (слабо измененные) и палеотипные (сильно измененные). К эффузивным относятся также породы, образующиеся при вулканических извержениях и состоящие из различных по величине обломков лавы (пирокластов) и застывшего вулканического пепла. Такие породы называются пирокластическими (вулканогенно-обломочными) породами.

Схема классификации главнейших типов магматических пород приведена в табл. 21.

Таблица 21

Основные, наиболее распространенные типы магматических пород (по Т. А. Лапинской и Б. К. Прошлякову, с упрощениями)

Химический состав		Кислые, $SiO_2 > 65\%$	Средние, SiO_2 — 65—52%	Основные, SiO_2 — 52—45%		Ультраосновные, $SiO_2 < 45\%$
Условия образования (структура)		Минералогический состав (основные породообразующие минералы)				
		с полевыми шпатами				без полевых шпатов
		с калиевыми полевыми шпатами		с плагиоклазами		авгит, оливин, пироксен
		кислые плагиоклазы	средние плагиоклазы	средние плагиоклазы	основные плагиоклазы	
		ортоклаз, слюда, роговая обманка	микроклин, роговая обманка	роговая обманка	пироксены	
		с кварцем	без кварца	без кварца	без кварца	без кварца
Интрузивные (полнокристаллическая)		Гранит, гранодиорит	Сиенит	Диорит	Габбро	Перидотит, дунит, пироксенит
Эффузивные (неполнокристаллическая, скрытокристаллическая, стекловатая, порфировая)	палеотипные	Липаритовый порфир	Трахитовый порфир	Андезитовый порфирит	Диабаз (базальтовый порфирит)	Пикритовый порфирит
	кайнотипные	Липарит	Трахит	Андезит	Базальт	Пикрит, кимберлит
Плотность, г/см³		2,5—2,7	2,7—2,9		2,9—3,1	3,1—3,25
Цвет		Светло-серые, розовые, красные	Серые, зеленовато-серые, темно-серые		Темно-серые, черные	Темно-зеленые, черные

Кислые магматические породы содержат более 65% кремнезема. Главными породообразующими минералами являются кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы и биотит (реже мусковит, роговая обманка и авгит). Из акцессорных минералов типичны циркон и турмалин. Среди кислых пород наиболее широко распространены интрузивные породы — граниты и гранодиориты и эффузивные образования — липаритовые порфиры и липариты.

Граниты — массивные полнокристаллические средне- и крупнозернистые, равномернозернистые породы, состоящие из ортоклаза (35—40%), кварца (25—30%), кислых плагиоклазов (15—20%), мусковита, биотита и роговой обманки (5—10%). Цвет их различный: светло-серый, розоватый, темно-красный. Крупнозернистые биотито-роговообманковые граниты с крупными кристаллами красного ортоклаза называются рапакиви (по-фински — гнилой камень). Гранит, основная масса которого мелкокристаллическая, но имеются отдельные крупные кристаллы полевых шпатов, называется гранит-порфиром. Формы залегания гранитов — батолиты и штоки, реже лакколиты и дайки. Для гранитов характерна пластовая матрецевидная отдельность.

Жильным аналогом гранитов являются пегматиты. Они состоят из кварца (45—55%), ортоклаза (40—50%) и слюд (0—10%). В пегматитах наблюдается закономерное прорастание полевых шпатов кварцем, при этом на поверхности среза породы образуется рисунок, напоминающий древние письмена. Такие пегматиты называются письменным гранитом.

Гранодиориты — массивные, полнокристаллические породы промежуточного состава между гранитами и диоритами. Состоят из кварца (30—40%), кислых плагиоклазов (25—35%), слюд, роговой обманки (15—25%) и ортоклаза (10—25%). Гранодиориты, как и граниты, широко распространены в земной коре.

Липаритовые порфиры — массивные, неполнокристаллические эффузивные породы — аналоги гранитов, отличающиеся от них порфировой структурой. Порода палеотипная. В слабораскристаллизованной массе вкраплены разрушенные кристаллы ортоклаза и блестящие зерна кварца. Породы светло-серого, бурого и розового цвета. Залегают липаритовые порфиры в виде потоков, куполов, реже даек и лакколитов.

Липариты — эффузивные аналоги гранитов, обладают стекловатой или порфировой структурой. Порода в основном состоит из нераскристаллизованной массы, в которую вкраплены зерна полевых шпатов и кварца. Породы светлые, белые или светло-серые, розовато- или желтовато-белые, плотные, шероховатые на ощупь. Образовались при остывании магмы на поверхности или вблизи нее. Распространены весьма широко.

Разновидностями липаритов можно считать вулканическое стекло (обсидиан) и пемзу. Обсидиан — аморфная масса, обладающая обычно красно-коричневой, темно-серой до черной окраской и раковистым изломом. Пемза — сильно пористая со стекловатой струк-

турой порода, желтоватого или буро-красного цвета, которая обычно образуется при вулканических извержениях кислой, богатой газами магмы.

Средние магматические породы содержат кремнезем в количестве 65—52%. Главными породообразующими минералами являются калиевые полевые шпаты, средние плагиоклазы и роговая обманка, нередко присутствует авгит. Основными представителями средних интрузивных пород являются сиениты и диориты, эффузивных — трахитовые порфиры, трахиты, андезитовые порфиры и андезиты.

Сиениты — массивные полнокристаллические, обычно среднезернистые породы, внешне похожие на граниты. Состоят из ортоклаза или микроклина (60—70%), слюды и роговой обманки (5—10%), кислых и средних плагиоклазов (10—30%). Практически не содержат кварца. Породы имеют серую или красно-бурую окраску, зависящую от цвета преобладающего полевого шпата. Сиениты, как и граниты, образуются на значительных глубинах и залегают в самостоятельных телах — штоках и дайках или занимают краевые части крупных гранитных интрузий. Для сиенитов характерна пластовая или параллелепипедальная отдельность.

Трахитовые порфиры являются палеотипными эффузивными аналогами сиенитов и характеризуются порфировой структурой. Основная масса светло-серого, темно-серого и красно-бурого цвета. Встречаются крупные вкрапления полевых шпатов, слюды и роговой обманки.

Трахиты — кайнотипные эффузивные аналоги сиенитов, структура породы порфировая, текстура пористая, окраска светло-серая или розоватая. Характерна шероховатая поверхность в изломе. Встречаются вкрапления зерен полевых шпатов, реже слюды и роговой обманки. Залегают в форме куполов и потоков.

Диориты — массивные полнокристаллические, обычно среднезернистые породы, состоящие из средних плагиоклазов (40—50%), роговой обманки и авгита (35—45%). Имеют, как правило, зеленовато-серую окраску. Залегают в периферической части кислых и основных интрузивных массивов или образуют самостоятельные тела — лакколиты, штоки и жилы. Диориты, содержащие в более или менее значительном количестве кварц, называются кварцевыми диоритами.

Излившимися аналогами диорита являются андезитовый порфирит и андезит. Андезитовые порфириты — палеотипные эффузивные аналоги диорита, темно-серые или темно-зеленые породы с типично порфировой структурой. В виде вкрапленников присутствуют полевые шпаты (средние плагиоклазы). Плагиоклазовые вкрапленники имеют матовый блеск и грязно-серый цвет. Андезиты являются кайнотипными эффузивными аналогами диоритов, обычно с порфировой структурой. Основная масса породы скрытокристаллическая, пористая, окрашенная в темно-серые с зеленоватым оттенком тона. Порфировые включения обычно представлены удлиненными зернами средних плагиоклазов, роговой обманкой или авгитом.

Залегают андезиты и андезитовые порфириты в виде покровов, потоков и куполов.

Основные магматические породы содержат 52—45% кремнезема. Главными породообразующими минералами их являются пироксены (авгит или др.) и основные плагиоклазы (часто лабрадор). Присутствуют роговая обманка и реже оливин. Большое количество цветных минералов придает породе темную окраску, на фоне которой у интрузивных пород выделяются серые зерна основных плагиоклазов. Представителями этой группы пород являются габбро, диабазы и базальты.

Габбро — массивные полнокристаллические равномернозернистые, средне- и крупнозернистые породы, темноокрашенные, состоящие из темных кристаллов авгита, роговой обманки, оливина (60—70%) и более светлых зерен плагиоклазов (30—40%). Габбро залегают в виде крупных лакколитов и пластовых интрузий. Для них характерны пластовая, глыбовая и параллелепипедальная отдельности. Разновидности габбро, состоящие почти целиком из лабрадора, называются лабрадоритами. Излившимися аналогами габбро являются диабазы (палеотипные породы) и базальты (кайнотипные породы).

Диабазы — массивные мелкозернистые плотные породы темно-зеленой, зеленовато-серой окраски, состоящие из сильно разрушенных пироксенов и основных плагиоклазов. Диабазы залегают чаще в виде даек, покровов и пластовых интрузий.

Базальты являются кайнотипными эффузивными аналогами габбро. Это темно-серые или черные плотные породы с порфировой или скрытокристаллической структурой. В виде порфировых включений присутствуют плагиоклаз или роговая обманка. Базальты залегают в виде покровов (траппы) и потоков. Они являются продуктом излияния многих современных вулканов и наиболее распространены среди эффузивных пород. Для базальтов характерна столбчатая пяти- и шестигранная отдельность.

Ультраосновные магматические породы содержат менее 45% кремнезема и относятся к группе бесполевошпатовых образований. Породы этой группы состоят из оливина и пироксена — силикатов, богатых окислами железа и магния. Наиболее распространены интрузивные ультраосновные породы — пироксениты, перидотиты и дуниты, их излившиеся аналоги — пикриты встречаются реже.

Пироксениты — массивные полнокристаллические равномернозернистые темно-зеленые или черные породы, состоящие в основном из пироксенов (70—75%) и оливина (до 30%).

Перидотиты — массивные полнокристаллические, обычно среднезернистые темно-зеленые или черно-зеленые породы, состоящие преимущественно из оливина (70—30%) и авгита. Последний выделяется в мелко- или среднезернистой массе породы короткостолбчатыми кристаллами черного цвета.

Дуниты — массивные полнокристаллические темно-зеленые до черного породы, состоящие почти полностью из оливина.

Ультраосновные породы приурочены к тектоническим структурам

складчатого и разрывного типа и залегают в виде плоских удлиненных крутопадающих тел. Встречаются обычно вместе, образуя сложные, зонального строения интрузии.

Кимберлиты представляют собой брекчиевидные породы, состоящие из обломков перидотитов, дунитов, пироксенитов. Кимберлиты образуют трубчатые тела (трубки взрыва), которые прослеживаются на большие глубины, где сливаются с ультраосновными интрузиями. Приурочены к зонам глубинных разломов. С кимберлитами связаны коренные месторождения алмазов.

Пирокластические (вулканогенно-обломочные) породы представляют собой скопления твердых продуктов вулканических извержений.

В зависимости от размера частиц, составляющих породы, различают вулканический пепел, вулканический песок, лапилли и вулканические бомбы. Уплотненный вулканический пепел и песок образуют вулканический туф. Если уплотненный песок и пепел содержат вулканические бомбы и лапилли, порода называется вулканической брекчией (туфобрекчией). Пирокластические породы являются переходными от магматических (эффузивных) пород к осадочным. При значительном содержании в таких породах нормального осадочного материала их называют туффитами.

Глава XIV

МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. ВИДЫ МЕТАМОРФИЗМА

С процессами внутренней динамики Земли, вызывающими тектонические движения и внедрения магмы в земную кору, связан метаморфизм горных пород.

Метаморфизмом называется преобразование горных пород под воздействием эндогенных процессов, вызывающих изменение физико-химических условий в земной коре. Преобразованию могут подвергаться любые горные породы — магматические, осадочные и ранее образовавшиеся метаморфические. Попадая в физико-химические условия, отличные от тех, в которых она образовалась, порода начинает приспосабливаться к новым условиям путем изменения минерального состава, структуры и текстуры. Изменение минерального состава при метаморфизме может протекать изохимически, т. е. без изменения общего валового химического состава метаморфизуемой породы, и метасоматически, т. е. со значительным изменением состава метаморфизуемой породы в целом за счет привноса и выноса вещества. Изменение структуры и текстуры пород происходит в процессе перекристаллизации вещества. Основными факторами, вызывающими

метаморфизм горных пород, являются температура, давление и химически активные вещества — растворы и газы. Основная особенность метаморфических процессов заключается в том, что они протекают с сохранением твердого состояния системы, без существенного расплавления пород.

Метаморфические породы широко распространены в земной коре. Задача их изучения состоит в расшифровке первоначальной природы пород, из которых данные метаморфические породы образовались, и в реконструкции условий преобразования исходных пород в земной коре. Особенно важно выяснение этих вопросов при изучении геологии докембрия. Если учесть, что минеральный состав метаморфических пород весьма разнообразен и в ряде случаев включает ценное минеральное сырье, то становится ясным, что их изучение имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Наиболее интенсивно процессы метаморфизма протекают в геосинклинальных и молодых складчатых областях. Различные участки земной коры в своем развитии испытывают значительные по амплитуде прогибания. В этих условиях все горные породы, как осадочные, так и магматические, погружаются на значительную глубину и попадают в обстановку, отличную от той, в которой они первоначально образовались. На больших глубинах существенно возрастают давление и температура, усиливается воздействие химически активных веществ, что приводит к метаморфизму горных пород.

Температура является главнейшим фактором метаморфизма. Ранее уже указывалось, что с глубиной температура в земной коре закономерно повышается. Этот процесс определяется такими факторами, как количество тепла, поступающего из подкоровых глубинных зон, близость неостывших магматических очагов, распад радиоактивных элементов и т. д. О температурном режиме отдельных участков земной коры судят по значениям геотермических ступеней. Повышение температуры резко увеличивает скорость химических реакций и способствует перекристаллизации вещества. При этом образуются высокотемпературные разновидности минералов и меняется структура породы.

Давление — второй фактор метаморфизма. Различают всестороннее (геостатическое) давление и направленное давление (стресс). Первое определяется действием нагрузки вышележащих толщ горных пород и зависит от их плотности. Оно способствует образованию минералов с высокой плотностью и малым объемом. Направленное давление создается тектоническими движениями. Роль направленного давления заключается в том, что оно вызывает перестройку структуры и текстуры породы.

Влияние химически активных веществ — третий фактор метаморфизма. К химически активным веществам относятся прежде всего вода и углекислота, иногда существенное значение приобретают соединения водорода, фтора, хлора, азота и других элементов. Растворы и газы, перемещаясь из областей высоких температур и давлений в области низких давлений, повышают активность метасоматических процессов, способствующих изменению минерального состава пород.

Исходя из значений средней геотермической ступени, равной 33 м, и средней плотности пород земной коры — 2,7 г/см^3, можно составить представление о термодинамических условиях, существующих на различных глубинах (табл. 22). Однако следует иметь в виду, что геотермические ступени не везде одинаковы. В областях молодой складчатости, где тектонические процессы проявляются активно, геотермические ступени, как правило, не превышают 20 м. В пределах древних платформ величина ступени достигает иногда 100 м. В последнее время выяснилось также, что и геостатическое давление в определенных участках земной коры не всегда находится в прямой зависимости от глубины погружения пород. В некоторых случаях гораздо большую роль играют тектонические движения, создающие местное увеличение давлений на сравнительно небольших глубинах. Поэтому участки земной коры с аномально высокими давлениями обычно приурочены к тектонически активным областям. Большой вклад в развитие представлений о процессах метаморфизма внесли советские ученые Н. А. Елисеев и Д. С. Коржинский.

Таблица 22

Термодинамические условия в земной коре
(по М. М. Чарыгину)

Глубина, км	10	12	20	40	70
Температура, °С	313	374	616	1222	2142
Давление, МПа	270	324	540	1080	1890

Приведенные данные показывают, что при одной и той же глубине, но в разных тектонических областях, соотношения между факторами метаморфизма будут различными. Роль этих факторов определяется конкретной геологической обстановкой, в которой идет процесс.

В зависимости от основного фактора, вызывающего метаморфизм горных пород, различают следующие виды метаморфизма: региональный, контактовый и катакластический (динамометаморфизм). Первый охватывает крупные регионы, два последних проявляются на небольших участках земной коры.

Региональный метаморфизм проявляется на значительных площадях при погружении обширных участков литосферы на глубины, характеризующиеся высокими давлениями и температурами. Процессы регионального метаморфизма протекают параллельно внедрению магмы и деформации горных пород, возникающим при складкообразовательных движениях земной коры.

Первоначально, когда господствовали представления о непосредственной связи степени метаморфизма пород с глубиной их залегания, было введено понятие о зонах регионального метаморфизма. Соответственно выделялись верхняя, или эпизона, средняя — мезозона и нижняя — катазона регионального метаморфизма. Считалось, что эпизона характеризуется относительно невысокими температурами и небольшим всесторонним

давлением. Здесь сильно проявляется стресс, вследствие чего породы подвергаются дроблению и рассланцеванию. Образующиеся в этой зоне минералы содержат гидроксильную группу. Мезозона отличается более высокими температурами и давлениями как односторонними (стресс), так и всесторонними (гидростатическим). Здесь образуются как безводные, так и водные минералы. Характерными породами являются кристаллические сланцы и гнейсы. Типичной породой этой зоны считались сланцы. Катазона характеризуется высокими температурами и геостатическим давлением. Стресс отсутствует. В этой зоне породы подвергаются наиболее сильным изменениям. Здесь иногда проявляется ультраметаморфизм — явление частичного переплавления пород с образованием мигматитов. Характерными породами, помимо мигматитов, являются гнейсы, гранулиты, эклогиты.

В настоящее время понятие о глубинных зонах метаморфизма в связи с некоторой его условностью заменено понятием о метаморфических фациях, т. е. комплексах пород, сформировавшихся при одних и тех же значениях температуры и давления. В основу понятия о метаморфических фациях положено представление о том, что минеральный состав метаморфических пород является функцией их химического состава и термодинамических условий метаморфизма. Исходные породы различного происхождения, но близкие по химическому составу, в одинаковых термодинамических условиях преобразуются в метаморфические породы с одинаковой ассоциацией породообразующих минералов. И, напротив, из исходных пород одного и того же состава при разных термодинамических условиях образуются метаморфические породы, характеризующиеся различными минеральными ассоциациями. Чтобы отнести породу к той или иной метаморфической фации, используют присутствие в ней «критических» минералов, т. е. минералов, устойчивых только в определенном интервале температур и давлений. Среди фаций регионального метаморфизма наиболее распространенными являются: фация зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая. Первые четыре являются фациями средних давлений, последняя — фацией высоких давлений.

Контактовый метаморфизм — это процесс изменения горных пород на контакте интрузивных тел с вмещающими породами. В зоне контакта породы подвергаются действию как высоких температур, так и химических веществ, входящих в состав магмы. В зависимости от преобладающего фактора различают: к о н т а к т о в о-т е р м а л ь н ы й м е т а м о р ф и з м, обусловленный действием высоких температур, при котором породы в ореоле интрузии преобразуются изохимически, и к о н т а к т о в о-м е т а с о м а т и ч е с к и й м е т а м о р ф и з м, при котором изменение пород связано с привносом или выносом вещества под действием высоких температур и химически активных веществ. Среди метасоматических процессов выделяют пневматолитовый и гидротермальный. П н е в м а т о л и т о в ы й метаморфизм выражается в химическом воздействии на горные породы раскаленных паров и газов, выделяющихся из магмы

и проникающих по трещинам и порам породы, в результате которого существенно меняется ее химический и минералогический состав. Гидротермальный метаморфизм представляет собой процесс изменения горных пород под действием горячих, насыщенных различными соединениями вод, образующихся при конденсации паров и газов магмы.

Среди пород контактово-термального происхождения выделяется несколько фаций контактового метаморфизма, все они относятся к фациям низких давлений, наиболее распространенной является роговиковая фация.

Катакластический метаморфизм (динамометаморфизм) проявляется при различных тектонических процессах, обусловливающих возникновение направленного давления. Под действием процессов динамометаморфизма породы приобретают сланцеватость, подвергаются механическому дроблению (катаклазу) и перетиранию. При этом возникают породы, харатеризующиеся своеобразными текстурами.

§ 2. ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Минеральный и химический состав метаморфических пород весьма разнообразен и, как уже отмечалось, зависит от состава исходных пород и условий метаморфизма. Среди породообразующих минералов метаморфических пород присутствуют минералы, характерные для магматических пород: кварц, полевые шпаты, амфиболы, слюда и пироксены; некоторые минералы осадочных пород — карбонаты; типичные минералы метаморфических пород — турмалин, тальк, гранаты, дистен и др. Большинство минералов осадочных пород в метаморфических породах не сохраняется.

СТРУКТУРЫ, ТЕКСТУРЫ И ОТДЕЛЬНОСТИ

Наиболее типичными **структурами** метаморфических пород являются кристаллобластическая, катакластическая и реликтовая. Кристаллобластическая (кристаллическая) структура возникает при одновременной перекристаллизации составных частей породы в твердом состоянии без переплавления и этим отличается от кристаллической структуры магматических пород. Структура метаморфических пород всегда полнокристаллическая. Катакластическая структура образуется при тектоническом дроблении горной породы. Реликтовая (остаточная) структура наследует элементы строения исходных пород.

Среди **текстур** метаморфических пород наиболее характерными являются: сланцеватая, полосчатая, плойчатая, очковая и массивная.

Сланцеватая текстура характеризуется расположением пластинчатых или чешуйчатых минералов по параллельным плоскостям. При такой текстуре горная порода раскалывается по этим плоскостям на тонкие пластинки; полосчатой текстуре свойственно чередование различных по толщине полос, отличающихся минеральным составом и цветом. Если порода гофрирована, смята

в микроскладки, ее текстура называется плойчатой. Очковая текстура отличается наличием полос с утолщениями в виде овальной формы участков светлоокрашенных минералов, выделяющихся на темном фоне основной сланцеватой массы породы. Массивной называется текстура пород без определенной ориентировки составляющих ее минеральных зерен.

В метаморфических породах различают реликтовые и метаморфические отдельности. Первые унаследованы от исходных осадочных и магматических образований. Вторые, наиболее характерные, возникают в процессе метаморфизма. Метаморфические отдельности обусловлены системами параллельных трещин, не совпадающих с первичной текстурой породы. Такого рода системы трещин называют кливажем. Различают кливаж, возникающий при пластическом деформировании породы под действием тектонических напряжений и сопровождающийся переориентировкой минеральных зерен и образованием сланцеватости, и кливаж, образующийся при деформациях трещинного типа и не сопровождающийся изменением структуры породы.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При классификации метаморфических пород обычно используют такие признаки, как вид метаморфизма, принадлежность к определенной метаморфической фации и состав исходных пород. Мы пользуемся классификацией О. Н. Белоусовой и В. В. Михиной (1972), которая дается с некоторыми упрощениями (табл. 23).

Породы регионального метаморфизма. Эти породы наиболее широко распространены. Они различаются по минеральному составу, структуре, текстуре, составу исходных пород и степени метаморфических изменений. Среди пород регионального метаморфизма различают породы фаций средних давлений (фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций) и фаций высоких давлений (эклогитовой). Особую группу образуют породы, образовавшиеся при ультраметаморфизме, — мигматиты.

Породы фации зеленых сланцев обладают, как правило, совершенной сланцеватостью и тонкозернистой структурой. Наиболее распространены среди них глинистые сланцы, филлиты, роговообманковые, хлоритовые, тальковые сланцы и серпентиниты.

Глинистые сланцы — плотные, не размокающие в воде породы, которые сравнительно легко раскалываются на плитки по плоскостям сланцеватости. Цвет их различный — от серого, темно-серого до черного. Примеси окислов железа и других минералов придают глинистым сланцам красно-бурые, зеленоватые оттенки. Глинистые сланцы со значительным количеством обугленных растительных остатков называются углистыми. Глинистые сланцы близки к глинам, от которых отличаются большей плотностью и тем, что не размокают в воде.

Филлиты — плотные мелкозернистые тонкосланцеватые породы зеленоватого, серого и черного цвета, состоящие из кварца,

Таблица 23

Классификация метаморфических горных пород

Масштаб проявления процесса	Тип метаморфизма		Метаморфическая фация		Исходные породы: глинистые и кварц-полевошпатовые	карбонатные	основные и средние магматические, граувакки, мергели
Локальный	Катакластический		—		Тектоническая брекчия, катаклазит, лимонит		
	Контактовый	Контактово-метасоматический	—		Грейзен	Скарн	Серпентинит
		Контактово-термальный	Низких давлений	Роговиковая	Роговик, кварцит	Мрамор	Амфиболитовый и пироксеновый роговик
Региональный	Региональный		Средних давлений	Зеленых сланцев	Глинистый сланец, филлит	Известковый сланец	Серпентинит, сланцы: хлоритовый, тальковый, роговообманковый
				Эпидот-амфиболитовая	Кристаллический сланец, кварцит	Мрамор	Амфиболит
				Амфиболитовая	Гнейс, мигматит	»	»
				Гранулитовая	Гранулит	—	Гранулит
			Высоких давлений	Эклогитовая	—	—	Эклогит

слюд, полевого шпата с примесью хлорита и других минералов На плоскостях сланцеватости наблюдается характерный шелковистый блеск, обусловленный присутствием серицита, мелких чешуек мусковита. Образуются в результате метаморфизма глинистых сланцев и глин.

Роговообманковые сланцы — плотные мелко- и среднезернистые тонкосланцеватые породы зеленовато-черного цвета, состоящие в основном из роговой обманки и кварца с примесью других минералов средних магматических пород.

Хлоритовые сланцы — мягкие, чешуйчато-сланцеватые породы темно-зеленого цвета, образованные листоватыми агрегатами хлорита с примесью кварца, талька, слюды и др. Исходным материалом для их образования являются основные магматические породы.

Тальковые сланцы — мягкие, жирные на ощупь тонкосланцеватые породы серого, зеленовато-серого цвета, состоящие в основном из талька с примесью кварца, хлорита, слюды и других минералов. Образуются в результате метаморфизма основных магматических пород.

Серпентиниты — плотные массивные породы, пятнистые, зеленого и черно-зеленого цвета, состоящие в основном из серпентина. Обладают характерным неровным до раковистого изломом. Образуются в большинстве случаев в результате регионального метаморфизма ультраосновных магматических пород, реже при контактовом метаморфизме.

Породы эпидот-амфиболитовой фации характеризуются более высокой степенью метаморфических изменений. Среди них выделяют кристаллические сланцы, кварциты, мраморы и амфиболиты.

Кристаллические сланцы представляют собой более метаморфизованные породы, чем филлиты. Это кристаллические, отчетливо сланцеватые, нередко плойчатые по текстуре породы. Они объединяют большую группу пород, состоящих из мусковита, биотита, кварца и других минералов типично метаморфического происхождения. Образуются в основном из филлитов и глинистых сланцев.

Кварциты — плотные крепкие обычно мелкозернистые, массивные, реже сланцеватые породы, в зависимости от примесей белого, светло-серого, темно-серого, красно-бурого цвета, состоящие из перекристаллизованных зерен кварца. Образуются за счет глубокого метаморфизма кварцевых песков и песчаников. Сланцеватые кварциты, обогащенные гематитом и магнетитом, называются железистыми кварцитами. При содержании железа более 45% железистые кварциты используют как руду на железо (КМА, Кривой Рог).

Мраморы — плотные кристаллические (мелко-, средне- и крупнозернистые массивные породы, образующиеся путем перекристаллизации карбонатных пород — известняков, доломитов и доломитизированных известняков. Чистые разновидности мрамора белые, примеси придают ему голубоватый, серый, розовый оттенки. При действии соляной кислоты мрамор бурно «вскипает», доломитизированные разности «вскипают» в порошке.

Амфиболиты — плотные грубосланцеватые или массивные кристаллические породы серо-зеленого до черно-зеленого цвета, состоящие главным образом из роговой обманки и плагиоклаза. Образуются при региональном метаморфизме основных и ультраосновных, реже средних магматических пород.

Породы амфиболитовой и гранулитовой фаций отличаются высокой степенью метаморфических изменений вплоть до частичного переплавления пород. Они представлены амфиболитами, гнейсами, гранулитами и мигматитами. Характерные для этой фации амфиболиты отличаются от описанных выше присутствием высокотемпературных разновидностей роговой обманки и крупнокристаллической структурой.

Гнейсы — плотные кристаллические (мелко-, средне- и крупнозернистые), иногда порфировидного строения породы, состоящие в основном из кварца, полевых шпатов, биотита, иногда роговой обманки и авгита. По составу гнейсы близки к гранитам, но отличаются полосчатой, сланцеватой или очковой текстурой. Полосчатость гнейсов обусловлена зональным распределением светлых полевых шпатов, кварца и темных слюд, роговой обманки и других примесей. Образуются гнейсы за счет глубокого метаморфизма как магматических (ортогнейсы), так и осадочных (парагнейсы) пород.

Гранулиты — плотные мелкозернистые сланцеватые гнейсоподобные породы, состоящие из кварца, полевого шпата, граната, пироксенов или только из полевого шпата, граната и пироксенов. Для них характерно отсутствие слюд и любых гидроксилсодержащих минералов.

Мигматиты представляют собой глубоко измененные, с частичным переплавлением исходных пород метаморфические образования. Чаще всего они образуются при инъекции магматического расплава по плоскостям сланцеватости метаморфических пород, например кристаллических сланцев и гнейсов.

Эклогитовая фация является метаморфической фацией, формирующейся при максимальных давлениях. Она включает своеобразные породы, называемые эклогитами, по химическому составу близкие основным магматическим породам. Эклогиты состоят в основном из двух минералов — граната и пироксена. Обладают очень высокой плотностью, свидетельствующей об их образовании в условиях высоких давлений ($\geqslant$1300 МПа). Генезис эклогитов является спорным. По мнению некоторых исследователей, они образуются в верхних частях мантии и попадают в литосферу в результате тектонических процессов. Большинство исследователей связывают образование эклогитов с глубоким метаморфизмом основных магматических пород (базальтов и габбро).

Породы контактового метаморфизма. В соответствии с видами контактового метаморфизма различают породы **контактово-термальные** (роговики, кварциты, мраморы) и **контактово-метасоматические** (грейзены, серпентиниты, скарны).

Роговики — плотные мелкозернистые кристаллобластической структуры породы, бурого или черного цвета, с раковистым

изломом, образующиеся чаще всего в ореолах кислых интрузий на контакте с осадочными породами.

В зонах контактовых изменений могут образоваться также кварциты и мраморы. Первые за счет контактово-термального метаморфизма кварцевых песков и песчаников, вторые — за счет карбонатных пород. Роговики, кварциты, мраморы являются породами роговиковых фаций (фаций низких давлений).

Грейзены представляют собой плотные кристаллические (средне- и крупнозернистые) массивные породы светлых тонов, состоящие преимущественно из кварца и мусковита с примесью биотита, топаза, турмалина и др. Образуются в результате пневматолитовых процессов, протекающих в приконтактовых ореолах кислых интрузий.

Скарны — плотные (средне- и крупнозернистые) массивные породы пестрой окраски, состоящие в основном из пироксенов и гранатов, а также богатых кальцием силикатов. Они образуются в зоне контакта кислых и средних по химическому составу интрузивных магматических масс с карбонатными породами (известняками, доломитами). К скарнам часто приурочены полиметаллические месторождения.

В результате контактово-метасоматического метаморфизма ультраосновных пород образуются серпентиниты, которые, как отмечалось выше, могут формироваться и в ходе регионального метаморфизма.

Породы катакластического метаморфизма. К этой группе относятся породы, образующиеся в зонах тектонических нарушений типа сбросов и надвигов, в которых происходит дробление и развальцевание пород. По степени раздробленности среди пород катакластического метаморфизма различают: тектонические брекчии, состоящие из сцементированных обломков горных пород остроугольной формы; катаклазиты, отличающиеся от брекчий меньшим размером обломков, и милониты — особенно тонко измельченные и перетертые породы.

Глава XV

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

§ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В течение геологической истории земная кора испытывает сложные перемещения в пространстве. Слагающие ее пласты горных пород сминаются в складки, надвигаются друг на друга, разрываются и т. д. В результате изменяется рельеф земной поверхности, возникают горы и глубокие впадины.

По направлению перемещения пород можно выделить два основных типа тектонических движений: вертикальные, направленные вдоль радиуса Земли, и горизонтальные, направленные по касательной к ее поверхности.

Вертикальные движения имеют характер медленных колебательных перемещений земной коры вверх и вниз. Главным результатом этих движений является изменение рельефа земной поверхности — появление гор, возвышенностей, впадин и т. д. Поэтому вертикальные движения называют колебательными, или эпейрогеническими. Характерной особенностью эпейрогенических колебаний является их непрерывное и повсеместное проявление на

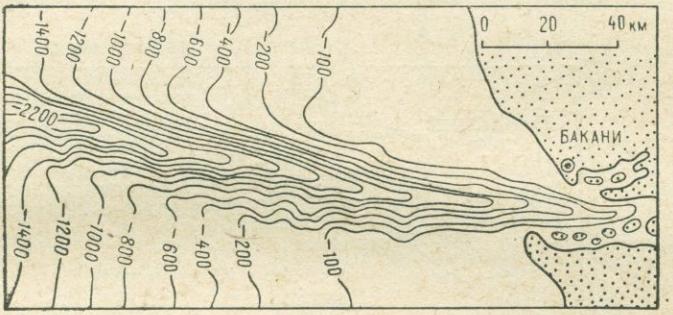


Рис. 176. Карта рельефа океанического дна вблизи Западной Африки на продолжении эстуария р. Конго

протяжении всей геологической истории. Многочисленные геологические данные, а также результаты повторного нивелирования земной поверхности свидетельствуют об огромной роли эпейрогенических движений в истории развития земной коры.

Даже на таком сравнительно коротком отрезке времени, каким в геологическом масштабе является существование человеческой цивилизации, получены многочисленные достоверные данные о непостоянстве положения земной поверхности. Широко известны факты, связанные с опусканием побережья северо-западной Европы (Голландия, Бельгия, ФРГ) и возведением здесь системы дамб, предотвращающих затопление значительных участков суши. Имеются многочисленные исторические свидетельства изменения положения поверхности в виде уходящих в море дорог, затопленных развалин древних храмов, расположенных далеко на суше причалов, древних портовых сооружений и т. д.

Еще более многочисленны геологические свидетельства колебаний земной коры. Если за исторические отрезки времени могут быть отмечены колебания амплитудой не более 10—50 м, то геологические данные свидетельствуют о значительно более крупных масштабах изменения рельефа Земли.

На рис. 176 показаны результаты батиметрических измерений вблизи западного побережья Африки. Здесь в рельефе не только шельфа, но и континентального склона, до глубины 3000 м отчетливо

прослеживается узкий каньон, связанный с устьем Конго и представляющий собой подводное продолжение русла. Вероятно, здесь имело место крупное по амплитуде опускание прибрежного участка континента шириной не менее 150 км.

Важным свидетельством колебаний земной коры является гипсометрическое положение речных террас. Воздымание отдельных участков русла приводит к интенсификации здесь донной эрозии и образованию врезанных меандр с крутыми берегами. Опускание устья вызывает затопление его и образование эстуариев, лиманов и т. д.

Достоверным показателем колебаний земной коры являются морские террасы. Например, восточное Черноморское побережье имеет шесть террас, наиболее древняя из которых (плиоценовая)

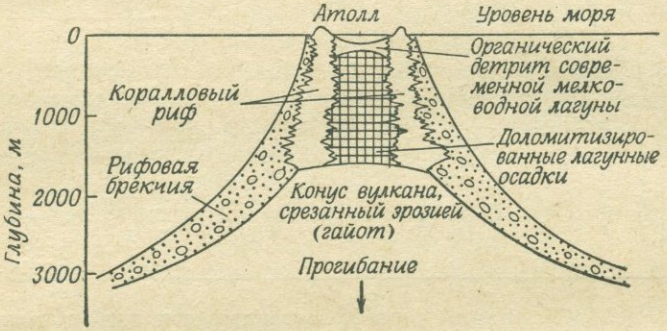


Рис. 177. Строение типичного кораллового рифа (по Дж. Ферхугену и др., 1974)

расположена на высоте 900 м. Об интенсивности прогибания морского дна можно судить также по высоте органогенных коралловых построек — рифов и, в том числе, так называемых атоллов. Условия жизни кораллов достаточно определенны — при благоприятной температуре и солености они образуют колонии на глубинах не более 40—60 м. Однако постепенное и длительное погружение скалистого основания приводит к компенсированному нарастанию колонии вверх (рис. 177). Мощность некоторых рифогенных толщ достигает 700—1300 м. В открытом море таким основанием рифа часто служат конусы древних вулканов, срезанные волновой эрозией, так называемые гайоты. По современным океанографическим данным, в юго-западной части Тихого океана найдены гайоты, плоская вершина которых погружена на глубину около 3000 м.

К числу геологических свидетельств проявления колебаний земной коры относятся многочисленные находки пород морского происхождения, участвующих в строении современных гор; следы несомненного метаморфизма морских отложений, побывавших на значительной глубине, в условиях высоких давлений и температур и т. д.

Геологические свидетельства позволяют оценить также скорость изменения уровня земной поверхности. По этим данным она может достигать 5—15 мм/год.

Точное повторное нивелирование доказывает существование значительных по скорости и амплитуде современных колебаний земной поверхности. По данным неотектоники, изучающей современные колебания коры, в пределах Скандинавии в настоящее время отмечается вздымание со скоростью до 1 см/год (рис. 178), а амплитуда общего подъема в послеледниковый период достигает 270 м.

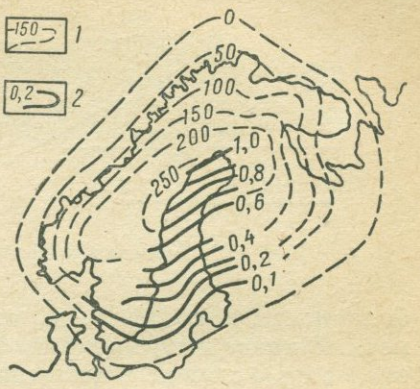


Рис. 178. Схема колебаний земной коры в пределах современной Скандинавии (по Н. И. Николаеву):
Изолинии: *1* — общего послеледникового поднятия, м; *2* — скорости современного поднятия, см/год

Имеющиеся геологические данные позволяют установить важнейшие особенности колебательных движений земной коры. К ним относятся многократность проявления и обратимость (смена знака движения). Эти особенности отчетливо видны на графике колебаний уровня Приднепровской низменности (рис. 179).

Возможность использования геологических данных для восстановления знака и амплитуды колебательных движений земной коры широко применяется при палеогеографических реконструкциях и более подробно будет рассмотрена ниже.

Таким образом, повсеместно на Земле в течение всей геологической истории земной коры активно проявлялись и проявляются

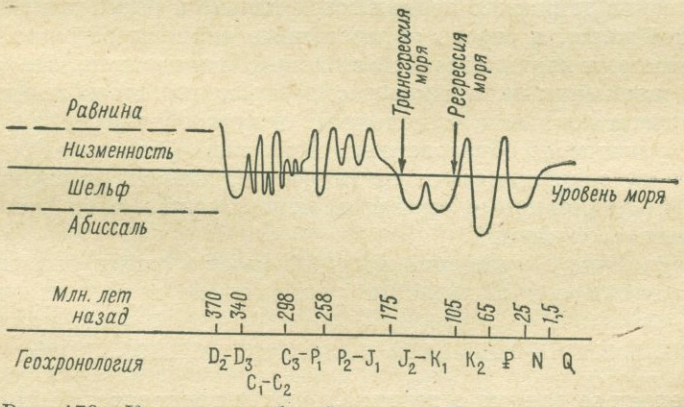


Рис. 179. Кривая колебаний уровня Приднепровской низменности (по В. И. Галицкому, 1966)

тектонические движения вертикального направления. Роль этих колебаний исключительно велика, так как они приводят к изменению рельефа земной поверхности, а следовательно, и к принципиальной смене режима геологических процессов. Так, на рис. 179 видно, что в начале среднеюрской эпохи (доггера) Приднепровская низменность

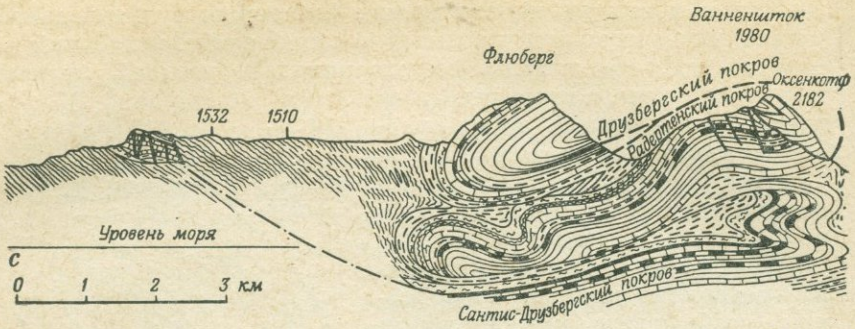


Рис. 180. Геологический разрез через Швейцарские Альпы (по Дж. Фер

была покрыта водой, т. е. здесь наступила трансгрессия моря. В конце нижнемеловой эпохи море отступило, т. е. произошла его регрессия. Естественно, что такие колебания Приднепровской низменности сопровождались накоплением здесь морских осадков и частичным их размывом в конце нижнемеловой эпохи.

Наряду с восходящими и нисходящими эпейрогеническими колебаниями, существуют многочисленные примеры **горизонтальных движений** земной коры. Главным результатом таких движений являются смятие пород, складкообразование, поэтому горизонтальные движения называют складкообразовательными, или орогеническими.

Характерной особенностью горизонтальных движений является прерывистый и неповсеместный характер их проявления. Обычно орогенические движения проявляются только в определенных участках земной коры, в строго определенные периоды ее развития.

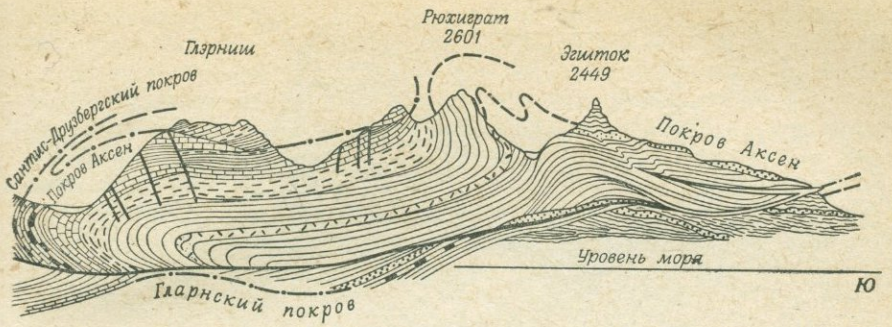
В отличие от вертикальных движений, горизонтальные сопровождаются изменениями площади распространения слоев земной коры. Так, подсчеты показали, что сложные складкообразования в Альпах, сопровождающиеся образованием покровов (шарьяжей), привели к линейному сокращению слоев (вкрест их простирания) на 120 км (рис. 180). Аналогичные примеры можно привести и для других складчатых сооружений.

Очевидно, что сокращение площади слоев в одних участках коры при ее сжатии сопровождается растяжением в других участках.

§ 2. СТАДИИ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Приведенные данные о вертикальных и горизонтальных тектонических движениях свидетельствуют об их определяющей роли в развитии земной коры. Однако не следует рассматривать эти виды тектонических движений изолированно, обычно они проявляются совместно, определяя характер рельефа и дислокаций.

Характерной особенностью движений земной коры является разномасштабность их проявления. Так, эпейрогенические движения могут охватывать участки различной площади, а в каждой точке



хугену и др., 1974)

земной поверхности одновременно могут проявляться разные по масштабам и знаку тектонические движения. Таким образом, проявление определенных движений земной коры обычно является результатом наложения ряда элементарных тектонических движений различного порядка, знака и амплитуды.

Совокупность активно проявляющихся вертикальных и горизонтальных тектонических движений, сопровождающихся горообразованием, называется о р о г е н е з о м.

Анализ тектонических движений, определивших современную структуру земной коры, позволяет выделить достаточно закономерную последовательность ее формирования и развития. В соответствии с этой последовательностью в геологической истории развития земной коры выделяют три стадии: геосинклинальную, переходную и платформенную.

Геосинклинальная стадия является этапом активного формирования и развития земной коры. В течение ее выделяются четыре фазы.

Первая фаза геосинклинального развития земной коры характеризуется заложением геосинклинального прогиба, испытывающего интенсивное опускание. При этом происходит накопление мощных толщ терригенных осадков. Прогибание может достигнуть глубин 20—30 км; в этих условиях начинаются дробление коры, многочисленные пластовые внедрения магмы и подводные излияния лав основного состава. Высокие давления и температуры, магматизм приводят к метаморфизму накопленных терригенных осадков (рис. 181). В эту фазу развития преобладают вертикальные тектонические движения.

Вторая фаза геосинклинального развития начинается инверсией геосинклинального прогиба, т. е. сменой знака вертикальных тектонических движений. Наряду с воздыманием центральной части прогиба здесь начинают активно проявляться горизонтальные движения, приводящие к складкообразованию. Фаза характеризуется общим расширением бассейна, активным подводным вулканизмом, накоплением карбонатных и флишевых толщ (рис. 182).

Во время третьей фазы продолжаются инверсионные движения, приводящие к общему воздыманию геосинклинальной зоны. Развитие

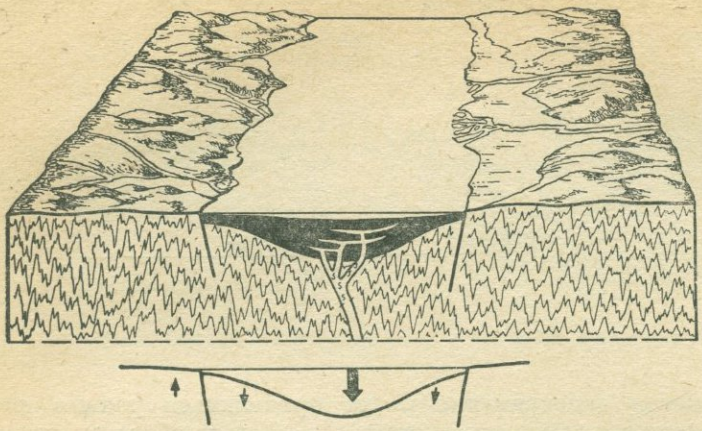


Рис. 181. Схема заложения геосинклинального прогиба (I стадия геосинклинальная, фаза 1)

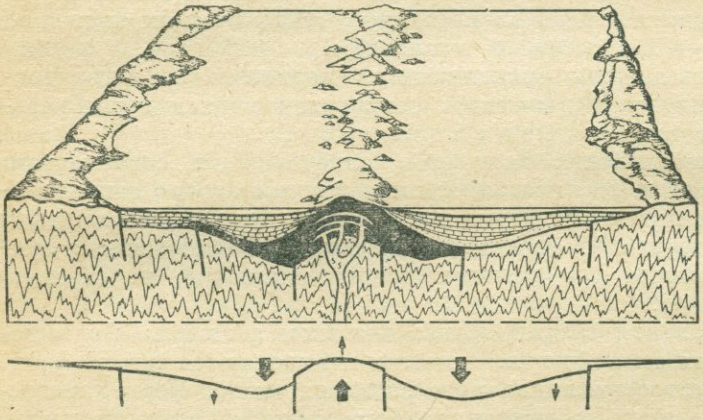


Рис. 182. Начало инверсионной фазы геосинклинальной стадии развития земной коры (I стадия геосинклинальная, фаза 2)

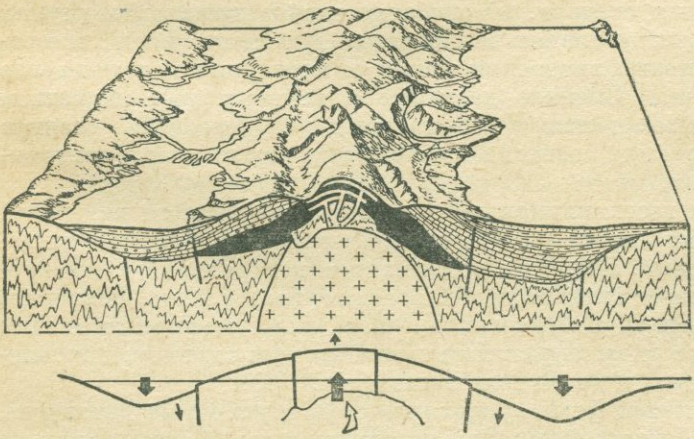


Рис. 183. Заложение передовых прогибов геосинклинальной зоны и начало горообразования (I стадия геосинклинальная, фаза 3)

горообразования приводит к частичной или полной изоляции части морского бассейна и к образованию лагун на месте закладываемых передовых (краевых) прогибов. Интенсивная складчатость обусловлена широким развитием горизонтальных подвижек. Появляются интрузии магмы кислого состава, зарождается наземный вулканизм. В окружающих бассейнах формируются морские и лагунные осадки (рис. 183).

Четвертая, заключительная, фаза геосинклинальной стадии развития земной коры является кульминацией восходящих движений. Рельеф высокогорный, на периферии, в зоне передовых прогибов, —

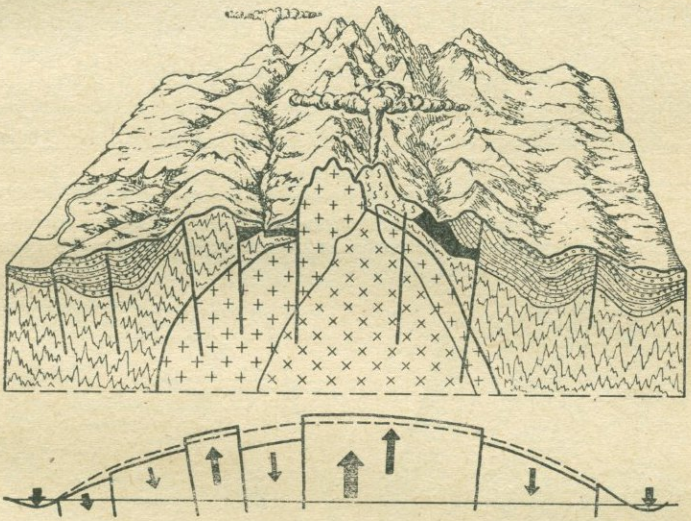


Рис. 184. Кульминационная фаза развития геосинклинали; интенсивное горообразование, подземный вулканизм (I стадия геосинклинальная, фаза 4)

озера, морские заливы и лагуны. Широкое развитие получает разломная тектоника, приводящая к образованию складчато-глыбовой структуры. Продолжается магматизм в виде кислых интрузий и наземного вулканизма. Горизонтальные тектонические движения продолжают сочетаться с вертикальными подвижками отдельных блоков. Начинается интенсивное разрушение гор; в краевых прогибах и межгорных впадинах накапливается мощная толща грубообломочных пород, называемая молассой (рис. 184).

Переходная стадия охватывает пятую и шестую фазы.

С началом пятой фазы почти полностью прекращаются тектонические движения и вулканизм. Происходят интенсивная денудация, выравнивание рельефа, разрушение горной страны и превращение ее в пенеплен (рис. 185).

Во время шестой фазы начинается возрождение тектонических движений. Воздымание отдельных блоков приводит к образованию новых систем складок, заложению новых разломов и возрождению

древних. Фаза завершается образованием новой горной страны складчато-глыбовой структуры, интенсивным ее разрушением и накоплением грубообломочных пород (рис. 186).

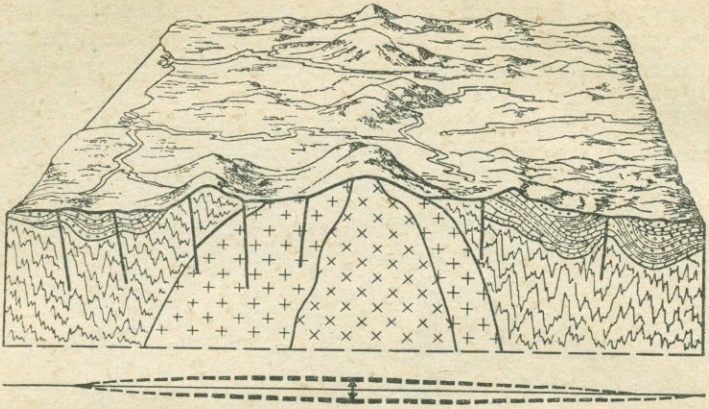


Рис. 185. Затухание тектонических движений и интенсивное выравнивание рельефа на переходной стадии (II стадия переходная, фаза 5)

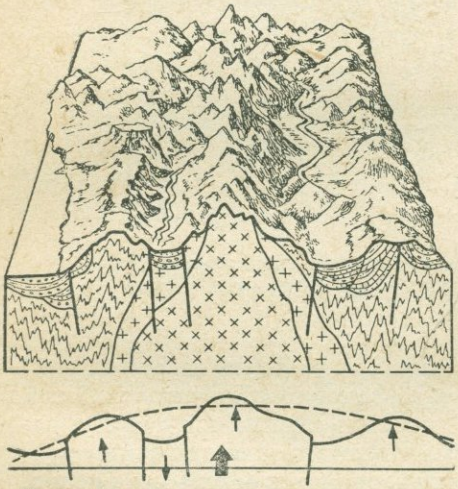


Рис. 186. Возрождение тектонических движений и новое горообразование на переходной стадии (II стадия переходная, фаза 6)

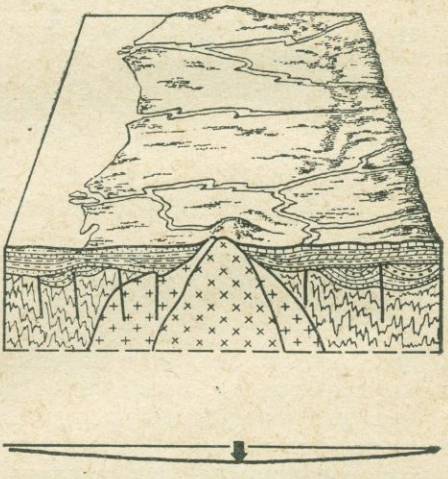


Рис. 187. Платформенная стадия развития коры (III стадия собственно платформенная, фаза 7)

Процессы денудации снова приводят к выравниванию рельефа. Завершающая, платформенная, стадия развития земной коры (седьмая фаза) характеризуется отсутствием горизонтальных движений, слабым проявлением вертикальных колебаний (приводящих к временной трансгрессии моря) и накоплением горизонтально залегающих осадков небольшой мощности на выровненном геосинклинальном основании (рис. 187).

Как видно из приведенной выше схемы формирования и развития земной коры, на всех ее стадиях и фазах значительную роль играют эпейрогенические движения, амплитуда и знак которых могут быть использованы в качестве индикатора тектонической активности.

Характер вертикальных тектонических движений и общая тенденция изменения гипсометрического положения земной коры наглядно иллюстрируют перечисленные фазы и стадии (рис. 188). Так, можно видеть, что первая фаза сопровождается прогибанием коры, во время второй фазы происходит смена знака колебательного движения или инверсия, третья и четвертая фазы характеризуются интенсивным воздыманием и горообразованием и т. д. Этот график используется и для оценки экзогенных процессов, характерных для

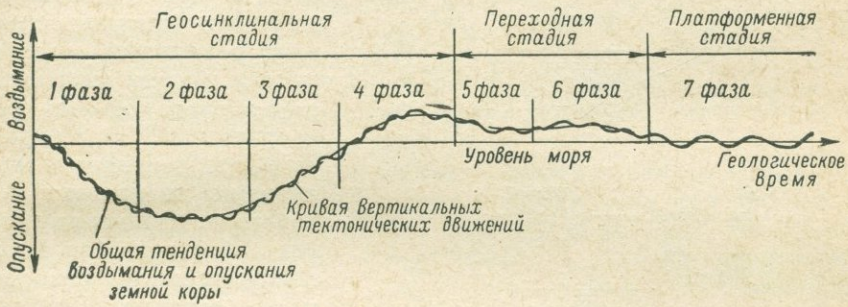


Рис. 188. Схематические графики вертикальных тектонических движений земной коры

каждой фазы тектонического развития. Одним из главных факторов, регулирующих интенсивность и направленность экзогенных процессов, является гипсометрическое положение земной поверхности. Поэтому, как будет показано ниже, анализ вертикальных движений базируется на изучении комплексов пород, формирующихся во время каждой из фаз и стадий развития земной коры.

§ 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Анализ истории развития земной коры показывает, что различные ее участки переживали определенную последовательность эволюционного развития (от геосинклинальной стадии к платформенной) в разное время. Крупные и протяженные пояса земной коры в настоящее время находятся на геосинклинальной стадии. Примером может служить средиземноморская область, протягивающаяся через территорию Ближнего Востока к Малой Азии, Кавказу и Гималаям. Эта область в настоящее время тектонически активна — здесь известно много действующих вулканов, часто происходят землетрясения, в ее пределах находится высочайшая (а следовательно, самая молодая, наименее подвергнутая процессам денудации) горная система. Таким образом, можно считать, что эта зона земной коры находится на третьей — четвертой фазе геосинклинальной стадии.

Такие зоны, представляющие собой мобильные (подвижные) участки земной коры, испытывающие интенсивное колебательное движение с тенденцией к прогибанию, называются геосинклинальными областями. Прогибание в них сопровождается накоплением мощных толщ вулканогенных и осадочных пород, пласты которых сминаются в складки и нарушаются многочисленными разломами. Геосинклинальным областям свойственно активное проявление магматизма в эффузивной и интрузивной формах.

Другие области земной коры характеризуются спокойным, стабильным развитием. Здесь не известны действующие вулканы, не происходят землетрясения. В рельефе эти области обычно представлены обширными низменностями или равнинами средней высоты. Форма этих областей в плане обычно изометрическая, а площадь их часто измеряется миллионами квадратных километров. Примерами таких областей спокойного тектонического развития могут служить Европейская часть СССР, территория Западной Сибири и т. д. Обе эти области находятся на платформенной стадии развития (хотя достигли этой стадии в разное время) и называются платформами.

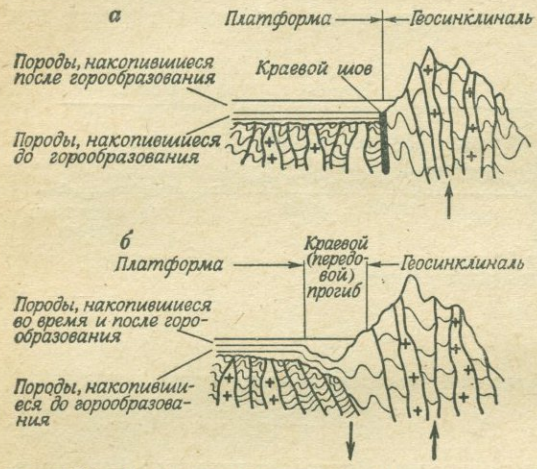


Рис. 189. Схемы сочленения платформ и геосинклиналей:

а — посредством краевого шва; *б* — посредством краевого (передового) прогиба

Таким образом, платформами являются устойчивые участки земной коры, характеризующиеся малой подвижностью, небольшой амплитудой колебательных движений, слабым и своеобразным развитием магматических явлений, накоплением незначительных по мощности осадков.

Переход к платформенной стадии развития в разных участках коры осуществляется в разное время. Поэтому существуют зоны сочленения древних платформ с более молодыми геосинклиналями, представляющие собой специфические структурные области.

Интенсивные восходящие движения и горообразование в геосинклинальной области часто приводят к заложению вдоль края стабильной платформы зоны глубинных разломов, называемой краевым швом (рис. 189, *а*). Позднее, при стабилизации геосинклинали, на платформе продолжается накопление осадочных толщ, перекрывающих шов в более древних отложениях. По возрасту покрывающих и подстилающих пород обычно определяют время, когда произошло горообразование в геосинклинальной области.

В других геологических условиях вдоль края платформы формируется краевой (передовой) прогиб. Образование его связано с дроблением края платформы и появлением здесь активных разломов. При горообразовании краевые блоки платформы опускаются, компенсируя воздымание геосинклинальной области (рис. 189, *б*). Краевой прогиб в основном выполняют продукты разрушения образующихся горных сооружений, поэтому возраст пород, имеющих в прогибе резко увеличенную (по сравнению с платформой) мощность, соответствует времени горообразования в геосинклинальной области.



Рис. 190. Структурные этажи платформы

Стадийное эволюционное развитие земной коры находит отражение в разрезе платформ. Здесь выделяют два комплекса пород, различающихся по происхождению и характеру дислокаций (рис. 190) и образующих два структурных этажа. Нижний этаж сформирован еще на геосинклинальной стадии. Поэтому он сложен метаморфическими и магматическими породами, смятыми в складки, разбитыми многочисленными разломами. Поверхность пород этого этажа носит следы глубокой денудации и выравнивания рельефа (происходивших на переходной стадии) и называется поверхностью размыва. Мощность пород нижнего этажа очень велика и часто измеряется десятками километров. По своему положению и роли в разрезе платформы нижний структурный этаж называется складчатым основанием или фундаментом.



Рис. 191. Схематическое строение крупных структур геосинклинальных областей (в разрезе)

Возраст фундамента соответствует времени завершения активных процессов складкообразования и горообразования на геосинклинальной стадии. Поэтому его определение сводится к установлению возраста наиболее молодых пород, входящих в его состав.

Верхний структурный этаж платформ сложен полого залегающими слоями осадочных пород обычно небольшой мощности. Характерными дислокациями являются слабые пликативные изгибы слоев, углы наклона которых часто измеряются долями градуса. Однако иногда на платформах встречаются структуры со значительными углами падения слоев и широким развитием разрывных дислокаций. Породы верхнего этажа формируются на платформенной стадии развития и называются осадочным чехлом[1].

[1] В разрезе некоторых платформ выделяют промежуточный структурный этаж (ПСЭ), по характеру дислокаций занимающий переходное положение между фундаментом и чехлом и формирующийся во время переходной стадии.

Особенности строения платформ и геосинклиналей обусловливают разнообразие структурных форм, характерных для этих структурных областей.

В пределах геосинклинальных областей крупнейшие структурные элементы протягиваются на тысячи километров. Они состоят из большого числа самостоятельных антиклиналей и синклиналей разных размеров, но единого простирания. Такие крупные положительные структуры называются геоантиклинориями, а отрицательные — геосинклинориями (рис. 191).

В осадочном чехле платформ образуются спокойные платформенные структуры в виде антеклиз и синеклиз (впадин, прогибов). Они обычно приурочены к блокам фундамента, занимающим разное гипсометрическое положение, и генетически связаны с ними

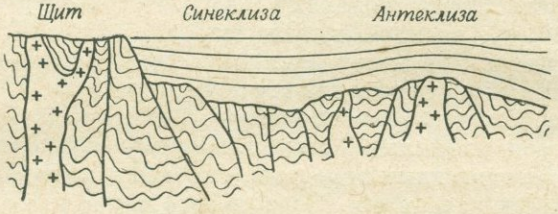


Рис. 192. Крупные структуры платформ

(рис. 192). Блоки фундамента, обнаженные на поверхности, образуют участки одноэтажного строения платформ и называются щитами, а погребенные крупные участки платформ называются плитами.

§ 4. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исследования структуры и состава земной коры показывают, что в наиболее отдаленное время — в архее и протерозое — во всех районах земного шара активно проявлялись колебательные и складкообразовательные процессы. Об этом можно судить по докембрийским породам, повсюду на земном шаре смятым в крутые сложные складки, сильно метаморфизованным и прорванным большим числом интрузий. Следовательно, в начальной стадии формирования литосферы весь земной шар, по-видимому, представлял собой гигантскую геосинклинальную область.

В конце протерозоя в земной коре появились первые платформенные участки, в пределах которых все вышележащие породы — палеозойские (отчасти и верхнепротерозойские), мезозойские и кайнозойские — образуют типичный платформенный чехол. Пласты этих пород залегают практически горизонтально, породы не метаморфизованы и не прорваны интрузиями. Участки, сформировавшиеся в докембрии, получили название древних, или докембрийских, платформ. В состав фундамента этих платформ входят породы архейского и протерозойского возраста, смятые

в сложные складки, нарушенные разломами, прорванные интрузиями. Осадочный чехол докембрийских платформ сложен породами широкого стратиграфического диапазона (от кембрийских до четвертичных включительно). Мощность пород чехла обычно невелика (1—5 км), залегают они практически горизонтально.

В нижнем палеозое в результате каледонского орогенеза возникли молодые горные сооружения, получившие наименование к а л е д о н и д. Последние в дальнейшем были превращены в пенеплен. Во многих местах это произошло уже к началу девона.

В результате интенсивной денудации каледонид образовались н и ж н е п а л е о з о й с к и е (эпикаледонские) области. В составе фундамента этих областей самыми молодыми отложениями являются горные породы нижнего палеозоя, т. е. кембрия, ордовика и силура. Таким образом, их складчатое основание слагают породы до силура включительно. Они имеют многокилометровую мощность, смяты в сложные складки, метаморфизованы, прорезаны интрузиями магматических пород. Чехол нижнепалеозойских областей образуют осадочные породы от девона до четвертичного периода включительно. Они имеют сравнительно небольшую общую мощность, залегают почти горизонтально или смяты в очень пологие складки. Эти породы не метаморфизованы, и в них не встречается крупных интрузивных тел.

Горные сооружения, возникшие в верхнем палеозое, главным образом в карбоне и перми, получили наименование г е р ц и н и д, или в а р и с ц и д. Герциниды были в дальнейшем разрушены и превращены в пенеплен. Во многих местах это произошло к началу мезозойской эры.

На выровненной денудацией поверхности герцинид сформировались э п и г е р ц и н с к и е, или э п и в а р и с ц и й с к и е, молодые платформы. В разрезе этих платформ самыми молодыми отложениями фундамента являются горные породы верхнего палеозоя (карбона и перми). Они имеют значительную мощность, смяты в интенсивные складки, метаморфизованы и прорезаны многочисленными интрузиями. Степень метаморфизма пород в нижнем этаже верхнепалеозойских платформ меньше, чем в нижнем этаже нижнепалеозойских платформ. Осадочный чехол верхнепалеозойских платформ слагают породы от триасового до четвертичного возраста. Они имеют небольшую мощность и лишены признаков метаморфизма и магматизма.

Горные сооружения, возникшие в мезозое (в одних районах в юре, а в других — в нижнем и верхнем мелу), называются м е з о з о и д а м и. Последние к началу палеогена в ряде участков были превращены в пенеплен.

Фундамент э п и м е з о з о й с к и х областей сложен породами мела, юры, триаса и более древними. Они смяты в сложные складки, прорваны интрузиями, однако лишены проявлений сильного метаморфизма. Верхний этаж эпимезозойских областей сложен горизонтально залегающими породами кайнозоя небольшой мощности без следов метаморфизма.

В течение кайнозоя (палеогена, неогена и четвертичного периода) существовали, а местами продолжают существовать альпийские геосинклинали. В их пределах в течение палеогена, неогена и местами четвертичного периода откладывались, а местами продолжают откладываться до сих пор мощные толщи осадочных пород. Эти породы смяты и продолжают сминаться в складки.

На больших пространствах альпийских геосинклинальных областей в течение главным образом неогена и четвертичного периода в результате воздыманий возникли высокие складчатые горные сооружения — альпиды. К ним относятся, например, высокогорные хребты на западном побережье Северной и Южной Америки — Кордильеры и Анды, горы Малайского архипелага, Альпы, Апеннины, Карпаты, Кавказские горы и др. Эти горы в большинстве случаев еще продолжают воздыматься. Можно предположить, что в пределах нынешнего Малайского архипелага будут возникать новые горные сооружения, которые свяжут Индокитай с Австралией.

Анализ этапов эволюции земной коры приводит к выводу об общей тенденции развития коры, направленной от эпох активных к стабилизации, от геосинклинальной стадии к платформенной.

Глава XVI

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

§ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Землетрясением называется сотрясение земной коры, вызванное естественными причинами. Многочисленные подземные толчки часто сопровождаются подземным гулом, волнообразным колебанием почвы образованием трещин, катастрофическим разрушением зданий, дорог и многочисленными человеческими жертвами. Землетрясения играют значительную роль в истории формирования нашей планеты. По оценке известных американских сейсмологов Б. Гутенберга и Е. Рихтера, «в среднем в год случается примерно одно катастрофическое землетрясение, около ста землетрясений вероятно разрушительной силы и около миллиона землетрясений, ощутимых в населенной местности». Таким образом, в масштабе нашей планеты в течение одной минуты происходит в среднем не менее двух землетрясений.

Анализ распространения землетрясений на Земле показывает, что они приурочены в основном к узким активным зонам земной коры, которые называются сейсмическими.

Наибольшей активностью характеризуется периферия Тихого океана, образующая Тихоокеанский сейсмический пояс (рис. 193). В этой зоне сосредоточено около 80% сейсмической энергии всех землетрясений на Земле.

Значительное число очагов землетрясений имеется в Средиземно-Индонезийском сейсмическом поясе,

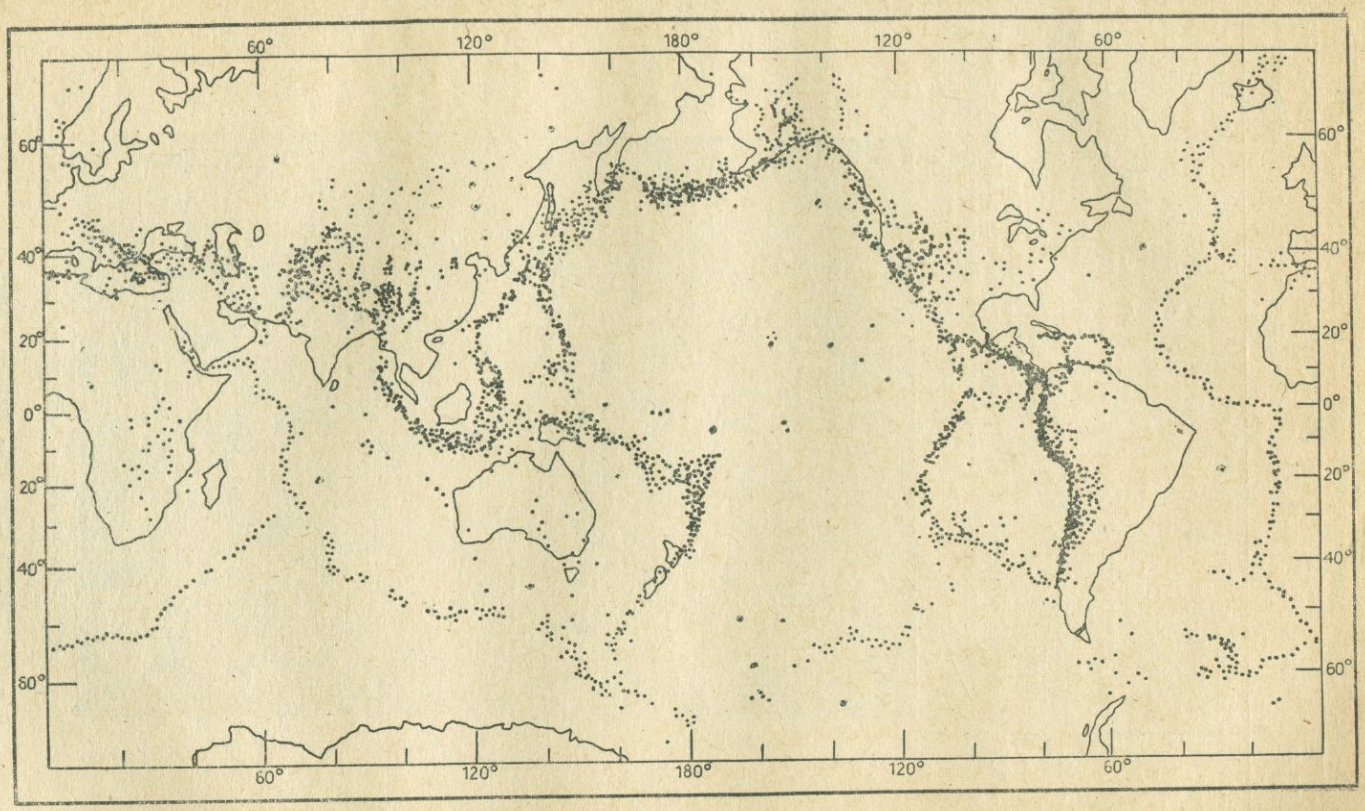


Рис. 193. Схема распространения очагов землетрясений в период 1961—1967 гг.

Таблица 24

Характеристика землетрясений различной интенсивности

Количество баллов	Интенсивность землетрясения	Характеристика землетрясения
2—3	Слабое	Регистрируется только приборами
5—6	Сильное	Ощущается всеми людьми, повреждение зданий, мелкие трещины в грунтах
7	Очень сильное	Значительные повреждения зданий, оползни, трещины, осыпи
8	Разрушительное	Обвалы и сильные повреждения зданий, крупные оползни
9—10	Опустошительное, уничтожающее	Разрушение зданий, повреждение домов, разрывы рельс, трубопроводов, трещины до нескольких дециметров
11—12	Катастрофическое	Общее разрушение и обвалы зданий, изменение рельефа с вертикальными и горизонтальными смещениями

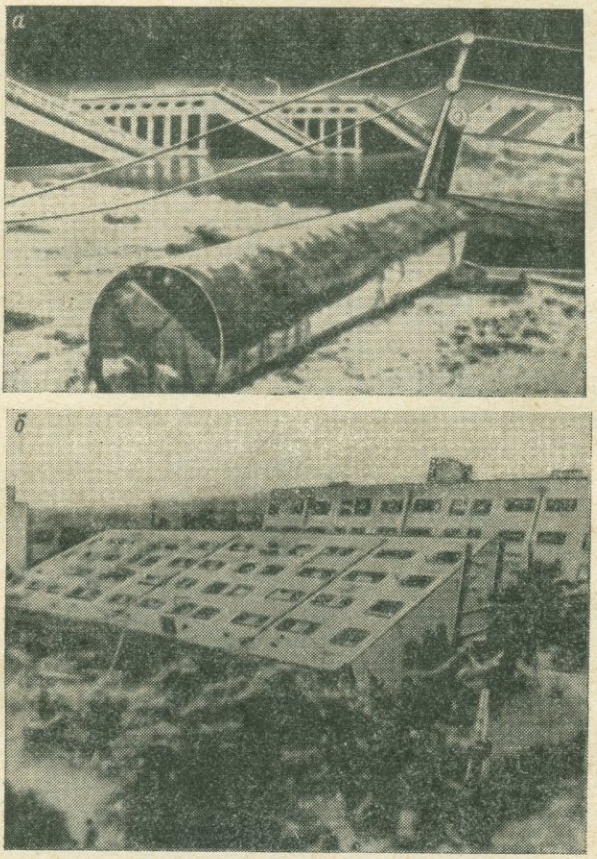


Рис. 194. Последствия сильного землетрясения 1964 г. в Японии:
а — разрушенный мост; *б* — упавшие здания

протягивающемся от Гибралтара через Средиземное море, Малую Азию, Ближний Восток и Гималаи к островам Индонезии. Здесь происходит сочленение этого пояса с Тихоокеанским.

Кроме указанных поясов, сейсмически активны зоны срединно-океанических хребтов (Центральноатлантического, Восточно-Тихоокеанского, Индийского) и Восточно-Африканская зона рифтовых разломов.

Сила землетрясения обычно оценивается в баллах по десяти- или двенадцатибалльной шкале. С 1952 г. в СССР принята двенадцатибалльная сейсмическая шкала, приведенная в сокращенном виде в табл. 24.

Сильные землетрясения происходят довольно редко. Из катастрофических землетрясений следует назвать Лиссабонское (1755 г.), Калифорнийское (1906 г.), Мессинское (1908 г.), Токийское (1923 г.), Чилийское (1960 г.) и др. Сильными землетрясениями, происшедшими на территории нашей страны, являются Ашхабадское (1948 г.), Ташкентское (1966 г.) и Газлийское (1976 г.).

О масштабах разрушений можно судить по фотографиям последствий сильного землетрясения, происшедшего в Японии в 1964 г. (рис. 194).

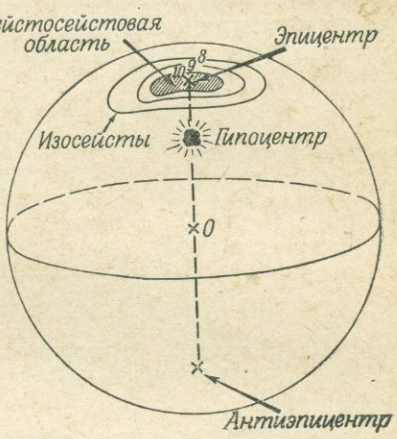


Рис. 195. Положение эпицентра и антиэпицентра относительно очага землетрясения

Центр возникновения землетрясения называется его фокусом, очагом или гипоцентром. Расчеты параметров гипоцентра реальных землетрясений показывают, что в первом приближении он представляет собой сферу, радиус которой может измеряться десятками километров. Таким образом, обычно очаг землетрясения не точка, а некоторый объем, размер которого для сильных землетрясений значителен.

Направления распространения сейсмических волн, возникающих в гипоцентре, называются сейсмическими лучами; характер распространения продольных (P) и поперечных (S) волн достаточно сложен и определяется особенностями внутреннего строения Земли (см. рис. 23). Область земной поверхности, расположенная на кратчайшем расстоянии от очага, называется эпицентром, а наиболее удаленная от него — антиэпицентром (рис. 195).

Максимальной разрушительной силы землетрясение достигает в эпицентре, по мере удаления от которого сила землетрясения убывает. Линии равных значений силы землетрясения называются изосейстами, а зона, окружающая эпицентр и ограниченная изосейстой максимального значения, называется плейстосейстовой областью.

§ 2. РЕГИСТРАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Регистрация колебаний земной коры производится сетью сейсмических станций, где эти колебания регистрируются специальными приборами — *сейсмографами*, с высокой точностью отмечающими время прихода волн (начало землетрясения) и их амплитуду. Обычно на сейсмической станции производится регистрация волн тремя сейсмографами — один регистрирует вертикальные колебания, а два других — горизонтальные, ориентированные в широтном и меридиональном направлениях. Результатом регистрации землетрясения является его запись сейсмографом в виде сейсмограммы (рис. 196). Первыми обычно регистрируются продольные

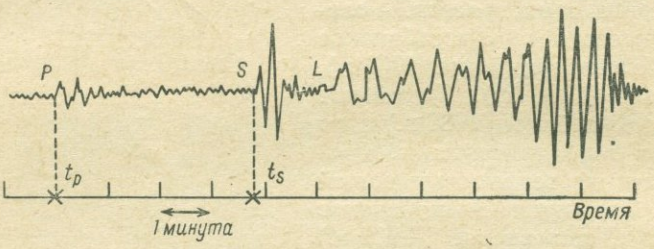


Рис. 196. Сейсмограмма (запись землетрясения) с указанием моментов прихода волн P, S, L

волны (P), имеющие максимальную скорость распространения (см. главу II). Затем приходят поперечные волны (S), а последними регистрируются поверхностные волны (L), которые распространяются с небольшой скоростью и быстро затухают.

Результаты регистрации землетрясения на станциях используются для определения положения эпицентра. Первым шагом является определение удаления эпицентра от станции, или *эпицентрального расстояния*. Обозначим запаздывание поперечных волн через

$$\tau = t_S - t_P,$$

где τ — запаздывание поперечных волн по сравнению с продольными; t_P, t_S — время прихода на станцию продольных и поперечных волн соответственно.

Так как пути волн одинаковы,

$$\frac{\Delta}{v_S} - \frac{\Delta}{v_P} = \tau,$$

где Δ — длина пути волн от эпицентра до станции, или эпицентральное расстояние; v_P, v_S — скорости продольных и поперечных волн соответственно.

Отсюда

$$\Delta = \tau \frac{v_P v_S}{v_P - v_S}.$$

По этой формуле определяют эпицентральное расстояние, используя данные о скоростях распространения сейсмических волн и величине запаздывания.

Направление на эпицентр определяют из сложения амплитуд меридиональной $A_м$ и широтной $A_ш$ составляющих колебания, которые регистрируются на сейсмической станции отдельными сейсмографами. Амплитуды колебаний, зарегистрированные этими сейсмографами, геометрически складывают, а на обратном продолжении результирующей горизонтальной составляющей $A_р$ откладывают вычисленное значение эпицентрального расстояния (рис. 197). Совпадения (или близость) данных, полученных разными сейсмическими станциями, позволяют более надежно и точно определить положение эпицентра землетрясения.

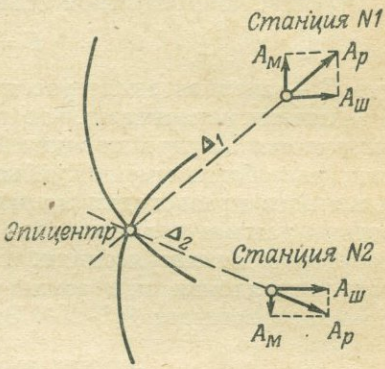


Рис. 197. Определение положения эпицентра землетрясения по данным регистрации двух сейсмических станций

$A_м$ и $A_ш$ — амплитуды меридиональной и широтной составляющих; $A_р$ — результирующая горизонтальная составляющая сейсмической волны; Δ_1 и Δ_2 — эпицентральные расстояния

Разработаны также простые методы оценки глубины гипоцентра землетрясения. Так, можно определить глубину гипоцентра по формуле

$$h = \sqrt{(t_P v_P)^2 - \Delta^2},$$

где h — глубина гипоцентра землетрясения.

Особую сложность представляет количественная оценка интенсивности землетрясения и выделяемой им энергии. Двенадцатибалльная сейсмическая шкала, приведенная выше, связывает силу землетрясения в баллах со смещениями маятника стандартного сейсмографа с частотой собственных колебаний около 25 с. Так, землетрясению в 6 баллов соответствует смещение маятника на 2 мм; в 7 баллов — 4 мм и т. д. Более объективную и точную оценку интенсивности землетрясений производят по амплитуде смещения почвы. В качестве такого параметра принята **магнитуда**, вычисляемая из логарифма отношения максимальной амплитуды смещения почвы на удалении от эпицентра в 100 км к эталонной амплитуде слабого землетрясения:

$$M = \lg \frac{A}{A^*},$$

где M — магнитуда; A — максимальная амплитуда смещения частиц почвы; A^* — эталонная амплитуда.

Магнитуда связана с силой землетрясения, выраженной в баллах, приближенным уравнением:

$$M = 1{,}3 + 0{,}6F,$$

где F — сила землетрясения в баллах.

Значения магнитуды для очень сильных землетрясений могут достигать 8,0—8,5.

Количественная оценка энергии, выделяемой при землетрясениях, является достаточно сложной задачей. Дело в том, что представляет интерес только механическая энергия, приходящаяся на единицу площади и вызывающая собственно землетрясение. Как показывают приближеные оценки, механическая энергия землетрясения является лишь частью энергии, которая выделяется из очага, поглощается в пути, превращается в тепло, рассеивается во всех направлениях и т. д.

Механическая энергия землетрясения связана с его магнитудой следующей эмпирической зависимостью:

$$E = 11 + 1{,}6M,$$

где E — энергия землетрясения.

Расчеты показывают, что при наиболее сильных землетрясениях выделяется энергия порядка 10^{24}—10^{25} Эрг, что соответствует энергии, вырабатываемой Куйбышевской ГЭС примерно за 100 лет, и намного превосходит энергию ядерных взрывов. В табл. 25 приведены данные количественной оценки энергии, выделившейся при некоторых землетрясениях. По оценке Г. П. Горшкова, в течение года выделяемая при землетрясениях энергия в масштабе нашей планеты достигает $0{,}5 \cdot 10^{26}$ Эрг.

Таблица 25

Энергия некоторых землетрясений

(по Г. П. Горшкову, А. Ф. Якушевой, 1974)

Место проявления	Дата	Энергия, эрг
Сан-Франциско (США)	18/VI 1906	10^{24}
Сарез (СССР)	18/II 1911	$4{,}3 \cdot 10^{23}$
Ашхабад (СССР)	5/X 1948	10^{23}
Хаит (СССР)	10/VII 1949	$5 \cdot 10^{24}$
Гоби-Алтай (МНР)	4/XII 1957	10^{24}
Агадир (Марокко)	29/II 1960	10^{20}
Чили	22/V 1960	10^{24}—10^{25}
Скопле (Югославия)	26/VII 1963	10^{20}—10^{21}
Аляска (США)	28/III 1964	10^{25}
Ташкент (СССР)	26/IV 1966	10^{20}
Дагестан (СССР)	14/V 1970	10^{17}—10^{18}

Как показано на рис. 193, землетрясения распространены на Земле неравномерно и приурочены к активным сейсмическим поясам.

Неравномерно распространены эпицентры землетрясений и по глубине. Эти факты обусловливают необходимость количественной оценки сейсмической активности различных зон земной коры и литосферы с помощью удельной сейсмической мощности. Этот параметр характеризует количество энергии, выделившейся в виде землетрясений единицей объема в единицу времени, и измеряется в Дж/м^3·с (табл. 26).

Таблица 26

Соотношение интенсивности, магнитуды и энергии землетрясений
(по Г. П. Горшкову)

Характер землетрясения	Сила, баллы	Магнитуда	Энергия, эрг	Частота, число в год
Катастрофическое	11—12	8—9	10^{25}	1
Опустошительное, уничтожающее	9—10	7—8	10^{23}	10
Очень сильное, разрушительное	7—9	6—7	10^{21}	100
Сильное, очень сильное . .	6—7	5—6	10^{19}	1000
Слабое	4—5	3—4	10^{15}	100 000

§ 3. ТИПЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Значительное разнообразие землетрясений связано с различиями глубин гипоцентра. Диапазон глубин очагов очень велик и значительно превышает мощность земной коры. Так, если в некоторых горных районах глубина очага не превышает 10 км, то в других местах гипоцентры землетрясения находятся на глубинах 500, 600 и даже 700 км. Однако в целом с увеличением глубины гипоцентра частота землетрясений снижается. Эту особенность сейсмической активности Земли по данным землетрясений 1903—1941 гг. с глубиной очага в 100 км и более отразили Б. Гутенберг и Ч. Рихтер (1941 г.).

Глубина гипоцентра, км	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700
Число землетрясений	178	109	82	46	23	32	36	13	23	25	34	19	7

В целом по глубине гипоцентра землетрясения делят на: поверхностные с гипоцентром на глубине до 10 км, нормальные с гипоцентром в интервале 10—60 км, промежуточные с гипоцентром в интервале 60—300 км, глубокофокусные с гипоцентром на глубине более 300 км.

На территории СССР преобладают нормальные землетрясения (46%). Поверхностные составляют 36%, а промежуточные 18% от всего числа зарегистрированных землетрясений. Глубокофокусных землетрясений немного и отмечаются они в основном в пределах Дальнего Востока.

Особого рассмотрения требует вопрос о силе землетрясений, связанных с очагами различной глубинности. Затухание сейсмических волн в литосфере обусловливает тот факт, что из двух землетрясений равной магнитуды более глубокофокусное проявится с меньшей силой. Связь силы землетрясения в эпицентре с глубиной фокуса и магнитудой выражается эмпирической формулой

$$I_0 = 1{,}45M - 3{,}5 \lg h + 3{,}0,$$

где I_0 — сила землетрясения в эпицентре; h — глубина фокуса.

По этой формуле можно определить, например, что землетрясение с магнитудой 7 и глубиной очага 20 км будет иметь в эпицентре силу 9 баллов (опустошительное), а при глубине очага 600 км в эпицентре будет зарегистрировано слабое землетрясение силой в 4—5 баллов.

Вопрос о происхождении и геологических условиях возникновения землетрясений достаточно сложен и до конца не решен. Однако, по современным представлениям, землетрясения связывают с тремя главными причинами, которые и определяют их генетические типы.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Денудационные землетрясения связаны с процессами денудации земной коры — обвалами в горах, крупными оползнями, провалами естественных пустот (например, карстовых пещер) и т. д. Эти землетрясения поверхностные, так как обладают минимальной глубиной гипоцентра. Сила их в редких случаях может быть значительной, она отмечается только в эпицентре и быстро убывает с удалением от него.

Доля денудационных землетрясений в общем балансе землетрясений невелика.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Вулканические землетрясения связаны с деятельностью вулканов и возникают в результате глубинных взрывов газов, выделяющихся из магмы, гидравлических ударов магмы, движущейся по каналу сложной формы и сечения и т. д. По глубине очага землетрясения этого типа относят к нормальным, однако гипоцентр редко залегает на глубинах, превышающих 30—50 км. Эти землетрясения часто сопровождают вулканические извержения и обычно предшествуют им. Поэтому землетрясения вблизи действующих вулканов являются показателем надвигающегося вулканического извержения, хотя и не всегда достаточно надежным.

Вулканические землетрясения более распространены, чем денудационные, однако их доля в общем числе землетрясений также невелика.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясения тектонического типа наиболее многочисленны и составляют около 95% всех землетрясений, регистрируемых на нашей планете. По современным представлениям, тектонические землетрясения связаны с кратковременными разгрузками механических напряжений, возникающих при взаимных перемещениях (вертикальных и горизонтальных) отдельных блоков литосферы. Сила трения до некоторых пор препятствует этим перемещениям и таким образом способствует накапливанию напряжений. Когда

значение смещающих сил превысит силу трения, наступает кратковременная разгрузка этих напряжений, приводящая к смещениям блоков по глубинным разломам, образованию новых разрывов в коре. Эта разгрузка сопровождается образованием сейсмических волн, распространяющихся от гипоцентра, которым обычно является наиболее напряженный узел деформаций.

Тектонические землетрясения могут быть связаны с перемещениями блоков не только земной коры, но и литосферы в целом. Поэтому землетрясения этого типа являются наиболее глубокофокусными, очаг которых часто располагается на глубинах в несколько сотен километров. Значительная глубина очага и огромное количество накопленной и выделяющейся энергии являются причинами того, что тектонические землетрясения регистрируются сейсмическими станциями в любой точке земного шара, а катастрофические последствия наиболее мощных землетрясений охватывают значительные территории.

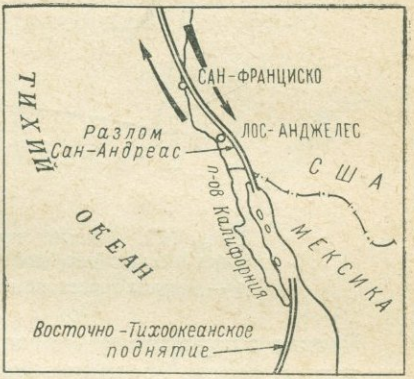


Рис. 198. Схема смещения блоков литосферы по разлому Сан-Андреас
Стрелками показано направление смещения

Примером связи землетрясения со смещением блоков литосферы могут служить геологические данные по разлому Сан-Андреас на западном побережье США (рис. 198). Согласно этим данным, периодические землетрясения в этом районе связаны с кратковременными прерывистыми горизонтальными смещениями блоков литосферы при накоплении механической энергии, достаточной для «страгивания» одного блока относительно другого. Геологические данные свидетельствуют о том, что в течение кайнозойской эры величина такого смещения достигла 200 км и продолжается со средней скоростью около 5 см/год.

Со смещением по разлому Сан-Андреас связаны многочисленные землетрясения, в том числе катастрофическое землетрясение 1906 г., разрушившее г. Сан-Франциско.

Однако наиболее глубокофокусные землетрясения, по-видимому, связаны не с горизонтальными, а с вертикальными смещениями блоков. Приуроченность очагов землетрясений к узким зонам, прослеживающимся под океаническими желобами и наклоненными под углом 45° (зонам Бениоффа), позволяет связывать частые землетрясения в этих районах с процессами прерывистого подвигания океанической коры под континентальную. Протяженная сейсмическая зона прослеживается по периферии Тихого океана вдоль глубоководных желобов, причем всюду фокальная плоскость падает в направлении континентов (рис. 199), достигая глубины 600—700 км. С такими зонами поглощения океанической коры, расположенными

на восточной и западной окраинах Тихого океана, связаны многочисленные землетрясения, в том числе катастрофические, — в Токио (1928 г.), Чили (1960 г.) и многие другие.

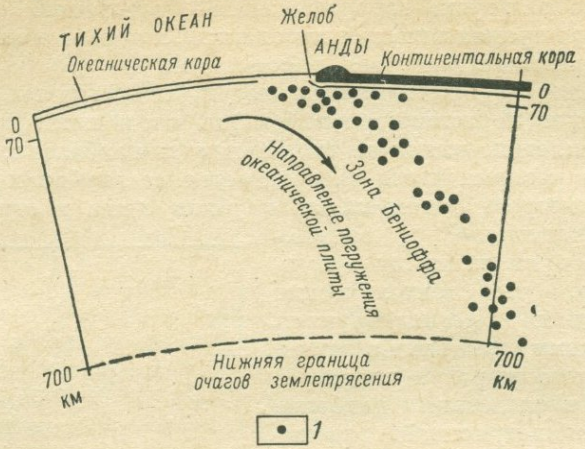


Рис. 199. Схема строения глубинной фокальной зоны восточного побережья Тихого океана
1 — фокусы землетрясений

Четкое соответствие очагов многочисленных землетрясений центральным зонам срединно-океанических хребтов (рис. 199) свидетельствует о том, что тектонические землетрясения связаны с дефор-

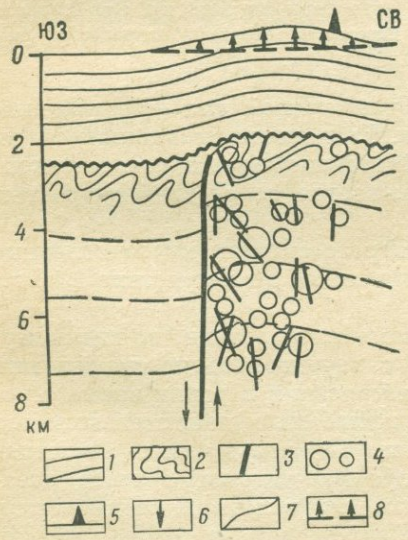


Рис. 200. Механизм Ташкентского землетрясения 1966 г. (по В. И. Уланову, 1967)
1 — осадочные породы мезо-кайнозоя; *2* — породы палеозойского фундамента; *3* — разрывы; *4* — гипоцентры основного и повторных толчков; *5* — сейсмическая станция «Ташкент»; *6* — направление смещения блоков; *7* — условное положение пород фундамента и характер их сдвигового смещения; *8* — подъем земной поверхности по геодезическим данным

мациями не только сдвига и сжатия, но и растяжения. Периодические разрывы базальтовых новообразований коры центральной (рифтовой) зоны океанического хребта сопровождаются кратковремен-

ным возникновением волн и являются причинами многих землетрясений с относительно неглубоким залеганием гипоцентра.

Разгрузка механических напряжений, возникающих в верхних слоях земной коры, часто является причиной тектонических землетрясений с неглубоким (до 6—8 км) фокусом. Хотя неглубокое залегание фокуса определяет быстрое затухание силы землетрясения в направлении от очага, в эпицентре сила землетрясения может быть значительной. Примером поверхностного тектонического землетрясения может служить Ташкентское (1966 г.), связанное с вертикальной подвижкой блоков палеозойского фундамента (рис. 200). Вертикальное смещение северо-восточного блока привело к подъему поверхности в области эпицентра на 5 см. Магнитуда землетрясения составила 5,3, а сила в эпицентре достигла 8 баллов.

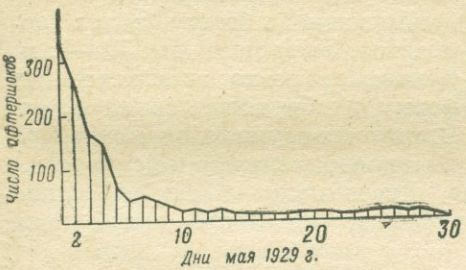


Рис. 201. График распределения афтершоков Ашхабадского землетрясения 1929 г. (по Г. П. Горшкову)

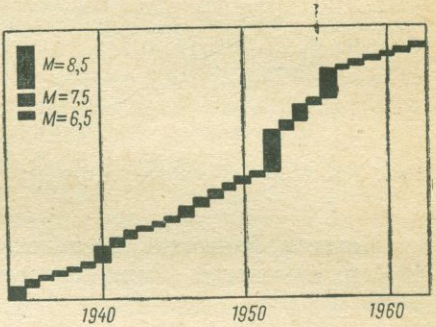


Рис. 202. Разгрузка механической энергии при землетрясениях в Калифорнии за 1934—1963 гг. (по Г. Бениоффу, 1965)

Постепенная прерывистая разгрузка механических напряжений при тектоническом землетрясении находит отражение в повторяемости подземных толчков. Главный толчок землетрясения в течение длительного времени сопровождается повторными, обычно более слабыми толчками, которые называются афтершоками. Очаги афтершоков обычно совпадают с фокусом главного толчка или расположены рядом с ним. Положение фокусов афтершоков показано на рис. 200.

Афтершоки продолжаются довольно долго (до 3—4 лет) после основного толчка, однако, частота их убывает. Из рис. 201 видно, что при Ашхабадском землетрясении 1929 г. толчки ощущались около месяца, но число их уменьшилось от 300 (1—2 мая) до 50 (5—6 мая).

Прерывистое выделение сейсмической энергии почти не искажает общую довольно равномерную разгрузку механических напряжений в пределах сейсмического района. Равномерный наклон графика (рис. 202) свидетельствует о том, что в Калифорнии почти за 30 лет темп разгрузки механических напряжений в коре практически не изменился.

Особую разновидность землетрясений представляют подводные землетрясения, или м о р е т р я с е н и я. Катастрофическими по-

следствиями сопровождаются землетрясения, вызывающие волны цунами. Эти волны возникают при быстрых провалах дна, вызванных смещениями блоков. При этом в эпицентре землетрясения (рис. 203) образуется волна давления, направленная вверх и приводящая к подъему уровня воды. На поверхности волна давления преобразуется в волну цунами, концентрически распространяющуюся от эпицентра со скоростью до 800 км/ч (рис. 204). В океане высота волн цунами не превышает 2 м, что при огромной длине волны (100—300 км) делает их неуловимыми. Однако на мелководье, при приближении к берегу, волна тормозится, вырастает до 30—40 м, принимает резко асимметричную форму и обрушивается на берег. При этом разрушительная сила волны пропорциональна ее скорости.

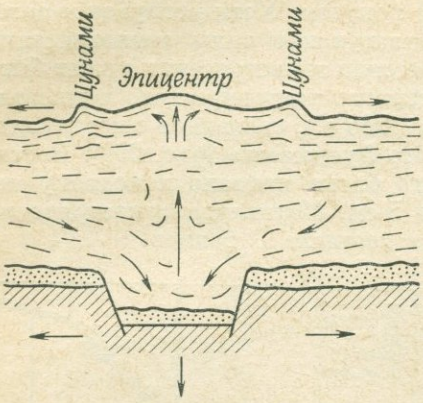


Рис. 203. Схема образования цунами

Катастрофические последствия Лиссабонского землетрясения 1755 г. во многом были связаны с разрушительной силой волн

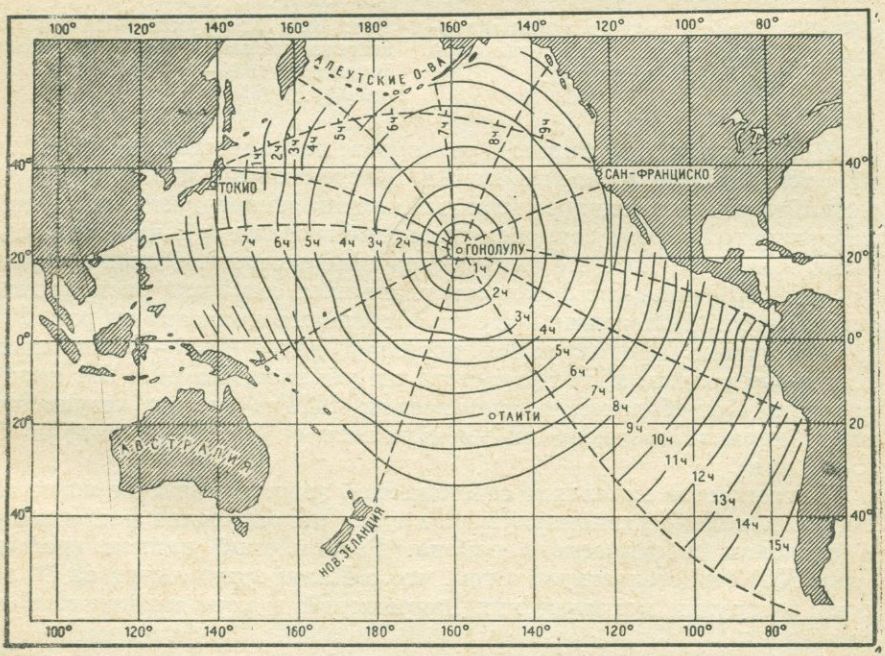


Рис. 204. Схема распространения цунами в Тихом океане от эпицентра в районе Гавайских островов

цунами, достигавших высоты 26 м, трижды обрушившихся на берег и затопивших побережье на ширину около 15 км. Волна цунами, возникшая в 1883 г. при взрыве вулкана Кракатау, достигала высоты 40 м и в течение нескольких минут смыла с окружающих островов 35 тыс. человек. Катастрофическими были последствия цунами Курильского землетрясения 1952 г., Чилийского 1960 г., Японского (Ниигатского) 1960 г., Анкориджского (на Аляске) 1964 г. и др. Одним из наиболее трагических по последствиям было Курильское цунами 1952 г., разрушившее г. Северо-Курильск на о. Парамушир.

§ 4. О ПРОГНОЗЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Прогнозирование землетрясений связано с тремя главными вопросами, выяснение которых приведет к решению этой проблемы: 1. Где, в каком районе, в какой точке земной поверхности произойдет землетрясение? 2. Какова предполагаемая интенсивность будущего землетрясения?. 3. Когда произойдет землетрясение?

Ответ на первые два вопроса дает *сейсмическое районирование*, задачей которого являются выделение районов сейсмической активности и дифференцированная оценка их по силе возможных землетрясений. Эта очень сложная задача включает тщательный анализ частоты прошлых землетрясений, положение их эпицентров и гипоцентров, детальное изучение особенностей геологического строения выделенных сейсмических участков и т. д. Результатом такого анализа является карта сейсмического районирования, пример которой для территории СССР приведен на рис. 205.

На карте видно, что значительная по площади территория нашей страны (в основном на юге и востоке) относится к категории опасных в сейсмическом отношении районов. На юге Украины, в Крыму и на Кавказе будущие землетрясения могут достигать интенсивности 7—8 баллов. Такой же силы землетрясения возможны в Восточной Сибири. Землетрясения до 9 баллов могут произойти в Западной Туркмении, на Памире и Тянь-Шане; еще более сильные (до 10 баллов) землетрясения возможны в Забайкалье. Узкая сейсмическая зона протягивается на территории Камчатки и Курильских островов, где возможны землетрясения силой до 9 баллов.

Сейсмическое районирование является важной народнохозяйственной задачей, так как позволяет учитывать сейсмические особенности районов нашей страны при планировании и строительстве новых городов, железных дорог, гидроэлектростанций и т. д.

Значительно сложнее обстоит дело с решением третьего вопроса прогнозирования землетрясений — с определением возможного времени начала будущих землетрясений. Этот вопрос до настоящего времени не решен, хотя исследования ведутся в нескольких перспективных направлениях. К ним следует отнести:

1) анализ небольших деформаций земной коры с помощью специальных приборов—наклономеров, регистрирующих малейшие изгибы и подвижки пластов; возможно, эти данные позволят установить

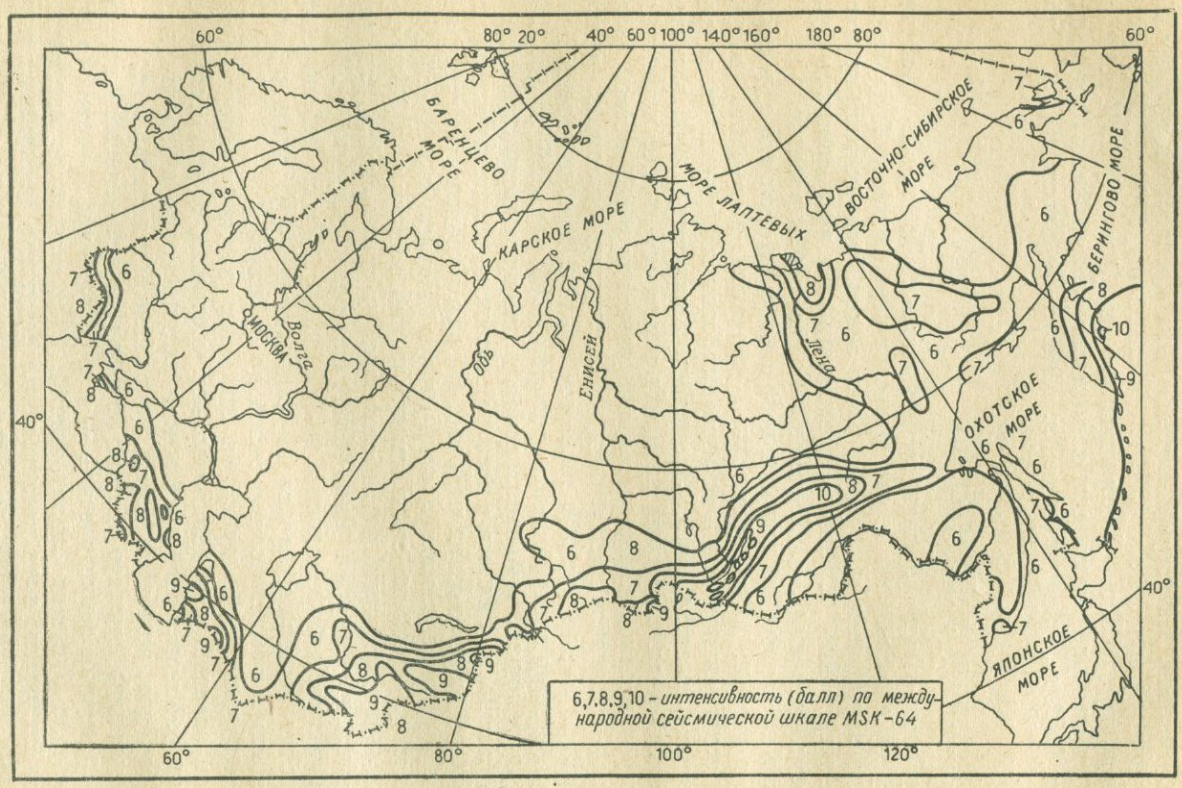


Рис. 205. Карта сейсмического районирования СССР

6, 7, 8, 9, 10 — интенсивность (в баллах) по международной систематической шкале MSK-64

тот критический порог деформаций, за которым следует разгрузка механического напряжения, т. е. землетрясение;

2) изучение в некоторых сейсмических районах подземных вод, состав (в частности, содержание радона) и температура которых резко изменяются за несколько дней до землетрясения;

3) анализ соотношений между скоростями распространения продольных и поперечных волн, направленный на выявление их изменений в связи с деформациями горных пород;

4) регистрация и изучение электромагнитных явлений в земной коре, связанных с пьезоэлектрическим эффектом (возникновение электрического тока при деформации кристаллических пород) и т. д.

Исследования в указанных направлениях и изучение ряда других признаков приближающегося землетрясения делают принципиально возможным предсказание сроков этих грозных явлений природы.

Глава XVII

ОСНОВНЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Приведенные в предыдущих главах геологические данные свидетельствуют о наличии существенных, принципиальных различий в особенностях строения и развития земной коры (и литосферы в целом) разных участков нашей планеты.

В морфологическом плане крупнейшими элементами земной коры являются *континенты и океанические впадины*. Как указывалось, на континентах кора имеет значительную мощность (до 70—80 км) и состоит из трех слоев — осадочного (верхнего) гранитного (промежуточного) и базальтового (нижнего). В пределах океанических впадин кора обычно представлена только осадочным и базальтовым слоями небольшой мощности (менее 10 км).

Такие принципиальные различия в строении континентов и океанического дна не позволяют объяснить морфологию нашей планеты только воздыманием и опусканием земной поверхности.

В **динамическом** плане земная кора характеризуется распространением деформаций как растяжения, так и сжатия. Одновременное их проявление в одних и тех же участках земной коры существенно затрудняет объяснение их движущих сил.

В **тектоническом** плане крупнейшими элементами земной коры являются активные подвижные области — *геосинклинали* и стабильные области спокойного развития — *платформы*. Необратимость процесса геотектонического развития и периодичность этапов орогенеза также усложняют изучение движущих сил, контролирующих стадийность формирования земной коры.

Выбор механизма и выяснение движущих сил, объясняющих эти морфологические, динамические и тектонические различия в особенностях строения и развития различных участков земной коры,

является сложнейшей проблемой, пока не получившей окончательного решения. Разные аспекты этой проблемы получают частичное решение в геотектонических гипотезах, предполагающих различные возможные варианты объяснения формирования земной коры.

По характеру основных движуших сил, которые предлагаются для объяснения механизма геотектонических процессов, гипотезы могут быть разделены на три группы: гипотезы, предполагающие изменение объема Земли, гипотезы горизонтального дрейфа континентов, радиологические гипотезы.

§ 1. ГИПОТЕЗЫ ИЗМЕНЯЮЩЕГОСЯ ОБЪЕМА ЗЕМЛИ

Попытки объяснения современной морфологии нашей планеты и строения земной коры неотделимы от представлений о происхождении Земли. Классической геотектонической гипотезой, развивающей идею «горячего» происхождения Земли (по Канту и Лапласу), является контракционная гипотеза. Она была создана в 1852 г. французким геологом Эли де Бомоном. В развитии этой гипотезы участвовали такие крупнейшие зарубежные и русские геологи, как Э. Зюсс, Э. Ог, Г. Штилле, А. П. Карпинский, И. В. Мушкетов, В. А. Обручев и др. Современные идеи этой гипотезы развивают Г. Д. Ажгирей, В. Е. Хаин, Б. Мейзен и др.

Контракционная гипотеза основана на предположении о медленном остывании Земли, сопровождающемся уменьшением ее объема (contractio — стяжение). Образовавшаяся на поверхности Земли в результате остывания твердая кора при уменьшении внутреннего объема подвергается смятию и дроблению. Зоны смятия коры, по этим представлениям, соответствуют зонам складкообразования, а по крупным разрывам коры происходит обрушение (проваливание) крупных блоков и образование океанических впадин.

В качестве доказательств сокращения внутреннего объема Земли использовались данные о смятии пластов в современных горных сооружениях. Так, подсчитано, что Альпы, имеющие в настоящее время ширину около 250 км, в момент формирования слагающих их пород должны были простираться на 600—1200 км. Сжатие пород только в Альпах, в соответствии с контракционной гипотезой, привело к сокращению окружности Земли на 3% и уменьшению ее радиуса на 19 км. Учет сокращения площади в пределах других горных сооружений приводит к выводу, что сокращение радиуса Земли должно было быть значительным, измеряемым сотнями километров.

Физическое обоснование такого сокращения объема Земли при ее остывании отсутствует. Кроме того, современные данные свидетельствуют, по-видимому, о «холодном» происхождении Земли, а последующий ее разогрев тем более не мог сопровождаться сокращением объема в таких масштабах.

Контракционная гипотеза отдает предпочтение тангенциальным деформациям земной коры. Однако в рамках этой гипотезы не объясняются существенные различия в строении и мощности континенталь-

ной и океанической коры; не объяснено, почему складкообразование наиболее активно проявлялось в основном в участках мощной континентальной коры, а не тонкой океанической; отсутствует объяснение периодичности эпох складчатости и т. д.

Однако, хотя физико-геологические основы контракционной гипотезы не подтвердились, многие ее разработки были для своего времени прогрессивными, а некоторые из них не утратили своего значения до настоящего времени. Несомненным достоинством контракционной гипотезы является разработка учения о геосинклинальной и платформенной стадиях развития земной коры.

Установленные при изучении дна океанов практическое отсутствие складок и небольшая мощность земной коры океанического типа позволили предположить, что основным видом деформаций является не сжатие, как это следует из контракционной гипотезы, а растяжение. Это предположение лежит в основе гипотезы расширяющейся Земли. Гипотеза была сформулирована в конце XIX в. М. Ридом. В ее разработке принимали участие Б. Линдман, М. М. Тетяев, И. В. Кириллов, Л. Эдьед, С. Кэри и другие.

В соответствии с гипотезой расширяющейся Земли, в первоначальном состоянии наша планета имела плотность 9,13 г/см^3 (а не 5,52 г/см^3), а радиус ее был равен 5430 км (при современном значении 6371 км). При этом вся поверхность планеты была покрыта мощной корой, аналогичной современной континентальной коре. В соответствии с принципом Дирака, лежащим в основе гипотезы расширяющейся Вселенной (см. главу I), повсеместное снижение плотности материи обусловило расширение Земли до ее современных размеров. Расширение сопровождалось разрывами коры, отдельные фрагменты которой раздвинулись, образовав современные континенты.

Достаточно наглядно показав возможность образования коры континентального и океанического типов, эта гипотеза, однако, не может удовлетворительно объяснить происхождение складчатости и периодичности тектонических процессов. Также не имеет физического обоснования лежащее в основе гипотезы предположение о расширении внутреннего объема Земли в таких масштабах.

Синтез двух приведенных гипотез содержится в пульсационной гипотезе, разработанной американским геологом В. Бачером и получившей развитие в работах советских геологов М. А. Усова и В. А. Обручева.

Согласно пульсационной гипотезе, объем Земли испытывает периодическое увеличение, сменяющееся периодами сжатия. Во время растяжений происходят разрывы континентальной коры и образование более тонкой, океанической, коры, а сжатие приводит к складкообразованию. Однако и эта гипотеза не может объяснить, почему складкообразованию подвергаются в основном участки мощной континентальной коры, почему в геосинклинальных областях зоны сжатия часто соседствуют с зонами растяжения и т. д.

§ 2. ГИПОТЕЗЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ДРЕЙФА КОНТИНЕНТОВ

Новым путем толкования геотектонических процессов явилось предположение о горизонтальном дрейфе континентов. Непосредственным указанием на возможность горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры является удивительное сходство береговых линий Атлантического океана, особенно в его южной части. Этот факт был замечен давно, но только в начале XX в. послужил основой одной из наиболее популярных геотектонических гипотез, разработанной в 1912 г. австрийским ученым А. Вегенером.

Гипотеза Вегенера открыла новую страницу в изучении механизма и последовательности геотектонических процессов. Впервые предложенный для их объяснения горизонтальный дрейф континентов был использован позднее в ряде других гипотез. Это направление получило в геотектонике название м о б и л и з м а, в отличие от представлений ф и к с и з м а, не допускающего крупномасштабных горизонтальных перемещений блоков земной коры.

Еще более удивительным, чем сходство береговых очертаний Атлантического океана, явилось установленное А. Вегенером сходство геологического строения континентов, разделенных тысячами километров. Так, при совмещении карт Южной Америки и Африки отмечается совпадение их строения по целому ряду геологических признаков (рис. 206). Капские горы на юге Африки находят продолжение в сходных с ними по строению и составу складчатых горах вблизи Буэнос-Айреса. Близки в геологическом отношении гнейсовое плато в Африке и плоскогорье в Бразилии и т. д. При более детальном изучении обнаруживается сходство в составе одновозрастных пород и т. д. Эти и другие геологические факты легли в основу гипотезы А. Вегенера, существо которой состоит в следующем.

По предположению А. Вегенера, в конце каменноугольного периода современные континенты представляли собой один суперконтинент — Пангею (рис. 207). В мезозое началось дробление Пангеи и дрейф отдельных континентальных глыб к их современному положению. Образование складчатости А. Вегенер объяснял смятием внешних кромок перемещающихся глыб (Кордильеры, Анды) или их столкновениями (Гималаи), а периодичность складкообразования — последовательным дроблением и распадом Пангеи.

Предложенную гипотезу горизонтального дрейфа континентов А. Вегенер пытался обосновать палеонтологическими и палеоклиматическими данными, которые имелись в начале XX в. Однако некоторые из этих данных оказались спорными, а самое главное, не выдержал критики механизм перемещения континентальных глыб, предложенный А. Вегенером. По его мнению, распад Пангеи и дрейф континентов обусловлен приливными силами лунно-солнечного притяжения и ротационными силами вращения Земли. Под действием этих сил более легкие гранитные континентальные глыбы начали скользить по поверхности базальта, постепенно удаляясь друг от друга. Расчеты показали, что в соответствии с физическими зако-

нами объяснить такое перемещение гранитных масс по базальтовым нельзя.

Позже, в 1937 г., представления А. Вегенера были развиты в гипотезе южноафриканского геолога А. Дю Тойта. По этой гипотезе, учитывающей новые палеоклиматические и палеонтологические

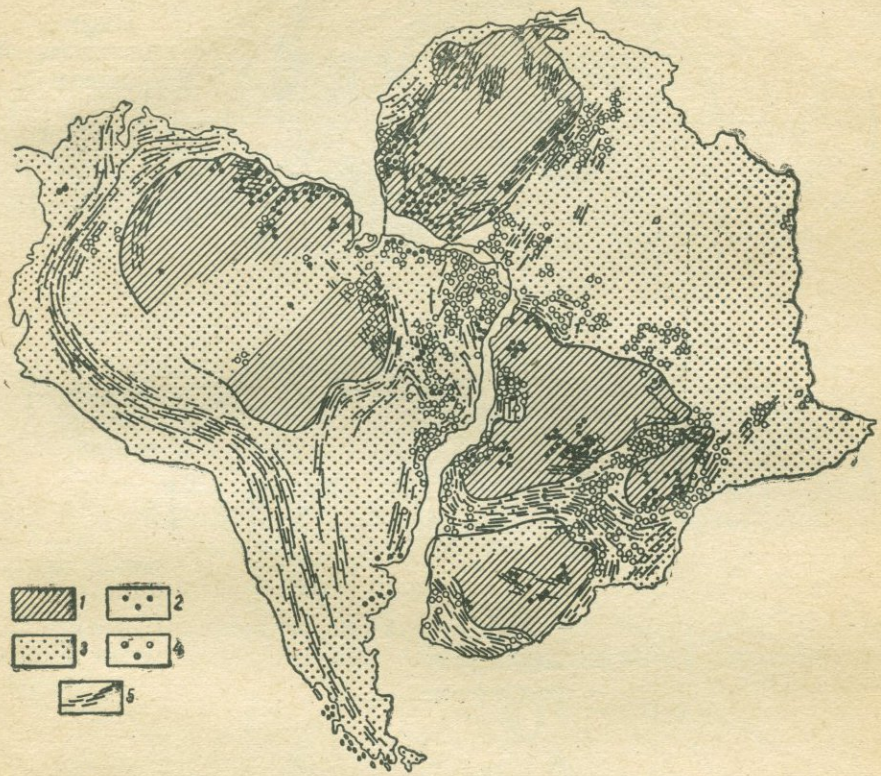


Рис. 206. Сходство геологического строения Южной Америки и Африки (по Г. Д. Ажгирею и др., 1974)

1 — щиты на древних платформах; *2* — пункты определения возраста пород (начиная от 2 млрд. лет и более); *3* — сравнительно более молодые породы; *4* — породы возрастом 450—600 млн. лет; *5* — региональные тектонические простирания

данные, допускалось существование не одного, а двух первичных материков — Лавразии в северном полушарии и Гондваны в южном (рис. 208). Для гипотезы А. Дю Тойта характерна детальная обоснованность геологическими данными. Более изучена геологическая история Гондваны, представлявшей собой в палеозое гигантскую платформу площадью около 75 млн. км^2 (рис. 209). В пределах Гондваны детально прослежены положения палеоклиматических зон, области верхнепалеозойского оледенения, единые зоны формирования хемогенных пород (гипса, каменной соли), каменного угля и т. д.

В результате распада Гондваны в мезо-кайнозое произошло обособление современных континентов южного полушария и Индостана, при столкновении которого с Азией образовались Гималаи.

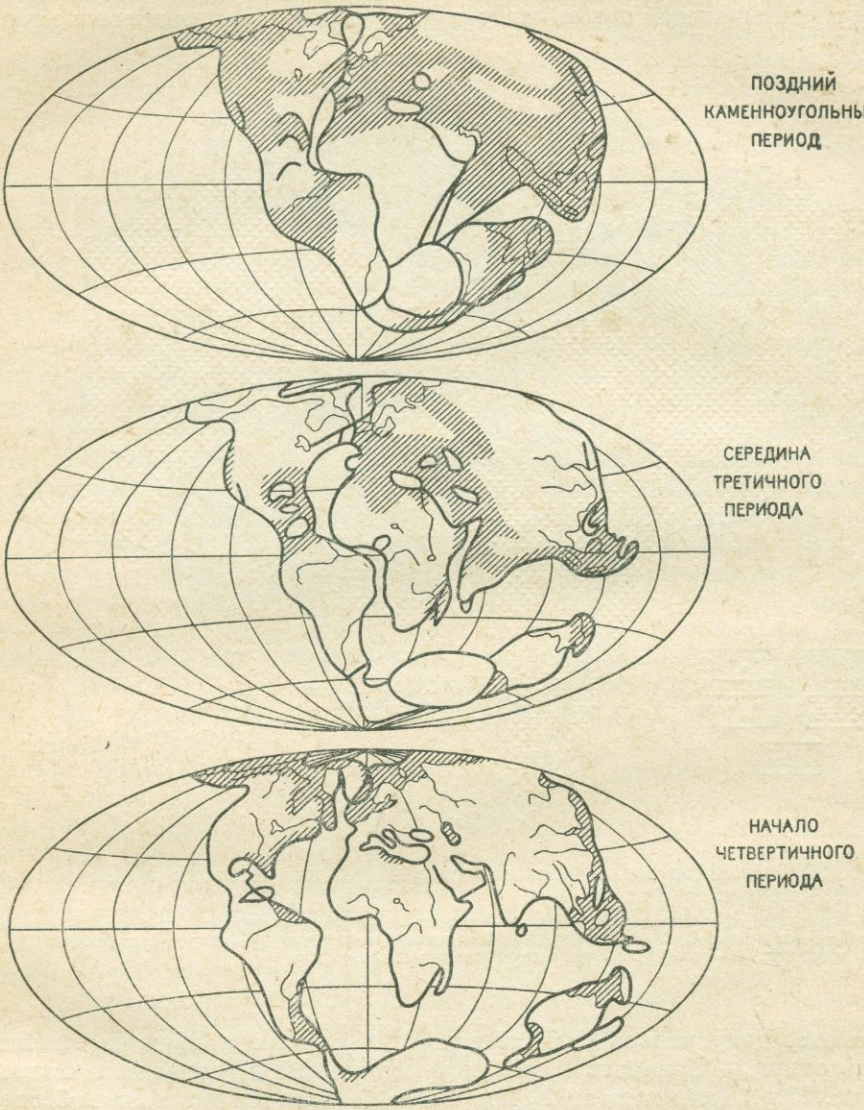


Рис. 207. Распад Пангеи (по гипотезе А. Вегенера)

Для объяснения горизонтального перемещения континентальных блоков А. Дю Тойт предложил иной, чем у А. Вегенера, механизм. По А. Дю Тойту (рис. 210), раскол краевых участков Гондваны был связан с эпейрогеническими колебаниями коры при заложении и фор-

мировании геосинклинали. Горизонтальное перемещение отколовшихся глыб (и складкообразования в геосинклинальной области), по представлениям А. Дю Тойта, связано с внедрениями магмы и «раз-

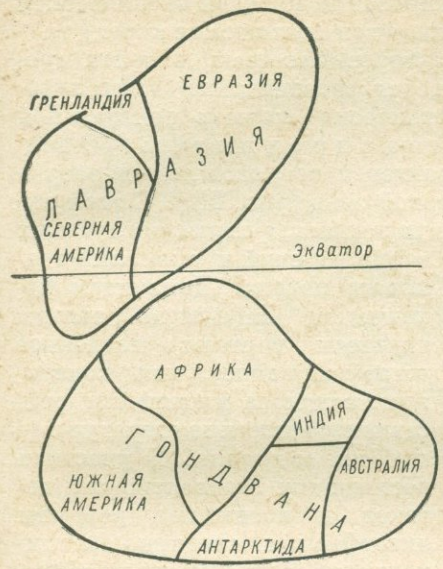


Рис. 208. Схематические положения Лавразии и Гондваны по гипотезе А. Дю Тойта



Рис. 209. Схематическая реконструкция Гондваны

двиганием» континентальных глыб. Однако этот механизм А. Дю Тойта не имел количественного обоснования и носил описательный характер.

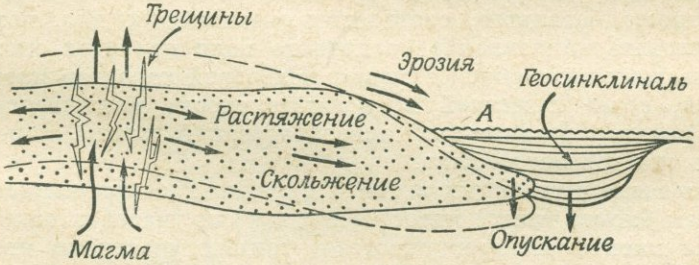


Рис. 210. Механизм дрейфа континентов по А. Дю Тойту

В последние годы при изучении строения дна океанов получены новые данные, которые используются для подтверждения возможности горизонтального дрейфа. Эти данные послужили основой гипотезы новой глобальной тектоники, или тектоники раздвигающихся плит. Гипотеза разработана американскими учеными Г. Хессом и Р. Дицом. Значительный вклад в ее развитие

внесли многие зарубежные и советские геологи — Кс. Ле Пишон, А. Миясиро, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков и др.

Основные идеи, положенные в основу гипотезы раздвигающихся плит, связаны с открытием зон формирования молодой океанической коры у срединно-океанических хребтов и зон поглощения коры у глубоководных желобов. По мнению авторов гипотезы, в зонах срединно-океанических хребтов происходит «раздвигание» плит литосферы с образованием молодой океанической коры в центральной рифтовой зоне. Это явление, названное спредингом океанического дна, имеет прерывистый характер и сопровождается разрывами маломощных базальтов в рифтовой зоне (рис. 211). С этой активной зоной связаны проявления вулканизма, фокусы неглубоких землетрясений и аномалии теплового потока. Движущим механизмом спрединга авторы гипотезы считают медленное «перемешивание», или конвекцию, вещества мантии под действием разности температур в ее подошве и кровле. В участках восходящих конвективных потоков и возникают разрывы литосферы и срединно-океанические хребты. Потоки вещества мантии, скорость которых не превышает 3—6 см в год и являются своеобразным «липким конвейером», перемещающим континенты (в составе крупных плит литосферы).



Рис. 211. Схема спрединга океанического дна

Подтверждением гипотезы тектоники плит являются результаты палеомагнитных исследований. Довольно высокая остаточная намагниченность базальтов, слагающих океаническое дно, позволяет регистрировать направление магнитного поля прошлых эпох (рис. 212). Инверсии поля обусловливают полосовой характер магнитных аномалий, а по известной продолжительности межинверсионных эпох и ширине базальтовых новообразований можно определить скорость «раздвигания» плит.

Образование новой коры в зонах спрединга сопровождается поглощением блоков (плит) литосферы в других участках нашей планеты. По мнению авторов гипотезы, такими участками являются зоны глубоководных океанических желобов, в которых происходит прерывистое поддвигание одной плиты литосферы под другую (рис. 213). Это явление, названное субдукцией, сопровождается кратковременным выделением значительной механической энергии в виде землетрясений, вулканизмов. Возможно, что зоны субдукции связаны с нисходящими конвективными потоками вещества мантии или ее наиболее мобильной части — астеносферы.

В соответствии с гипотезой раздвигающихся плит, под действием конвективных потоков происходят глобальные перемещения кон-

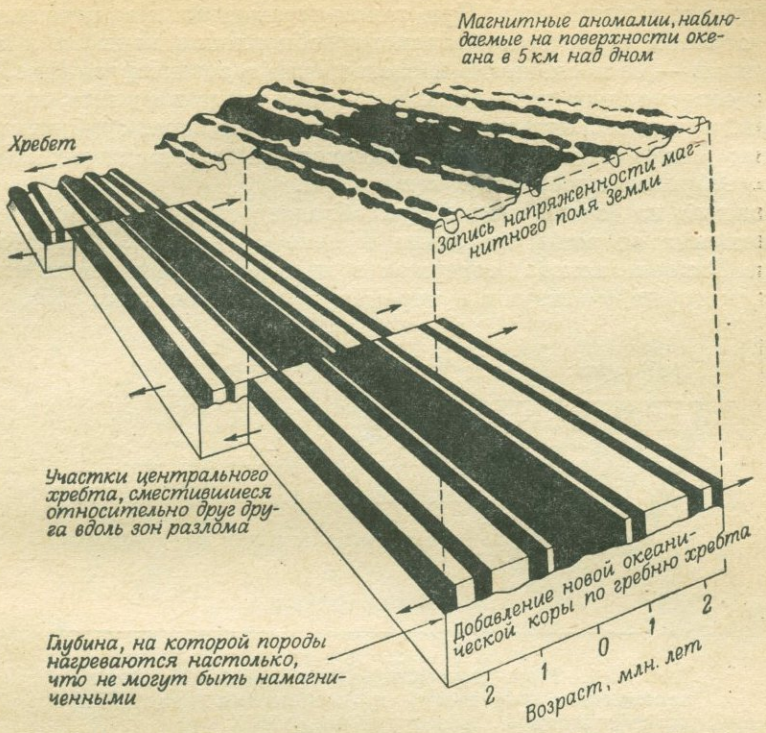


Рис. 212. Магнитные полосовые аномалии на дне океана и их регистрация на его поверхности (по Д. и М. Тарлинг, 1973)

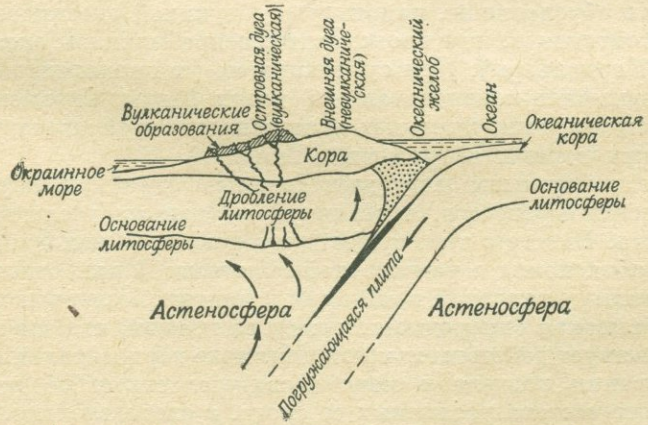


Рис. 213. Схема субдукции океанического дна

тинентов, но не изолированно, как считал А. Вегенер, а в составе мощных плит литосферы. При таком горизонтальном перемещении плит в зонах спрединга происходит обновление коры, а в зонах субдукции — ее поглощение и растворение в астеносфере (рис. 214).

По современным данным, литосфера состоит из шести крупных блоков, или плит, ограниченных зонами спрединга, субдукции или смятия: Тихоокеанского, Евразиатского, Американского, Индийского, Африканского, Антарктического.

Каждый из блоков литосферы обладает главным направлением перемещения от зоны спрединга к зоне субдукции. Пять блоков (кроме Тихоокеанского) содержат в литосфере континенты или их части, которые участвуют в перемещении блоков (рис. 215).

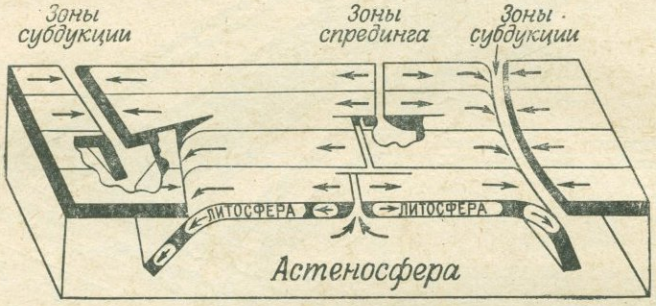


Рис. 214. Блок-диаграмма, показывающая динамику зарождения (спрединга) и поглощения (субдукции) литосферы (по Б. Айзексу и др., 1968)

Гипотеза тектоники плит позволяет свести все основные геотектонические процессы к процессам взаимодействия блоков. Складкообразование и горообразование, в соответствии с этой гипотезой, могут быть обусловлены, например, субдукцией океанической коры у края континента, где происходит «соскребывание» океанических осадков (Кордильеры). При субдукции могут происходить деформация и воздымание континентальной плиты (Анды, Скалистые горы). Столкновение континентальных плит приводит к образованию наиболее высоких горных сооружений (Гималаи).

Гипотеза тектоники плит дает довольно стройную картину геотектонических процессов, основанную на данных геологии океанического дна. Вместе с тем, существуют факты, не находящие убедительного объяснения в рамках этой гипотезы. К ним относится слабое обоснование тепловой конвекции в мантии. Условием конвекции является высокая однородность вещества мантии, что, по-видимому, не соответствует действительности. Наличие горизонтальных сейсмических границ раздела в мантии свидетельствует об изменениях физического состава различных ее слоев, а следовательно, об отсутствии радиальных конвективных потоков. Другим недостатком рассматриваемой гипотезы является слабая аргументация субдукции. «Заталкивание» в мантию на глубину до 700 км твердой литосферы

физически обосновано недостаточно. Кроме того, гипотеза тектоники плит противоречит ряду геологических фактов. В качестве примера можно привести находки пород докембрийского и кембрийского возраста вблизи гребня Центральноатлантического хребта. В этом районе, в соответствии с гипотезой плит, возраст пород океанического дна не может превышать 5—10 млн. лет.

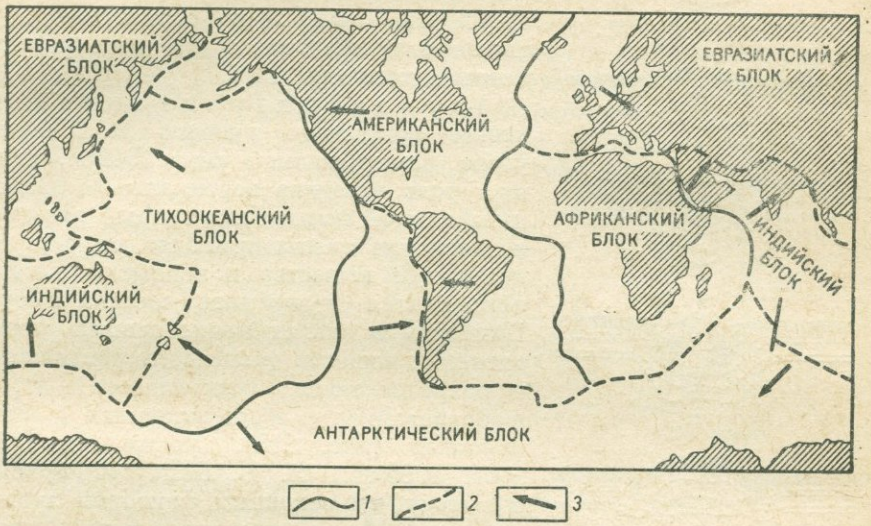


Рис. 215. Положение блоков литосферы по гипотезе раздвигающихся плит (по Кс. М. Пишону, 1968)

1 — положение зон спрединга; *2* — зоны субдукции и смятие; *3* — направление перемещения плит

§ 3. РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Ряд гипотез связывает механизм геотектонических процессов с энергией, выделяемой при радиоактивном распаде. Среди радиологических гипотез представляют интерес представления Дж. Джоли, выдвинувшего в 1929 г. гипотезу радиоактивных циклов.

По этой гипотезе, под континентами происходит накопление глубинного радиогенного тепла, что периодически приводит к плавлению базальтового слоя, «проседанию» гранитных блоков, трансгрессии моря на континентах, интенсивной теплоотдаче и остыванию. При этом сокращение линейных размеров гранитных блоков, в свою очередь, приводит к складкообразованию и воздыманию блоков, а следовательно, к регрессии моря. В дальнейшем весь цикл радиогенного разогрева (проседание и т. д.) повторяется с периодом 30—50 млн. лет. Характерно, что Джоли допускал возможность горизонтального перемещения континентов по расплавленному базальтовому слою под действием лунно-солнечного притяжения. Таким образом, гипотеза Джоли связывает формирование земной коры как с вертикальными, так и с горизонтальными движениями.

Несомненным достоинством гипотезы Джоли явилась попытка объяснения периодичности геотектонических процессов. Однако физическое обоснование гипотезы не выдержало проверки геологическими фактами. Так, было доказано, что температура плавления базальта выше, чем гранита, периодический процесс разогрева и охлаждения подкорового слоя должен довольно быстро затухнуть, силы лунно-солнечного притяжения недостаточны для перемещения континентальных глыб.

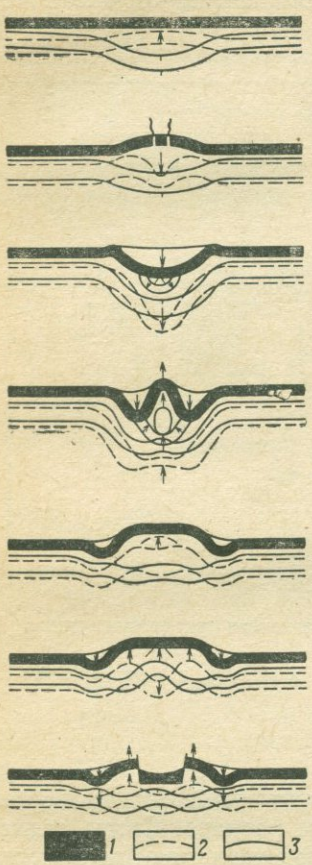


Рис. 216. Формирование геосинклинали по радиомиграционной гипотезе В. В. Белоусова:

1 — земная кора; *2* — изотермы; *3* — линии равного содержания радиоактивных веществ

По радиомиграционной гипотезе советского ученого В. В. Белоусова, предложенной им в 1942 г., ведущая роль отведена вертикальным движениям земной коры. Радиогенный разогрев и плавление магмы приводят к дифференциации ее вещества и всплытию легких компонентов гранитного состава вверх. При этом в очагах концентрации радиоактивных веществ происходят растяжение и разрывы коры, вулканический взрыв и образование гор и сопряженных с ними прогибов (рис. 216). Позже (в 1954, 1964, 1966 гг.) В. В. Белоусов пришел к выводу, что основным фактором эволюционного формирования земной коры является гравитационная дифференциация, а радиогенное тепло служит лишь вспомогательным источником энергии.

Активной зоной дифференциации вещества, по В. В. Белоусову, является астеносфера (слой Гутенберга). Здесь происходит выплавление базальта в виде капель, которые объединяются в крупные массы — астенолиты. Массы расплавленного базальта, будучи более легкими, чем окружающее вещество астеносферы, по разломам верхней мантии поднимаются вверх, достигая земной коры и даже прорываясь на поверхность. Подъем астенолитов сопровождается воздыманием земной коры. Дифференциация вещества мантии проявляется также в выделении тяжелых остаточных масс — антиастенолитов, погружение которых сопровождается опусканием земной коры.

Таким образом, по гипотезе В. В. Белоусова, геотектонические процессы обусловлены только вертикальными колебательными движениями, механизм которых связан с дифференциацией вещества мантии. Завершение дифференциации соответствует переходу

к платформенному, более стабильному режиму развития земной коры.

К недостаткам гипотезы В. В. Белоусова следует отнести отсутствие объяснения природы и механизма горизонтальных тектонических движений в тех масштабах, в каких они наблюдаются.

§ 4. ДРУГИЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Кроме приведенных выше, разработан еще целый ряд гипотез, убедительно объясняющих различные аспекты и особенности формирования земной коры. Среди них наибольший интерес представляют изостатическая и гравитационная гипотезы.

Изостатическая гипотеза основана на предположении о ведущей роли вертикальных колебаний земной коры. По этой гипотезе блоки жесткой, консолидированной литосферы находятся в изостатическом равновесии с вязкой астеносферой, т. е. «плавают» на последней в соответствии с законом Архимеда. При этом более высоким блокам литосферы (например, горным сооружениям) соответствуют более глубокие «корни», уходящие в астеносферу (рис. 217). Эрозионное воздействие экзогенных факторов, по-видимому, приводит к перераспределению нагрузок на внешней поверхности литосферы и нарушению равновесия. Так, таяние крупного ледника на территории Скандинавии привело к снижению нагрузки и подъему этой части коры (см. рис. 178).

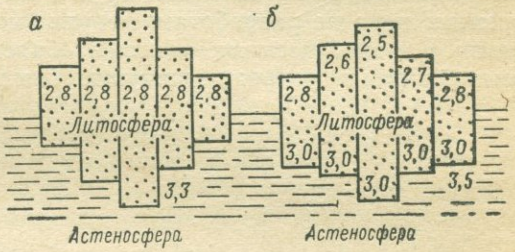


Рис. 217. Схема изостатического равновесия блоков литосферы, «плавающих» на астеносфере:
а — по Эри; *б* — по Хейсканнену

Изостатическая гипотеза подтверждается сейсмическими данными, в соответствии с которыми участкам повышенного рельефа земной коры соответствуют глубокие прогибы поверхности Мохоровичича. На основе этих данных разработаны различные варианты моделей распределения плотности блоков литосферы (см. рис. 217, *а*, *б*). Так, Эри предполагает, что блоки литосферы имеют постоянную плотность 2,7 г/см^3 и «плавают» на астеносфере плотностью 3,3 г/см^3. Модель Хейсканнена ближе к реальному распределению плотностей и учитывает возрастание их с глубиной.

Изостатическая гипотеза убедительно объясняет механизм вертикальных колебаний земной коры. Однако природа этих колебаний, т. е. начальный импульс, который привел к нарушению изостатического равновесия, остается неизвестной. Не объясняются также многие другие особенности геотектонических процессов.

Преобладающая роль отводится вертикальным колебаниям земной коры и в гравитационной гипотезе, разработанной

в 1930 г. Хаарманом. Согласно этой гипотезе, причиной геотектонических процессов являются перемещения пластичных подкоровых масс, обусловливающие в одних участках коры крупные поднятия, а в других — глубокие депрессии. Складкообразование, по Хаарману, является проявлением вторичных тектонических процессов и возникает при соскальзывании покрова осадочных пород с поднятий в депрессии.

Этот весьма простой механизм складкообразования, основанный на использовании гравитационного поля, находит подтверждение в работах Ван Беммелена (1960, 1965 гг.) на геологических примерах Индонезии, Альп. Однако в целом гравитационной гипотезой не объясняются другие аспекты геотектонических процессов.

Кроме приведенных, предложен еще ряд гипотез, удовлетворительно объясняющих одни стороны геотектонических процессов, но оставляющих без объяснения другие их особенности. К настоящему времени пока не разработана теория, которая бы в полном соответствии с геологическими фактами объясняла особенности эволюции земной коры и природу движущих сил геотектонических процессов.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава XVIII

ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОЛОГИИ

Использовать в геологии те методы, которые применяются в других науках, не всегда возможно. Объясняется это тем, что все геологические процессы протекают и дают ощутимые результаты лишь по истечении очень длительного времени, которое часто исчисляется сотнями, тысячами или даже миллионами лет. Кроме того, в геологии трудно, а в ряде случаев невозможно проверить выявленный закон или научный вывод, так как сложно учесть фактор времени. Несмотря на это, в последнее время в геологии стали все шире применять эксперименты для проверки научных выводов. В частности, известны опыты по воспроизведению складок и других структур как пликативного, так и дизъюнктивного плана, по получению искусственных минералов и горных пород. В настоящее время в лабораторных условиях получено немало минералов, в том числе алмазы, которые с успехом применяются в промышленности. Очевидно, со временем эксперименты будут ставиться еще более широко. Уже сегодня мы имеем возможность изучать вещество земных недр, искусственно создавая его в лабораториях на установках со сверхвысокими давлением и температурой. На этих установках удается кратковременно создать давление порядка миллиона атмосфер, что соответствует, как предполагают ученые, условиям ядра Земли.

Эти исследования дают нам сведения о поведении вещества в условиях, близких к существующим на больших глубинах. И тем не менее существенным недостатком всех этих экспериментов является отсутствие влияния фактора времени. Поэтому в геологии широко применяется актуалистический метод исследования.

Первые попытки применения этого метода относятся еще к XVI в., однако лишь в 1830—1833 гг. Ч. Лайель научно его обосновал и детально разработал. Сущность актуалистического метода заключается в том, что геологи изучают современные динамические процессы как экзогенные, так и эндогенные, к которым, в частности, можно отнести выветривание, абразию, корразию, геологическую деятельность подземных вод, озер, болот, процессы вулканизма, землетрясения и т. д. Наблюдая и анализируя имеющиеся факты, исследователи устанавливают определенные закономерности, которым подчиняются геологические процессы. Затем изученные закономерности переносят на минувшие геологические эпохи.

Чтобы был понятен принцип актуалистического метода, приведем несколько примеров. При изучении деятельности современных ледников геологи установили, что после их таяния на месте остаются морены (рис. 133), т. е. обломочный материал, который транспортируется ледником. Определили также и признаки моренных комплексов. Таким образом, если геологи в древних толщах находят отложения, характеризующиеся признаками моренного комплекса, то считают, что в эти далекие эпохи исследуемые пространства были покрыты ледником. Применение этого метода позволило установить, что положение древних ледников не совпадает с современным. Это наглядно показано на рис. 135.

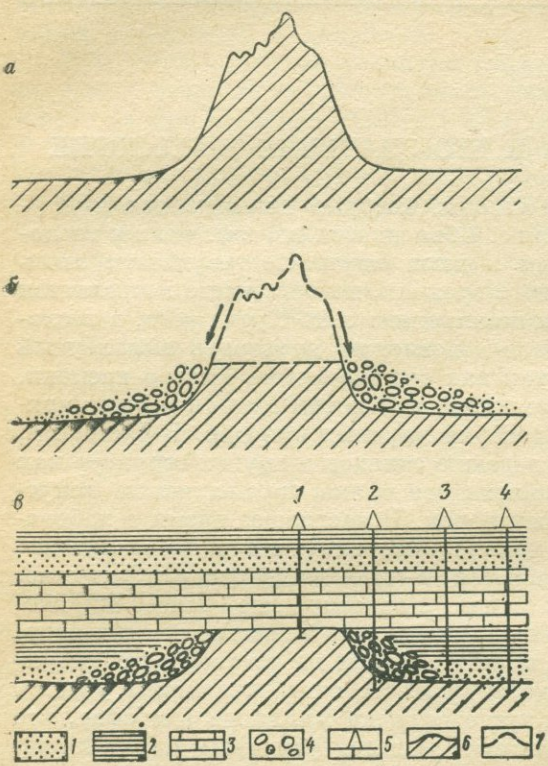


Рис. 218. Схема разрушения горного сооружения

а — горное сооружение; *б* — денудированное горное сооружение и распределение обломочного материала; *в* — современное положение древнего горного сооружения, перекрытого осадочными толщами. *1* — пески; *2* — глины; *3* — известняки; *4* — грубообломочные отложения (конгломераты); *5* — глубокие скважины; *6* — породы, слагающие древнее горное сооружение; *7* — граница размытой части древнего горного сооружения

При изучении современных геологических процессов было установлено, что горные сооружения, возникшие под действием сил внутренней динамики, постоянно подвергаются денудации (разрушению) под влиянием атмосферных агентов. В частности, современные Уральские горы в момент их возникновения были значительно выше, чем в настоящее время (рис. 218, *а*). В результате денудации образуются элювий, делювий и пролювий. В расположении обломочного материала делювия и пролювия, как правило, наблюдается закономерность: ближе к источнику сноса располагаются более грубые осадки — глыбы, валуны, гравий и т. д. По мере удаления от горного сооружения размеры обломков постепенно уменьшаются, гравий сменяется сначала грубозернистыми песками, а затем тонко- и мелкозернистыми их разностями, которые постепенно переходят в алевролиты и глинистые осадки (рис. 218, *б*). Со временем наступит такой момент, когда элювия в пределах горного сооружения не окажется, он весь превратится в делювий. В дальнейшем продукты

делювия и пролювия обычно перекрываются более молодыми отложениями. Таким образом, если геологи встречают в разрезах скважин, заложенных по одному профилю, сначала грубообломочные породы (скв. 2), потом грубозернистые пески (скв. 3, 4), то они могут предполагать, что эти породы являются продуктами денудации и где-то вблизи должен располагаться источник сноса. В данном случае источник сноса, т. е. древнее горное сооружение, располагалось в районе скв. 1 (рис. 218, *в*).

В последнее время значительно расширился объем морских геологических исследований. Созданы специально оборудованные корабли-лаборатории, с помощью которых ученые исследуют строение дна океанов, их фауну и флору. В частности, замечено, что современные коралловые рифы развиваются только там, где имеются скалистое дно и подвижная чистая вода, не содержащая взвешенных обломочных частиц. Морская вода должна быть сравнительно теплой (около +20° С) и иметь нормальную соленость (3,5%). Немаловажным условием для развития коралловых рифов являются небольшие глубины моря, которые обычно не должны превышать 5—40 м. Очень часто коралловые постройки находят в ископаемом состоянии, погребенными под более молодыми породами. В этом случае геологи предполагают, что в исследуемом районе в древние времена располагалось теплое море нормальной солености и небольшой глубины, куда практически не поступал обломочный материал.

Перечень примеров, которые поясняют сущность актуалистического метода, можно было бы продолжить, но и приведенные факты наглядно отражают его содержание. Однако не следует механически переносить в более древние эпохи выявленные сейчас закономерности. Иными словами, закономерности, которые установлены геологами и справедливы для современных процессов, не следует механически использовать для объяснения особенностей развития земной коры. Следует учитывать, что закономерности геологических процессов, справедливые для современной эпохи, могут значительно отличаться от процессов, имевших место в древние времена. Поэтому использовать выявленные закономерности нужно диалектически, рассматривая геологические объекты и процессы, как постоянно меняющиеся. Чтобы учесть изменяющуюся во времени внешнюю обстановку, необходимо при использовании актуалистического метода вносить определенные поправки. Очевидно, что они будут тем больше, чем длиннее отрезок времени между сравниваемыми эпохами.

В настоящее время актуалистический метод под углом зрения диалектического материализма получает в геологии все большее применение. Особенно широко он используется в фациальном анализе, где составляет главную теоретическую базу. Фациальный анализ с успехом используется в нефтяной геологии при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. Правильность актуалистического метода подтверждается практикой поисков и разведки самых различных полезных ископаемых, и в первую очередь нефти и газа.

Глава XIX

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

Реконструкция физико-географической обстановки на поверхности Земли в прошлом, изучение характера и последовательности тектонических движений земной коры и восстановление на этой основе цельной и подтвержденной фактическими данными истории геологического развития — основные задачи исторической геологии.

В настоящее время разработано и успешно применяются геологами несколько методов, с помощью которых удается определить относительный возраст пород, а следовательно, установить последовательность их формирования. К числу таких методов относятся стратиграфический, петрографический и палеонтологический.

Стратиграфический метод основан на выяснении взаимоотношений пластов горных пород. Он исходит из так называемого принципа суперпозиции, сформулированного Н. Стенноном, в соответствии с которым нижележащий пласт образовался раньше вышележащего и, следовательно, является более древним, чем пласт, залегающий выше.

Восстановление последовательности залегания пород можно рассмотреть на примере долины, образованной действием, например речной эрозии. На склонах долины обнажаются одинаковые последовательности залегания пластов, приближенное восстановление положения которых в долине не составляет труда (рис. 219, *а*). Однако использование стратиграфического метода справедливо только в том случае, если в разрезе каждый расположенный выше пласт залегает на подстилающем без размыва и связан с последним постепенным переходом. Такое согласное залегание позволяет предполагать, что формирование залегающего выше пласта происходило тотчас же после накопления подстилающего пласта, т. е. вся толща сформировалась в процессе непрерывного осадкообразования. Существование на контакте двух пластов следов размыва, базальных конгломератов и т. д. позволяет считать, что между эпохами отложения этих пластов имела место денудация ранее отложенных пород. Определить время денудации обычно очень трудно, но наличие перерыва в осадконакоплении устанавливается достаточно точно.

В районах, где пласты горных пород смяты в сложные складки, выяснение взаимоотношений пород также связано с трудностями. Могут встретиться опрокинутые складки или надвиги, где пласты древних пород залегают выше молодых. В левой части разреза (см. рис. 219, *б*) пласты залегают нормально, в то время как справа — в обратной последовательности. В другом разрезе (рис. 219, *в*) древние пласты надвинуты на более молодые, вследствие чего нетрудно ошибиться при определении последовательности их образования.

Необходимо отметить, что речные долины, как правило, располагаются вдоль зон пониженной прочности пород, обусловленных интенсивными пликативными или дизъюнктивными дислокациями. Смятие и дробление приводят к интенсивной трещиноватости и раз-

рушению пород различными факторами, в том числе и речной эрозией. Поэтому случаи *б* и *в* более распространены, чем нормальное залегание пород в случае *а*. Таким образом, стратиграфический метод имеет ограниченное применение. Им пользуются главным образом в равнинных районах, характеризующихся горизонтальным или весьма пологим залеганием пластов. В районах сложного строения этот метод применяют лишь при изучении единичных или расположенных рядом разрезов, когда можно визуально проследить отдельные пласты.

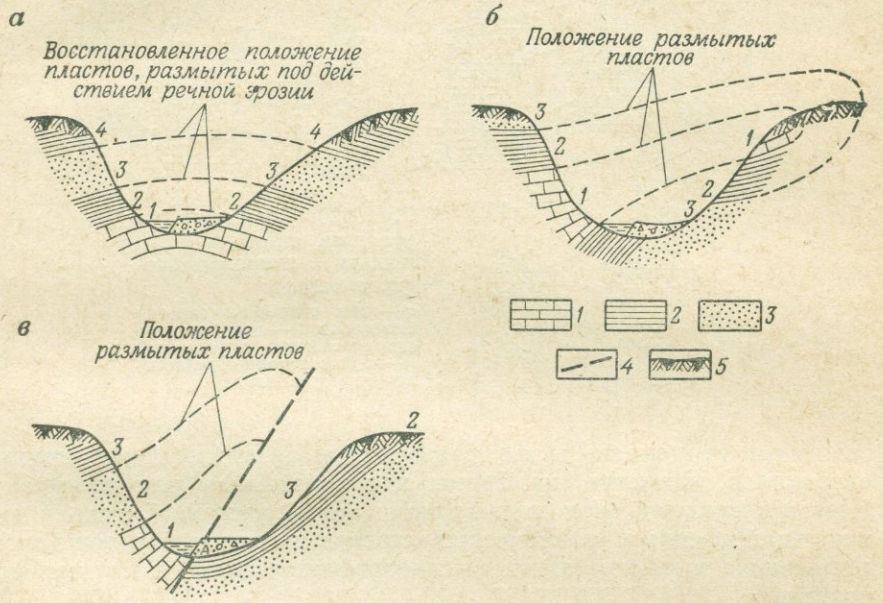


Рис. 219. К использованию стратиграфического метода исторической геологии. Реконструкция пластов в пределах речной долины в условиях:
а — пологого залегания пластов, *б* — интенсивной складчатости, *в* — дизъюнктивной тектоники. *1* — известняки; *2* — глины; *3* — пески; *4* — разлом; *5* — поверхность земли

Петрографический метод основан на изучении и сравнении состава пород в соседних скважинах (рис. 220). Если в скв. I над песком (*1*) располагается известняк (*2*), а выше последнего — глина (*3*) и в соседней скв. II наблюдается такая же последовательность в залегании одинаковых по петрографическому составу пород, очевидно, что аналогичные породы сравниваемых разрезов принадлежат одному и тому же пласту и образовались за один и тот же отрезок времени. Сопоставление одновозрастных пород в разрезах скважин обычно проводят с помощью линий корреляции, позволяющих проследить изменения мощности и состава изучаемых пород. Однако в случае быстрой изменчивости в пространстве пластов одного и того же возраста (разрезы III и IV на рис. 220) или частой повторяемости аналогичных по составу пород (разрезы V и VI), применение этого метода ограничено. Тем не менее, при сравнении метаморфических

и магматических пород петрографический метод является едва ли не единственно возможным.

Палеонтологический метод заключается в изучении остатков древних вымерших организмов. Исследование их показало, что органический мир на Земле появился в самые ранние этапы ее геологической истории и с тех пор непрерывно изменялся. В процессе его

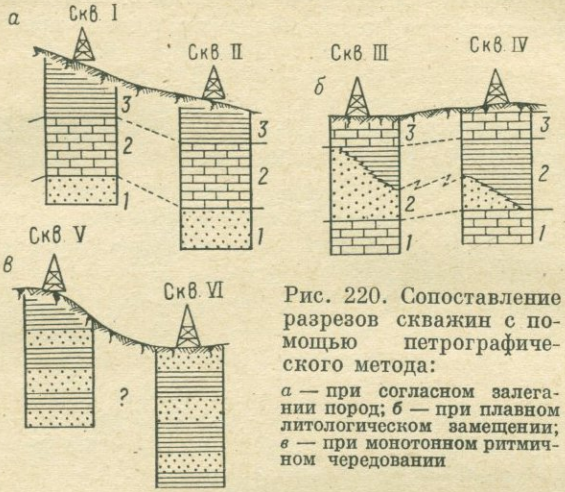


Рис. 220. Сопоставление разрезов скважин с помощью петрографического метода:

а — при согласном залегании пород; *б* — при плавном литологическом замещении; *в* — при монотонном ритмичном чередовании

эволюции возникали новые более высокоорганизованные группы организмов, прежние же формы видоизменялись или вымирали. Поэтому каждому слою горных пород свойствен свой, только ему присущий комплекс органических остатков, причем чем моложе слой, тем больше в нем остатков высокоорганизованных животных или растений.

Эта особенность распределения в земной коре окаменелых остатков древних организмов широко используется в исторической геологии. Особенно важное значение в этом отношении имеют р у к о в о д я щ и е и с к о п а е м ы е, т. е. группы вымерших организмов, характерные только для строго определенных толщ горных пород, образовавшихся в течение ограниченного промежутка времени.

По палеонтологическим остаткам можно сравнительно легко и надежно расчленить монотонную толщу пород на ряд самостоятельных стратиграфических горизонтов (рис. 221, *а*). Этот метод позволяет сравнивать не только соседние, но и весьма отдаленные разрезы, независимо от состава и условий залегания пластов горных пород. Так, на рис. 221, *б* пласт с плоскими спиральными раковинами четко прослеживается во всех трех разрезах, независимо от петрографического состава слагающих его пород. Палеонтологические остатки позволяют надежно сопоставлять отдельные разрезы с международным геохронологическим эталоном, тем самым открывая возможность для региональных сопоставлений и обобщений. Например, было установлено, что в ряде областей древние толщи

горных пород содержат остатки членистоногих животных (трилобитов). Такие толщи широко развиты в Уэльсе, который ранее был населен древним племенем силуров. По имени этого племени толща горных пород с остатками трилобитов получила название силурийской. Выше нее в Англии и других районах земного шара залегает толща с остатками рыб и двустворчатыми раковинами, названная по

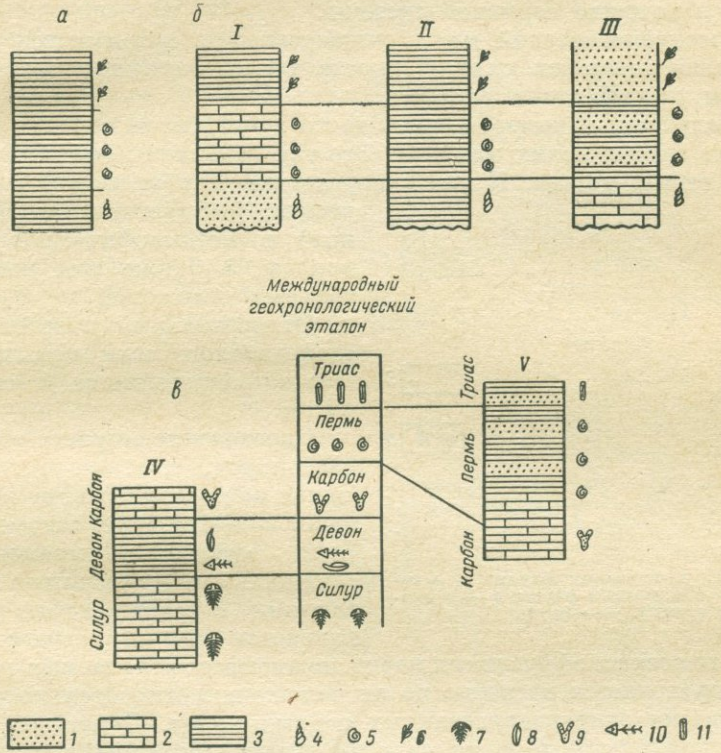


Рис. 221. Расчленение и сопоставление разрезов скважин с помощью палеонтологического метода:

а — в условиях постоянного литологического состава; *б* — при резких изменениях состава одновозрастных толщ; *в* — при сравнении с эталоном. *1* — пески; *2* — известняки; *3* — глины; *4—11* — органические остатки различных видов животных

имени одного из графств Англии (Девоншир) девонской. Аналогичным образом выделена каменноугольная система (карбон) с богатой фауной кораллов, пермская система с плоскими спиральными раковинами и т. д. Так была создана международная геохронологическая шкала.

Изучая содержащиеся в отдельных разрезах палеонтологические остатки, нетрудно сопоставить их с международным геохронологическим эталоном. Так, например, нижнюю часть разреза IV (рис. 221, *в*) на основании находок фауны членистоногих можно считать аналогом силурийских отложений, глины и известняки средней части раз-

реза с остатками рыб и двустворчатых раковин следует рассматривать как девонскую толщу, а известняки верхней части разреза с остатками кораллов — как аналог карбона. Соответственно песчано-глинистую толщу разреза V по фауне плоских спиральных раковин нужно считать сформировавшейся одновременно с комплексом пород, выделяемым в международной геохронологической шкале в качестве пермской системы.

Палеонтологический метод универсален и применяется всегда, за исключением тех случаев, когда толщи горных пород вообще лишены органических остатков.

Между тем, в природе очень часто встречаются породы, в которых нет органических остатков. Это так называемые «палеонтологически немые» толщи. К ним в первую очередь относятся магматические (интрузивные и эффузивные) и метаморфические горные породы, а также ряд континентальных отложений.

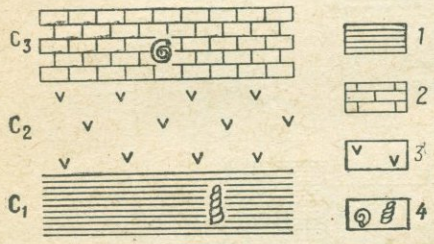


Рис. 222. Схема изучения древнего вулканизма по соотношению магматических и вмещающих их осадочных пород

1 — глины с остатками фауны; *2* — известняки с остатками фауны; *3* — вулканические породы; *4* — фауна

Относительный возраст таких «палеонтологически немых» толщ обычно определяется косвенным путем.

Определение возраста эффузивных пород, т. е. пород, излившихся на поверхность, не представляет существенных затруднений. Если эффузивы перемежаются с нормальными осадочными образованиями, возраст которых устанавливается палеонтологическим методом, то возраст эффузивных пород, не имеющих ископаемых организмов, определяется косвенно по их положению относительно палеонтологически охарактеризованных горных пород. Допустим, излившийся поток располагается на поверхности какой-нибудь осадочной толщи. Образовавшаяся эффузивная порода со временем вновь перекрывается осадочными образованиями. Если удастся по палеонтологическим признакам определить возраст подошвы и кровли, это позволит установить относительный возраст эффузивной толщи.

На рис. 222 эффузивная толща заключена между двумя осадочными слоями. Залегание эффузивных и осадочных толщ согласное. Возраст подстилающих и покрывающих осадочных толщ определен по остаткам руководящей фауны, которая позволяет датировать их соответственно, как ранне- и позднекаменноугольные. В этом случае возраст эффузивных горных пород в разрезе определяется как среднее между возрастом подстилающих и покрывающих осадочных пород и оценивается как среднекаменноугольный. Следует иметь в виду, что возраст этой эффузивной толщи определен условно (приблизительно), так как был установлен косвенным путем.

Определение возраста интрузивных пород представляет значительную сложность. Это объясняется тем, что интрузивные тела

при своем образовании могут прорвать осадочную толщу широкого возрастного диапазона. Поэтому при определении относительного возраста интрузивных пород следует в первую очередь обращать внимание на соотношение магматического тела и вмещающих толщ. В природе существует множество различных случаев залегания магматических пород. Разберем некоторые из них.

1. Интрузия прорывает толщу осадочных горных пород определенного возраста и выходит на поверхность. Относительный возраст пород этой интрузии определяется сугубо приближенно. При соотношении геологических тел, показанном на рис. 223, *а*, возраст пород интрузии — последевонский. Из рисунка видно, что внедрение магмы произошло после отложения осадков верхнего девона. Точнее установить время внедрения магматического тела при таком соотношении магматических и осадочных пород невозможно, так как в этом случае отсутствуют данные о верхнем возрастном пределе интрузивного тела.

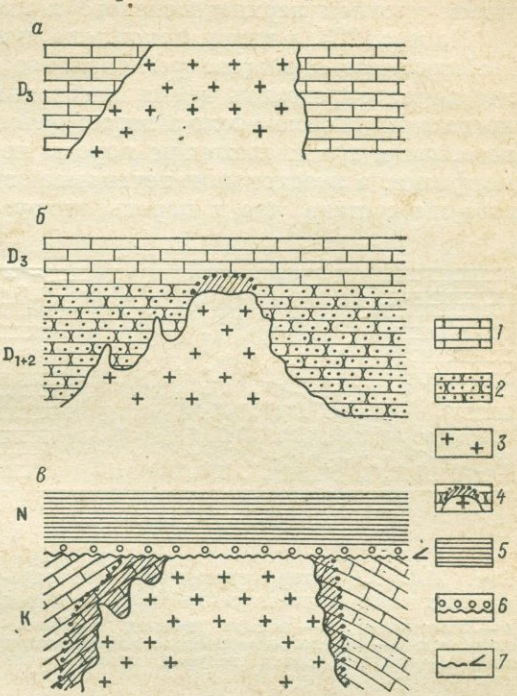


Рис. 223. Определение возраста интрузивных тел

Интрузии: *а* — последевонская, *б* — послесреднедевонская; *в* — палеогеновая.
1 — известняки; *2* — песчаники; *3* — породы интрузивного тела; *4* — метаморфизованные песчаники; *5* — глины; *6* — базальный конгломерат; *7* — поверхность несогласного залегания пород и угловое несогласие

2. Интрузивное тело не только прорывает осадочную толщу, но и перекрывается ею. В данном случае определение возраста магматических пород во многом зависит от характера контакта интрузии с окружающими толщами. При этом соотношения интрузивного тела с вмещающими породами могут быть самыми различными. На рис. 223, *б* интрузивные породы можно датировать как послесреднедевонские (D_2), в связи с тем, что интрузивное тело, прорвав отложения среднего девона, не коснулось вышележащих пород верхнего девона. При определении возраста важно учитывать характер контакта интрузии с вышележащими породами. Возраст интрузивных пород, показанных на рис. 223, *б*, можно рассматривать как среднедевонский (D_2) в том случае, если в основании верхнедевонских отложений нет следов размыва интрузивного тела, и наоборот,

наблюдается его метаморфизующее воздействие на породы верхнего девона. Определение возраста интрузивных пород в данном случае носит условный характер, так как верхний возрастной предел внедрения интрузий точно не установлен. Эта интрузия могла образоваться значительно позже, но подъем магматических масс был ограничен уровнем верхнедевонского комплекса.

На рис. 223, *в* интрузивное тело имеет палеогеновый возраст (P). Наблюдаемое в разрезе региональное несогласие позволяет наиболее точно определить время внедрения интрузии. Таким образом, когда магматическое тело залегает непосредственно под поверхностью несогласия и вышележащие породы не несут никаких следов метаморфизма, а в основании перекрывающих пород содержится галька того же состава, что и породы интрузии, можно точно установить возраст последней. В данном случае соотношение горных пород свидетельствует о том, что гранитная интрузия старше неогеновых отложений (N). Она, по всей вероятности, к началу неогена успела сформироваться и частично разрушиться. А поскольку интрузия образовалась в послемеловое время, но ранее неогена, то временем ее образования может быть палеоген (P).

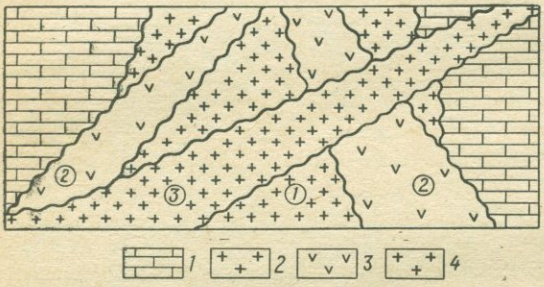


Рис. 224. Характер соотношения разновозрастных жил магматических горных пород
1 — известняки; *2* — породы древних магматических жил; *3* — породы более молодых магматических жил; *4* — породы самых молодых магматических жил

Мы рассмотрели варианты определения относительного возраста интрузивных пород в одном интрузивном теле. Однако в природе гораздо чаще встречаются случаи совместного залегания нескольких интрузивных тел, возникших при многократном проявлении магматизма. Установить возраст интрузивных тел такого массива особенно сложно. Методика определения относительного возраста отдельных интрузий остается той же, что рассмотрена выше. Однако при наличии нескольких интрузий необходимо выяснить характер их взаимного расположения. На рис. 224 показаны три пересекающиеся интрузии, петрографически различно выраженные и сформировавшиеся в разное время. В данном случае возраст интрузий определяется условно по соотношению их друг с другом. Наиболее молодой следует считать интрузию *3*, так как она пересекает интрузии *1* и *2*.

Относительный возраст метаморфических горных пород определяется так же, как и магматических.

Глава XX

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ, НАПРАВЛЕНИЯ И АМПЛИТУД ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как было показано, характер формирующихся пород определяется условиями осадконакопления. Таким образом, литологический состав пород содержит информацию о тех физико-географических условиях, в которых шло накопление осадков. По составу пород можно судить о том, в континентальных или морских условиях происходило их накопление, какова была глубина бассейна осадконакопления. Важным источником информации о характере условий осадконакопления служат органические остатки, позволяющие судить о температуре воды, климате и т. д. Основываясь на принципе актуализма, можно с достаточной достоверностью выделить типы пород, формирующихся в определенных физико-географических условиях.

На дне моря образуются, например, хорошо отсортированные пески, глины, известняки, ракушечники. Они, как правило, содержат окаменелые остатки морских животных и растений. В реках накапливаются толщи плохо отсортированных косослоистых песков с редкими раковинами пресноводных моллюсков. В озерах образуются своеобразные тонкослоистые («ленточные») глины. У подножий гор и в межгорных впадинах формируются толщи грубых конгломератов и галечников. В пустынных районах чаще всего образуются эоловые пески.

Комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка, называется ф а ц и е й. Это понятие имеет несколько трактовок и отождествляется иногда с понятием обстановки осадконакопления. Приведенное выше определение фации, данное Г. Ф. Крашенинниковым (1971), получило в настоящее время наибольшее распространение и признание. Из этого определения следует, что фация — это реально существующий комплекс отложений, сформировавшийся в определенной физико-географической обстановке, и что любая фация должна выделяться и рассматриваться сравнительно с соседними одновозрастными отложениями. Только при таком подходе к выделению фаций ф а ц и а л ь н ы й а н а л и з может служить методом реконструкции палеогеографии поверхности Земли. Размещение фаций внутри определенного стратиграфического комплекса позволяет установить смену физико-географических обстановок на участке земной поверхности в соответствующий отрезок времени.

Выделяют фации различных порядков, отвечающие более резкому или менее заметному изменению физико-географических условий при переходе от одного участка земной поверхности к другому. По наличию трех основных физико-географических обстановок на

поверхности Земли выделяют три основные группы фаций — морские, континентальные и лагунные.

Морские фации наиболее широко распространены, поскольку основная масса горных пород, особенно осадочных, образуется в море. Морские отложения весьма разнообразны по составу: среди них распространены как грубообломочные, так и тонкозернистые терригенные осадки; значительные площади покрыты известняками, доломитами, мергелями, нередко встречаются глубоководные илы и химические осадки. Однако распределение всего этого многообразия морских осадков подчинено определенным закономерностям и характеризуется в основном глубиной морского бассейна.

Ранее отмечалось, что морской бассейн по условиям осадконакопления делится на четыре основные области: 1) литоральную (прибрежную) глубиной от нуля до 20 м; 2) неритовую (мелководную) от 20 до 200 м; 3) батиальную — от 200 до 2000 м; 4) абиссальную — более 2000 м.

Соответственно в группе морских фаций выделяют: прибрежную (или литоральную), мелководную (или неритовую), средних глубин (или батиальную) и глубоководную (или абиссальную).

В литоральной области накапливаются наиболее грубые осадки (галечники, гравий, пески), состоящие из крупных слабо окатанных обломков горных пород. В обломочном материале присутствуют раздробленные остатки морской фауны, водоросли, куски древесины. Среди фауны преобладают остатки животных, ведущих прикрепленный образ жизни и обладающих прочной массивной раковиной. На низменных берегах накапливаются илистые осадки, иногда с торфяниками. Они содержат значительную примесь песчаного материала и обломков раковин.

В неритовой области отлагаются самые разнообразные терригенные, органогенные и химические осадки. Органический мир этой области наиболее разнообразен, поскольку условия обитания живых организмов в зоне, доступной лучам Солнца и богатой кислородом, особенно благоприятны для их активного развития.

Надежным показателем неритовой фации служат некоторые минеральные образования, характеризующие строго определенные зоны морского бассейна. Так, присутствие в осадочном комплексе глауконита свидетельствует о накоплении данного осадка в основном на глубинах 20—150 м. На глубинах от 50 до 200 м образуются фосфоритовые желваки. В мелководной прибрежной зоне накапливаются железные руды, бокситы, марганцевые конкреции, известковые оолиты.

Батиальная область отличается весьма устойчивым режимом. Температура воды здесь почти не меняется, солнечный свет сюда не проникает, волнение воды едва заметно. Растительные организмы, осуществляющие фотосинтез, в этой области отсутствуют. Животный мир относительно беден и представлен только активно плавающими животными. Минеральный скелет таких животных обычно плохо сохраняется в ископаемом состоянии. Осадки чаще всего представлены глинами и илами. В областях проявления вулканической

деятельности нередко накапливаются также кремнистые осадки — кремнистые сланцы и яшмы, образующиеся за счет выпадения из раствора кремнезема.

В абиссальной области осадконакопление идет чрезвычайно медленно. Здесь отлагаются известковые и кремнистые органогенные илы и красная глубоководная глина, образующаяся главным образом за счет космической пыли. В условиях абсолютного мрака и низких температур органический мир развит слабо, в связи с чем ископаемые остатки, за исключением зубов акул и слуховых косточек китов, встречаются крайне редко.

Лагунные фации образуются в областях, переходных от суши к морю, преимущественно в бассейнах с ненормальной соленостью воды. Такими бассейнами являются опресненные или засолоненные лагуны, а также дельты и эстуарии. Соответственно среди лагунных фаций выделяются: фация опресненных бассейнов, фация засолоненных бассейнов и фация дельт и эстуариев.

Фация опресненных бассейнов обычно представлена песчано-глинистыми породами с остатками пресноводных моллюсков, рыб, ракообразных. Фацию засолоненных бассейнов в основном характеризуют различные соли — хемогенные известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, галит, калийные и магнезиальные соли, обычно лишенные органических остатков. Фации дельт и эстуариев выражены косослоистыми песками и глинами, пачки которых залегают линзообразно. Органическими остатками эти отложения бедны.

Континентальные фации очень разнообразны и обычно изменчивы как в вертикальном разрезе, так и по площади. Они возникают в долинах рек, озерно-болотных котловинах, межгорных и предгорных впадинах, пустынных областях, зонах развития ледников и т. д. Почти все континентальные фации представлены обломочными породами. Нередко они образуются в условиях окислительной среды, что способствует широкому распространению в осадках окисных соединений железа и определяет их характерную красно-бурую окраску.

Континентальные отложения обычно характеризуются крайней бедностью или полным отсутствием органических остатков. Если же последние встречаются, они всегда принадлежат наземным животным и растениям.

В группе континентальных фаций в зависимости от места и условий осадконакопления различают речные, озерно-болотные, ледниковые, пустынные, предгорий, межгорных впадин и коры выветривания.

Таким образом, фации довольно точно характеризуют обстановку накопления данного комплекса горных пород. Поэтому фациальный анализ является надежным средством познания геологической обстановки минувших эпох. Изучая литологические особенности и условия залегания горных пород, их минералогический состав и содержащиеся в них ископаемые остатки, можно с большой достоверностью восстанавливать физико-географические условия, существо-

вавшие на Земле в ту или иную историческую эпоху. Физико-географические условия минувших эпох изучают путем составления палеогеографических карт, на которые наносят контуры моря и суши, основные структурные элементы земной коры, зоны размыва, пути транспортировки обломочного материала, районы проявления вулканизма.

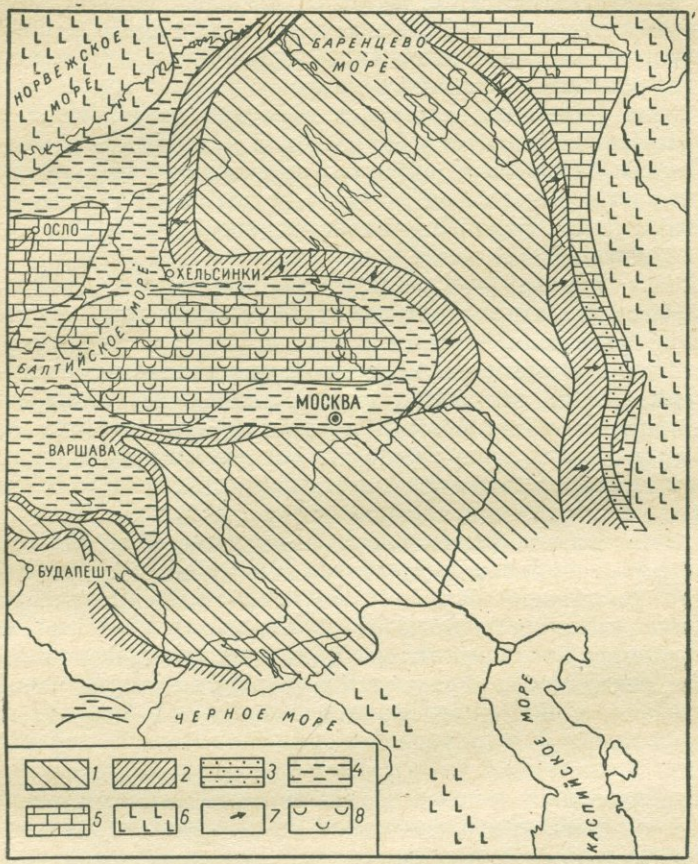


Рис. 225. Палеогеографическая карта европейской части СССР в среднеордовикскую эпоху

1 — холмистая равнина; *2* — равнинная суша; *3* — прибрежная равнина; *4* — мелкое море; *5* — открытое море; *6* — область проявления вулканизма; *7* — направление сноса обломочного материала; *8* — морская фауна

Палеогеографические карты строят на основе анализа карт изменения литологического состава отложений и фациальных карт. Карты изменения литологического состава отложений показывают положение зон распространения пород различного литологического типа (песков, конгломератов, глин, карбонатных пород и т. п.). На фациальных картах показывают зоны распространения пород, образовавшихся в различных физико-географических условиях

(прибрежно-мелководные отложения, мелководные, относительно глубоководные и т. п.). Иногда литолого-фациальные особенности отложений отражают и на палеогеографических картах (рис. 225). Эти карты способствуют не только лучшему пониманию особенностей геологических процессов в далеком прошлом Земли, но и реше-

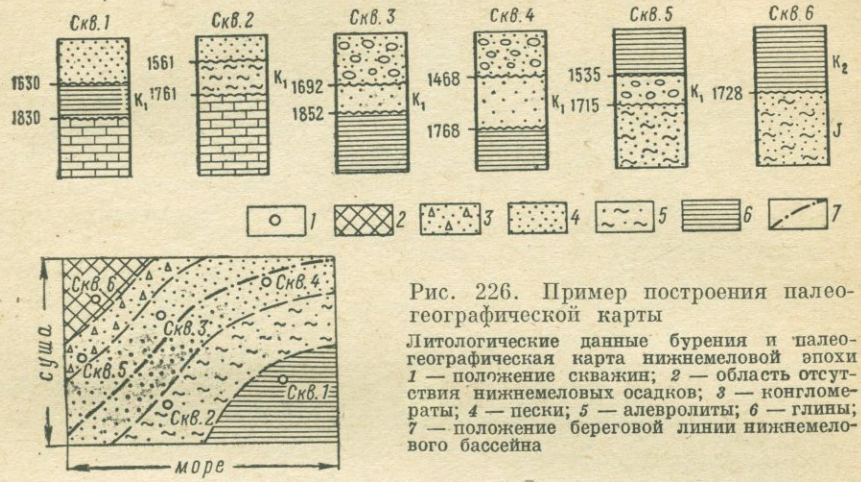


Рис. 226. Пример построения палеогеографической карты

Литологические данные бурения и палеогеографическая карта нижнемеловой эпохи *1* — положение скважин; *2* — область отсутствия нижнемеловых осадков; *3* — конгломераты; *4* — пески; *5* — алевролиты; *6* — глины; *7* — положение береговой линии нижнемелового бассейна

нию практических задач, связанных, например, с поисками и разведкой нефтяных и газовых месторождений.

Основой для решения такой задачи может служить, в частности, поиск береговой линии древнего морского бассейна. Как известно, с положением береговой линии часто связано формирование грубообломочных осадочных пород, являющихся хорошими коллекторами нефти или газа. Поэтому породы береговых зон древних бассейнов при прочих благоприятных условиях наиболее перспективны для поисков месторождений нефти и газа. Данные литологии пород одного возраста, вскрытых скважинами (рис. 226, *а*), наносят на карту, и, выделяя фациальные зоны, определяют положение древней береговой линии нижнемелового бассейна. Естественно, что поиски нефти и газа в отложениях нижнего мела следует направить вдоль береговой линии, в юго-западном и северо-восточном направлениях, так как в районе скв. 6 породы нижнего мела отсутствуют, а в районе скв. 1 они представлены непроницаемыми глинами. Аналогичным образом палеогеографические карты строят и для комплексов пород другого возраста.

Так как фациальная характеристика позволяет судить об условиях осадконакопления, фациальная изменчивость отложений, вскрытых скважиной, может быть использована для восстановления характера тектонических движений района.

Так, по литологической характеристике пород одного возраста (рис. 227, *а*) можно судить о том, что район скв. 1 во время формирования пород испытывал устойчивое погружение, район скв. 2

после погружения начал воздыматься, а район скв. 3 был выведен на поверхность, подвергся денудации, а затем вновь испытал трансгрессию моря (рис. 227, *б*).

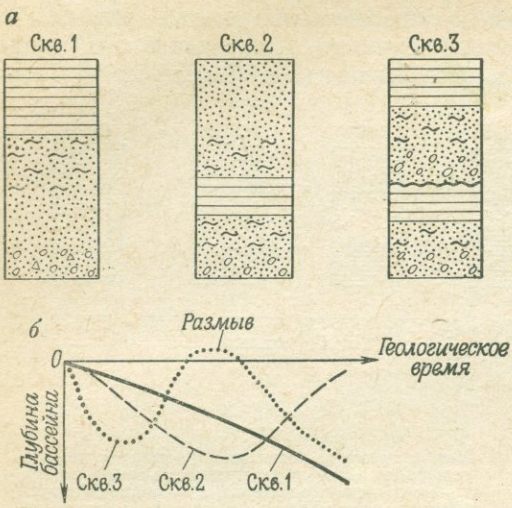


Рис. 227. Реконструкция знака колебательных движений

а — данные литологического состава пород; *б* — график колебательных движений

Анализ более длительных отрезков геологического времени обычно свидетельствует о сложном характере колебательных движений земной коры. Так, Подмосковье только в течение юрского и мелового периодов испытало не менее шести трансгрессий и регрессий моря (рис. 228).

В процессе колебательных движений земной коры происходит постоянное перераспределение суши и моря и перемещение береговых линий. Это перемещение приводит к тому, что на протяжении геологической истории на одном и том же участке земной поверхности формируются фации различного типа. Поверх отложений одной фации накапливаются осадки другой, отвечающие новым физико-географическим условиям на данном участке, установившимся при новой конфигурации бассейна.

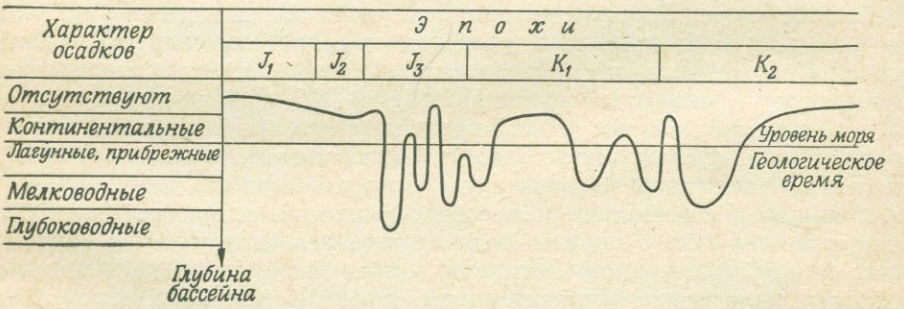


Рис. 228. График колебательных движений территории Подмосковья в юрском и меловом периодах

Допустим, что фациальная зональность в морском бассейне установилась при каком-то определенном положении береговой линии (положение I рис. 229). Если море трансгрессирует и береговая линия смещается в глубь континента, участок дна, ранее незначительно удаленный от берега, окажется в более глубоководных

условиях. Накопление мелководных осадков во времени сменится накоплением осадков более глубоководных. Новый план фациальной зональности, установившийся при новом положении береговой ли-

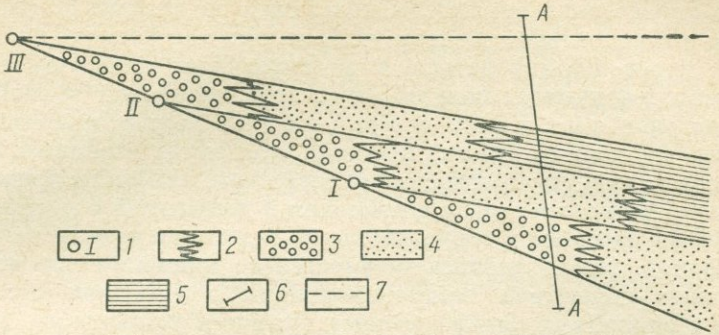


Рис. 229. Характер миграции фаций в прибрежной зоне

1 — положение береговой линии; *2* — зоны фациального замещения; *3* — конгломераты; *4* — пески; *5* — глины; *6* — вертикальный разрез фаций разной глубинности; *7* — положение современного уровня моря

нии (положение II), не будет совпадать с прежним. В результате в отложениях трансгрессирующего бассейна как в разрезе, при переходе от более древних к более молодым комплексам, так и по площади, в пределах одного возрастного комплекса, мелководные фации будут замещаться глубоководными. В отложениях регрессирующего бассейна характер фациальной изменчивости будет прямо противоположным. Снизу вверх по разрезу и в направлении береговой линии, внутри одного возрастного комплекса, глубоководные фации будут замещаться мелководными.

Явление смещения границ фациальных зон, вызванное перемещением береговой линии, получило название миграции фаций. По характеру миграции фаций выделяются трансгрессивные и регрессивные серии отложений. Первые характерны для участков земной коры, испытывающих устойчивое погружение, вторые — для участков, характеризующихся тенденцией к поднятию.

Таким образом, изучение фациального состава отложений позволяет проследить характер колебательных движений, которые испытал

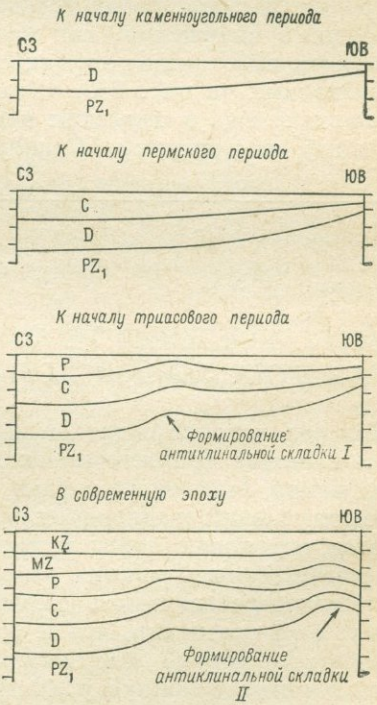


Рис. 230. Пример палеотектонического анализа мощностей пород по профилю

район за время накопления изучаемой толщи. Литолого-фациальный анализ достаточно достоверно фиксирует последовательность колебаний земной коры и изменения знака этих движений. Однако определение амплитуды колебаний по данным фациального анализа в значительной степени условно, так как близкие по составу породы могут формироваться в значительном диапазоне глубин. Более определенные данные об амплитуде колебаний земной коры получают при анализе мощностей пород, накопившихся в течение изучаемого отрезка времени. Этот метод позволяет восстанавливать амплитуду прогибания земной коры, исходя из представления о непрерывности осадконакопления и допущений о незначительной глубине бассейна и горизонтальном залегании кровли накопленных осадков. Метод анализа мощностей не применим при наличии длительных перерывов осадконакопления и глубоких размывов. Однако в спокойных платформенных условиях устойчивого, но дифференцированного прогибания различных участков района использование анализа мощностей позволяет с достаточной детальностью проследить историю формирования стратиграфических поверхностей, а следовательно, установить возраст современных структур. Эта особенность палеотектонического анализа мощностей имеет важное значение для оценки перспектив нефтегазоносности структур. При прочих благоприятных условиях наиболее перспективны структуры древнего заложения, так как вероятность заполнения их нефтью и газом выше, чем молодых структур. Так, из двух структур, изображенных на рис. 230, антиклинальную складку *I*, которая была заложена еще в пермском периоде, следует считать более перспективной, чем складку *II* кайнозойского возраста.

Глава XXI

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как реконструкция геологического строения земной коры, так и восстановление геотектонического режима ее развития основаны на изучении слагающих горных пород. Однако если главным показателем условий осадконакопления и амплитуды колебаний коры являются литология пород и характер органических остатков, то при восстановлении режима развития коры используют также данные о характере взаимного залегания пород, дислокациях, магматизме и т. д. Естественно, что в условиях единого режима могут формироваться породы различного состава, поэтому литология пород, хотя и играет важную роль при восстановлении режима, не является определяющим фактором, как при рассмотрении условий осадконакопления. Таким образом, горные породы (и входящие в их состав минералы) служат своеобразной «фотографией» не только физико-

географических условий осадконакопления, но и общего режима развития изучаемого участка земной коры.

Например, мощная толща смятых в складки метаморфизованных крупнообломочных пород, переслаивающихся с эффузивными магматическими образованиями, разбитых разломами и пронизанных интрузиями, является достаточно достоверным свидетельством геосинклинального режима развития коры в эпоху формирования этого комплекса. И наоборот, толща осадочных пород карбонатно-терригенного состава с прослоями хемогенных осадков общей мощностью 1—3 км, залегающих практически горизонтально без признаков магматизма, свидетельствует о платформенном режиме развития земной коры.



Рис. 231. Формирование формаций на различных стадиях развития земной коры
1 — кривая тектонических движений

Такие комплексы горных пород различного литологического состава, формировавшиеся в условиях определенного геотектонического режима, называются ф о р м а ц и я м и.

В соответствии с рассмотренными выше (см. главу XV) режимами развития земной коры различают следующие группы формаций: геосинклинальные, платформенные, краевых (передовых) прогибов.

Геосинклинальные формации сложены породами, формирующимися в различные фазы геосинклинальной стадии, поэтому они содержат информацию об особенностях развития земной коры на этом этапе. Каждая из фаз геосинклинальной стадии сопровождается накоплением специфических пород, образующих ряд геосинклинальных формаций.

Г л и н и с т о - с л а н ц е в а я ф о р м а ц и я сложена метаморфизованными осадочными породами, среди которых преобладают обломочные образования. Накопление пород этой формации характерно для начальной фазы формирования геосинклинальной области, сопровождающейся интенсивным прогибанием и накоплением мощных пород преимущественно терригенных осадков (рис. 231). Во время следующих фаз геосинклинальной стадии эти терригенные осадки подвергаются метаморфизму и обычно представлены мощными (до 3—10 км) толщами глинистых сланцев с прослоями полимиктовых песчаников, кварцитов, доломитов и мраморов. Толща обычно

смята в интенсивные складки, сильно нарушена дизъюнктивами и часто пронизана интрузиями. Прослои эффузивных пород и вулканического туфа обычно редки, т. е. накопление пород еще не сопровождалось интенсивным подводным вулканизмом из-за сравнительно небольшой глубины прогибания. Складчатость, нарушения и интрузивный магматизм, как и метаморфизм, являются результатами переработки пород в течение следующих фаз геосинклинальной стадии.

Вулканогенно-обломочная формация представлена сложным чередованием осадочных и магматических пород. Накопление формации соответствует второй фазе геосинклинальной стадии (см. рис. 231), сопровождающейся глубоким (30—40 км) прогибанием коры, ее дроблением и интенсивным проявлением подводного вулканизма. В этих условиях происходит накопление осадочных (преимущественно обломочных) пород, переслаивающихся с эффузивными магматическими породами, нарушенных многочисленными разломами и пронизанных интрузиями. Во время последующих фаз геосинклинальной стадии это сложное чередование осадочных и магматических пород подвергается смятию в интенсивные складки с последующим дроблением. В целом основную массу вулканогенно-обломочной формации обычно составляют андезито-базальтовые лавы, вулканический туф и разнообразные кремнистые породы — кремнистые сланцы, яшмы и т. д. Последние образуются за счет выноса магмой кремнистых соединений и выщелачивания кремнезема морской водой из вулканического туфа. Нередко вулканогенно-обломочная формация обогащена соединениями железа и марганца.

Флишевая формация сложена многократным ритмичным чередованием различных типов пород. По времени формирования пород соответствует третьей фазе геосинклинальной стадии, во время которой прекращается дальнейшее прогибание земной коры (рис. 231) и наступает относительная стабилизация ее положения. Многократное проявление на этой стадии малоамплитудных эпейрогенических колебаний приводит к накоплению периодически повторяющихся слоев различных пород, часто имеющих мощность 1—2 см. Для флишевой формации характерна четкая слоистость пород различного состава — сланцев, мергелей, песчаников, известняков. В их залегании обычно наблюдается строгая ритмичность: каждый ритм состоит из разнородных в литологическом отношении пород, но расположенных в определенной, многократно повторяющейся в других ритмах, последовательности. Нарушают эту последовательность только прослои эффузивных магматических пород. Породы флишевой формации смяты в складки, разбиты разломами, пронизаны интрузиями. Формация часто отличается большой мощностью.

Молассовая формация представлена своеобразными грубообломочными плохоотсортированными терригенными породами, получившими название молассы. Моласса образуется во время завершающей фазы развития геосинклинальной области — складкообразования и горообразования (см. рис. 231). В условиях интенсивных тектонических напряжений происходит дробление пород, утративших пластичность в результате длительного проявления метаморфизма

и магматизма. Такое интенсивное разрушение только что образовавшихся складок в подводных, а затем и в наземных условиях приводит к образованию обширных шлейфов, которые обычно обрамляют горные сооружения и выполняют межгорные впадины. Молассовая формация состоит из конгломератов, галечников, грубозернистых песков и песчаников, реже глинисто-алевритовых пород с редкими прослоями эффузивных пород, что обусловлено общим затуханием вулканизма в геосинклинальной области. Состав пород молассовой формации весьма изменчив как по площади, так и по разрезу. Она обычно содержит следы глубоких размывов и поверхности угловых несогласий, обусловленные неоднократным проявлением интенсивных процессов денудации.

Платформенные формации сложены породами, образующимися в течение платформенной стадии развития участков земной коры. Формации обычно имеют небольшую мощность, редко достигающую 1 км, и сложены полого залегающими пластами осадочных пород. Дислокации преимущественно пликативные, с небольшими углами падения (до 2—3°). Дизъюнктивы обычно связаны с блоковым строением фундамента и являются результатом поздних подвижек блоков.

Песчано-глинистая формация сложена чередованием терригенных осадочных пород континентального или морского происхождения. Образуется формация на начальном этапе формирования платформы, в условиях завершающегося выравнивания рельефа геосинклинальной области, прогибания и трансгрессии моря (см. рис. 231). Формация сложена переслаивающимися пачками песков и глин. Пески обычно кварцевые или кварцевые с примесью полевых шпатов, глауконита и других устойчивых в отношении выветривания минералов. Среди глинистых отложений преобладают серые слоистые или белые каолиновые глины. Иногда песчано-глинистая формация бывает полностью или почти полностью сложена только песками или только глинами.

По условиям образования эта формация может состоять из различных пород. Преобладание глин обычно свидетельствует о морском происхождении, а преобладание песков может быть обусловлено прибрежно-морскими или эоловыми, или речными, или озерными условиями осадконакопления.

Карбонатная формация представлена чередованием карбонатных отложений органогенного и хемогенного происхождения с прослоями и линзами терригенных осадков, гипсов, ангидритов. Образование формации соответствует стадии прогибания платформы. В мелководных открытых эпиконтинентальных морях происходит накопление органогенных карбонатных отложений, а в обособленных засолоненных участках бассейнов (типа лагун) и других хемогенных пород (карбонаты, сульфаты и т. п.). В разрезе карбонатной формации преобладают хемогенные и органогенные известняки, доломиты, часто глинистые, с прослоями и линзами глин, алевролитов, гипсов и ангидритов. Иногда в карбонатной толще встречаются прослои горючих или битуминозных сланцев.

Угленосно-бокситовая формация представлена породами типично континентального происхождения, образующимися в озерно-болотных условиях. Накопление пород этой формации соответствует этапу максимального воздымания платформы (см. рис. 231). Сложена формация песчано-глинистыми отложениями с линзами бурых углей, бокситов или осадочных железных руд. Соединения железа и боксита накапливаются в озерных бассейнах за счет привноса реками железа и алюминия, выщелачиваемых из горных пород в соседних районах.

Одной из разновидностей формации являются латеритные руды коры выветривания, образующиеся на возвышенных участках рельефа.

Образование углей связано с засорением озер и болот отмирающей растительностью. Однако ее переработка обычно завершается на стадии торфа или бурых углей, так как незначительное погружение плафтормы не обеспечивает достаточно высоких температур и глубокого метаморфизма растительной органики.

Формации краевых (передовых) прогибов характеризуют вполне определенные закономерности развития этих геоструктурных элементов. Однако промежуточное положение передовых прогибов между геосинклинальной и платформенной областями неизбежно приводит к тому, что формации передовых прогибов в значительной степени близки как к геосинклинальным, так и к платформенным: промежуточный характер имеют дислокации пород, средние значения между геосинклинальными и платформенными имеют мощности формаций передовых прогибов и т. д. Вместе с тем, формации передовых прогибов обладают рядом специфических черт, не свойственных формациям сопредельных областей.

Красноцветная формация отличается большим разнообразием слагающих ее пород. Она представлена песчаными и глинистыми осадками с прослоями и линзами конгломератов, галечников, гипсов, доломитов, мергелей, известняков. Наиболее грубые разности пород накапливаются в непосредственной близости от горного сооружения и образуют толщу, аналогичную молассовой формации геосинклинальных областей. По мере удаления от источников сноса грубообломочные породы сменяются более тонкими и пестроокрашенными осадками. В целом породы красноцветной формации характеризуются очень пестрой окраской: красно-бурой, коричневой, лиловой, зеленой, голубой.

По условиям образования красноцветные формации краевых прогибов представляют собой толщи речных, озерных, дельтовых и прибрежно-морских осадков. Мощность красноцветной формации нередко измеряется тысячами метров.

Соленосная формация накапливается в лагунных бассейнах, расположенных в пределах краевых прогибов. Интенсивное прогибание земной коры в этих участках обусловливает быстрое погружение и захоронение отложившихся солей, предохраняя их от растворения. Соленосная формация представлена почти исключительно химическими осадками, распределение которых зависит от

степени их растворимости. В начальную стадию в осадок выпадают доломиты, затем гипсы и ангидриты, последними — каменная соль и калийно-магнезиальные соединения. Внутри соленосных толщ нередко встречаются прослои терригенных пород — глин и песков.

Угленосная формация возникает в условиях теплого и влажного климата, когда значительные участки земной поверхности покрываются пышной растительностью. В процессе прогибания вместе с тонкозернистыми песчано-глинистыми осадками накапливаются огромные массы растительных остатков, которые постепенно углефицируются и превращаются в залежи каменных углей.

В отличие от платформенных условий, глубины прогибания (а следовательно, и температуры) здесь достаточны для глубокого метаморфизма растительных остатков и превращения их в каменный уголь.

Межгорная угленосная формация литологически крайне изменчива и характеризуется распространением главным образом грубообломочных пород — галечников, конгломератов, грубозернистых песчаников. В мощных толщах таких осадков присутствуют прослои каменных углей.

Нефтепроизводящая формация образуется в том случае, когда имеются условия для накопления значительных масс органического вещества и последующего быстрого захоронения его. Последующее преобразование органического вещества в нефть происходит при значительном погружении, создающем необходимые термодинамические условия. Именно такие условия имеются в краевых прогибах.

Нефтепроизводящая формация сложена глинистыми, песчаными и карбонатными породами. Глинистые породы изолируют органическое вещество от окислительной среды. Песчаные и карбонатные породы, обладая значительной пористостью, выполняют роль естественных резервуаров, в которых накапливаются нефтяные углеводороды.

Глава XXII

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА. НЕКОТОРЫЕ ПРАВИЛА ЗООЛОГИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ. РУКОВОДЯЩАЯ ФАУНА

Слово «эволюция» означает развитие и применяется как по отношению ко всему органическому миру в целом, так и к отдельным его представителям. В настоящее время, так же как и в древние времена, органический мир делится на две основные группы — животные и растения.

Растения способны усваивать неорганические вещества и превращать их в органические, животные такой способностью не обладают. Как правило, для своего питания животные используют уже готовые органические соединения. В этом заключается основное отличие растений от животных. Исключением из общего правила являются гетеротрофные бактерии, которые хотя и питаются готовыми органическими веществами, но по ряду других признаков относятся к растениям.

Органический мир прошел сложный и длительный путь развития, от простейших одноклеточных организмов до весьма сложного и совершенного организма — человека. Как показало изучение органического мира, уже в архейских морях обитали простейшие одноклеточные организмы, разнообразные водоросли, грибы и бактерии. В протерозое органические остатки стали более разнообразными, чем в архее. Так, в протерозойских осадках были найдены продукты жизнедеятельности сине-зеленых водорослей, остатки спор и грибов, а в ряде случаев в отложениях конца протерозоя встречаются отпечатки медуз, червей, восьмилучевых кораллов и т. д.

Начиная с кембрия, органический мир отличается разнообразием. В осадках раннего палеозоя встречаются исключительно богатая ископаемая фауна морских беспозвоночных, остатки разнообразных водорослей. Дальнейшего расцвета органический мир достиг в позднем палеозое. В это время широкое развитие получили наземная растительность и более совершенные формы животных, в частности рыбы (панцирные, кистеперые и двоякодышащие), земноводные и пресмыкающиеся.

В мезозое существовал еще более богатый и разнообразный органический мир. Наивысшего расцвета в это время достигли пресмыкающиеся, появились первые птицы и примитивные млекопитающие. Наибольшего развития достиг органический мир в кайнозойское время и особенно в четвертичный период.

Для того, чтобы изучить органический мир во всем его многообразии, нужно было определенным образом сгруппировать все орга-

низмы. Распределяя их сообразно с их родственными отношениями, получили естественную классификацию органического мира.

Таким образом, основой естественной классификации организмов являются их действительные родственные отношения. Наука о классификации организмов носит название систематики, или таксономии (от греческих слов taxis — порядок, расположение и nomos — закон). Основателем научной систематики был шведский ученый Карл Линней (1707—1778), который впервые разделил органический мир и распределил его по таксономическим единицам (группам), находящимся в определенном соподчинении. Самой крупной таксономической единицей является царство (царство растений и царство животных); затем следуют тип и класс.

Для успешного пользования классификацией органического мира необходимо знать правила зоологической номенклатуры, так как без знания этих правил трудно разобраться в обозначениях всех видов животных и растений.

Согласно классификации, типы делятся на классы, которые, в свою очередь, подразделяются на отряды, состоящие из семейств. Каждое семейство включает роды, а они подразделяются на виды. Таким образом, вид является основной элементарной единицей классификации органического мира. Но в ряде случаев среди видов выделяют подвиды или разновидности. В палеонтологии принято обозначать таксономические единицы, т. е. тип, класс, отряд, семейство, род и вид, латинскими названиями по определенной форме, например: тип — хордовые (Chordata), класс — млекопитающие (Mammalia), отряд — хищные (Carnivora), семейство — собаки (Canidae), род — собака (*Canis*), вид — собака домашняя (*Canis familiaris*). Из примера следует, что каждая из таксономических единиц крупнее, чем вид, обозначается одним словом, в то время как вид выражается двумя словами. Обозначение всех видов животных и растений двойным названием в латинской транскрипции называется двойной (бинарной) номенклатурой. Ее также предложил и ввел К. Линней (1758). Обычно после двойного названия вида ставится фамилия автора, установившего данный вид. Причем все названия, кроме видового и ниже, пишутся с заглавной буквы.

Например, в тип моллюски (Mollusca) входит класс двустворчатые (Bivalvia), среди которых выделяют род (*Cyprina*) и вид (*Cyprina islandica* Linnaeus). Таким образом, в данном примере первое слово обозначает родовое название, второе — видовое (в этом случае название дано по названию местности — Исландия), а третье фамилию автора, впервые описавшего данный вид. Очень часто фамилия автора дается сокращенно. Например, *Darwinula oblonga* Schneid. Если один и тот же вид был описан двумя авторами, то фамилии их соединяют союзом «et». В том случае, когда помимо рода указывают подродовое название, его пишут в круглых скобках и ставят перед видовым, например: *Spirifer* (*Neospirifer*) *fasciger* Keyserling.

Если фамилия автора заключена в круглые скобки, это значит, что автор вида описал его в составе другого рода, но последующие

исследователи отнесли этот вид к тому роду, в составе которого он приводится. Названия подвидов (*Subspecies*) пишутся после видового названия, например *Gigantella gigantea* subsp. *crassa* (M a r t i n).

Слово «subspecies» часто дается в сокращении (subsp.) или опускается. Подвидовое название тогда пишется непосредственно за видовым в виде триноминального обозначения, например: *Darwinula fragilis angusta* S c h n e i d. Данное написание применяется в том случае, когда вид определен недостаточно полно. Если вид определен уверенно, то перед названием подвида пишется слово (varitet); в этом случае видовое название записывают в виде: *Darwinula fragilis* var. *angusta* S c h n e i d.

Если при изучении фауны встречаются плохо сохранившиеся формы, которые невозможно определить до вида, используют следующие обозначения. В случае неопределенности вида последний обозначают словом «sp. indet.» или «sp. ind.» (indeterminatum — неопределенный), например: *Darwinula* sp. ind. В том случае, когда принадлежность к роду установлена, а принадлежность к отмечаемому виду только возможна, то перед видовым названием ставят сокращенное латинское слово «cf.» (conformis — сходный), например: *Lima* cf. *exallata* T e r g. Сокращение «aff.» (affinis — родственный) употребляют, когда хотят показать, что автор имел дело, по-видимому, с новым видом, но из-за недостатка фактического материала не дает ему нового видового названия, а ограничивается лишь указанием на близость к названному виду, например: *Darwinula* aff. *ingrata* L ü b i m. Если же автор совершенно отказывается от сравнения с каким-либо определенным видом, то после родового названия пишут «sp.», например *Gemmanella* sp., а когда таких видов несколько, «sp.» ставится дважды, например: *Gemmanella* sp. sp. Принадлежность к какой-то группе видов обозначают «ex. gr.» (ex grege — из стада), например *Darwinula* ex. gr. *artaformis* M a n d e l s t.

При характеристике стратиграфических подразделений очень часто приводят списки фауны, микрофауны и флоры. В этих списках органические остатки обычно располагают по систематическому порядку, но иногда по стратиграфическому значению. При этом, если виды одного рода повторяются, то полное название рода указывают только для первого вида в списке, для всех же остальных видов родовое название дают сокращенно (до одной или двух букв). Например: *Darwinula fragilis* S c h n e i d., *D. oblonga* S c h n e i d., *D. rotundata* L ü b i m. и т. д.

В геологии остатки органического мира используют как материал для определения относительного возраста горных пород, поскольку существование отдельных организмов животных или растений характерно для определенных отрезков времени развития Земли. Не меньшую ценность остатки животных представляют и для выяснения условий и последовательности накопления осадочных горных пород, так как организмы теснейшим образом связаны с окружающей средой обитания и в силу этого являются хорошими показателями физико-географической обстановки минувших эпох. Всевозможные остатки организмов и следы их жизнедеятельности, сохра-

нившиеся в пластах земной коры, называются окаменелостями, или ископаемыми.

В ископаемом состоянии в ряде случаев удается найти отдельные части или целые скелеты (раковины) довольно хорошей сохранности. Остатки организмов из отложений прошлых геологических эпох называют окаменелостями, или ископаемыми, даже в том случае, если они принадлежат видам, продолжающим существовать и ныне.

Обычно органические остатки претерпевают значительные изменения после их погребения в осадках. Органические вещества разлагаются и сохраняются только в исключительно благоприятных условиях. Остатки животных и растений обычно сохраняются в ископаемом состоянии только в том случае, если они подвергаются процессам, изменяющим их состав. Остатки животных претерпевают процесс так называемого окаменения. В ходе этого процесса различные минеральные вещества, растворенные в воде (карбонаты, кремнезем, сернистое железо и др.), проникают во все пустоты и заполняют их или замещают собой исходные вещества, первоначально содержавшиеся в органических остатках. Например, известковистые раковины часто замещаются кремнеземом, а кремневые скелеты губок — кальцитом. Окаменению подвергаются и растения, иногда встречаются стволы деревьев, состоящие целиком из кремнезема.

Очень часто остатки организмов сохраняются также в виде отпечатков или так называемых ядер (внутреннее ядро, внешнее ядро). Поскольку в процессе окаменения органические ткани обычно полностью разрушаются и в ископаемом состоянии сохраняются лишь твердые скелетные образования, то отпечатки и ядра (внешние и внутренние) отражают, как правило, строение только твердой части организма. При этом внутреннее ядро представляет собой слепок, или отлив, внутренней полости раковины. Наружное ядро отражает всю полость, которая образуется после растворения раковины и замещения ее другим минеральным веществом, воспроизводящим наружное строение организма.

В течение всей истории развития Земли происходила эволюция органического мира. Начиная с архея до настящего времени появлялись и исчезали не только отдельные виды и роды организмов, но и более крупные группы животных и растений. Все эти процессы смены органического мира запечатлелись в виде ископаемых остатков животных и растений, а также следов их деятельности. Поэтому обнаруженные в осадочных породах ископаемых остатки (окаменелости), относящиеся к определенному периоду развития Земли, являются до сих пор основным фактическим материалом для установления одновременности образования вмещающих пород и определения относительного возраста последних. Однако остатки не всех животных и растений в одинаковой степени приемлемы для определения возраста. С успехом используются лишь те группы организмов, которые обладают:

1) способностью сравнительно быстро видоизменяться во времени и характеризовать, таким образом, лишь небольшую часть

разреза, образование которой происходило в короткий отрезок времени;

2) способностью к широкому площадному расселению на Земном шаре;

3) способностью к массовому расселению и наличием характерных черт строения, по которым данную форму легко узнать и отличить от других организмов.

Группы животных и растений, удовлетворяющие перечисленным требованиям, называются р у к о в о д я щ и м и и используются для решения основных задач исторической геологии.

Глава XXIII

КРАТКИЙ ОБЗОР ЖИВОТНОГО И РАСТИТЕЛЬНОГО МИРА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ИСКОПАЕМЫХ

§ 1. ЖИВОТНЫЕ

ТИП PROTOZOA (ПРОСТЕЙШИЕ)

К простейшим относятся одноклеточные, наиболее просто устроенные животные организмы. Большинство из них имеет микроскопические размеры, и лишь некоторые достигают нескольких миллиметров или даже сантиметров.

Одним из наиболее типичных представителей простейших является амеба. Тело ее состоит из комочка протоплазмы с ядром внутри. Это и есть клетка, осуществляющая все функции животного — питание, дыхание, размножение. Передвигается амеба с помощью временных отростков протоплазмы, которые появляются то в одной, то в другой части тела. Они называются ложноножками. В функцию ложноножек входит также захват пищи, осуществляемый в любой части тела. Амебы не имеют ни скелета, ни какой-либо клеточной оболочки.

Другие простейшие обладают твердой наружной оболочкой — раковиной или скорлупой. Некоторые из них имеют более сложное строение. Размножаются простейшие бесполым и половым путем.

Тип простейших подразделяется на несколько классов. Наибольшее значение имеет класс саркодовых (Sarcodina), в особенности два его подкласса — фораминиферы и радиолярии. Представители их обладают минеральными раковинами, которые хорошо сохраняются в ископаемом состоянии.

Подкласс Foraminifera (фораминифера)

К подклассу фораминифер относятся простейшие животные организмы. Одни из них образуют раковину из хитина — сложного органического вещества, другие — из извести, третьи — из мельчай-

ших песчинок, сцементированных известью, окислами железа, кремнеземом и др.

Раковина может состоять из одной или нескольких камер, разделенных перегородками. На поверхности многих раковин часто образуются различные дополнительные скелетные образования или скульптура, состоящая из правильно расположенных шипов, бугорков, ребер, полос, игл. Характер камер, их число и расположение, а также другие особенности строения фораминифер обусловливают весьма большое их разнообразие. При определении фораминифер обращают внимание на все детали строения раковины: внешнюю форму, характер расположения камер и их число, форму устья, скульптуру, строение и состав стенки и другие признаки (рис. 232).

Род *Globigerina* (глобигерина)

Раковины шарообразные, состоят из нескольких камер, пористые, известковистые, очень мелкие (микроскопические). На поверхности раковины располагаются многочисленные тонкие длинные иглы, которые легко отламываются и в ископаемом состоянии не сохраняются. Наличие большого числа игл увеличивает поверхность раковины и позволяет организму парить в воде. Глобигерины обитают в открытом море, вдали от берегов. Широко распространены в современных теплых морях и океанах.

Распространены в породах от юры до настоящего времени. Особенно типичны для позднемеловой эпохи.

Род *Fusulina* (фузулина)

Раковина веретенообразная, известковая, пористая. Имеет несколько оборотов, разделенных складчатыми перегородками на множество камер. Последний оборот перекрывает все предыдущие. Поверхность раковины покрыта бороздками. По форме и размеру фузулины напоминают зерно ржи или ячменя.

Распространены в породах среднего и верхнего карбона.

Род *Schwagerina* (швагерина)

Раковина шаровидной формы с бороздками на поверхности. Распространены в породах нижней перми.

Род *Nummulites* (нуммулитес)

Раковина дискообразная, известковая, пористая, по форме и размеру напоминает монету. Состоит из спиральных оборотов, разделенных перегородками на многочисленные камеры. Каждый последующий оборот обнимает предыдущий. Нуммулиты — наиболее крупные представители простейших: диаметр некоторых видов достигает 10 см.

Распространены в породах верхнего мела и палеогена.

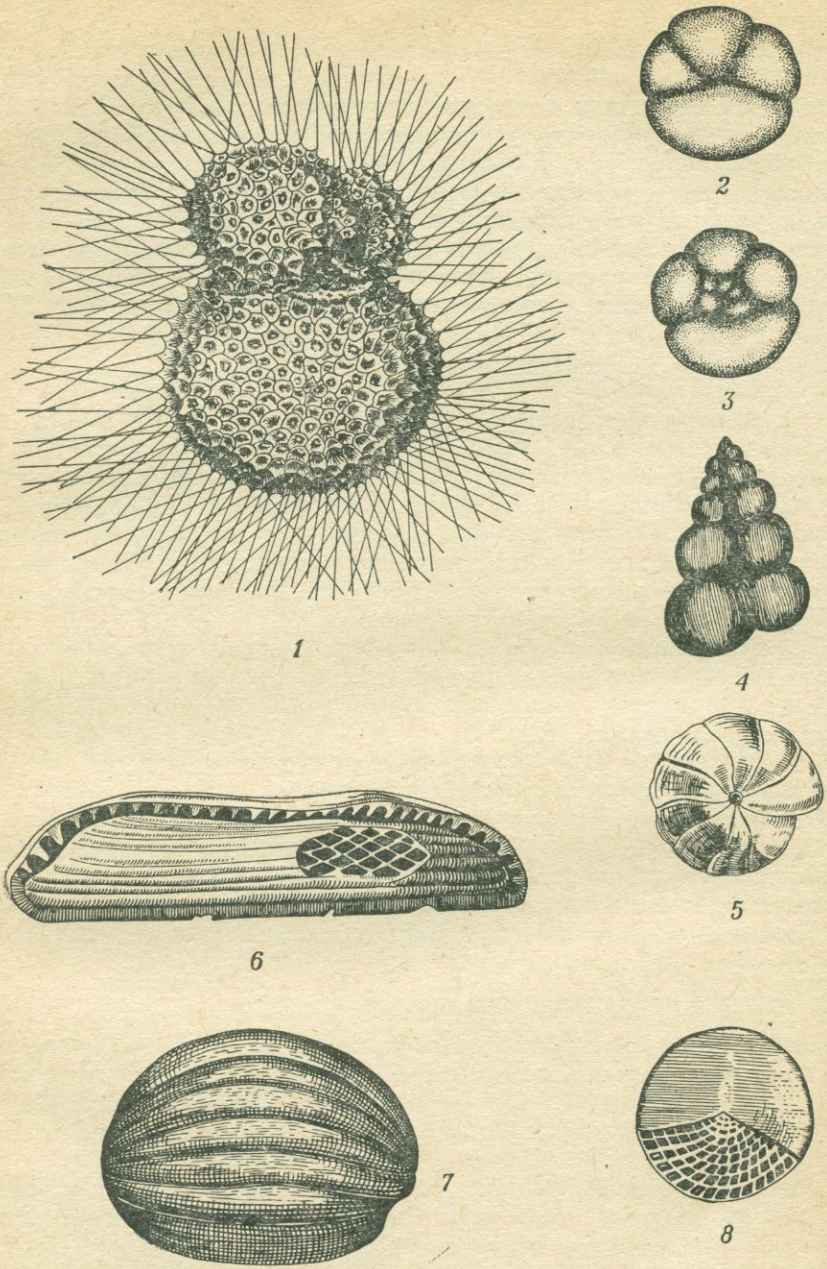


Рис. 232. Фораминиферы (сильно увеличено):
1 — Globigerina современная; *2—5 — Globigerina* ископаемые; *6 — Fusulina*, *7 — Schwagerina*; *8 — Nummulites*

В связи с тем, что фораминиферы обладают раковиной, хорошо сохраняющейся в ископаемом состоянии, они имеют очень важное значение для исторической геологии. Фораминиферы очень разнообразны и дают много руководящих форм, с помощью которых легко определяют относительный возраст горных пород.

Особенно широко используются фораминиферы при расчленении пород в нефтяной геологии. Это связано с тем, что нефтеносные горизонты чаще всего приурочены к толщам пород, лишенным макрофауны, но богатым микрофауной. Разработан и широко применяется микропалеонтологический метод определения геологического возраста слоев, основанный на изучении в основном простейших организмов и, в частности, фораминифер.

Обладая минеральным скелетом, простейшие неоднократно играли в истории Земли роль породообразующих организмов, поставляя материал для формирования многометровых толщ фузулиновых, нуммулитовых, швагериновых известняков, мергелей или мела.

ТИП SPONGIA (ГУБКИ)

Губки — наиболее примитивные из многоклеточных организмов. Разделение тела на ткани у них выражено слабо.

Тело губки представляет собой мешочек бокаловидной формы с многочисленными каналами и порами, пронизывающими стенки (рис. 233). Оно состоит из трех слоев: наружного, промежуточного и внутреннего.

Скелетные элементы — роговые, известковые или кремневые иглы (спикулы) — вырабатываются в промежуточном слое. Форма их бывает различной: одноосной, трехосной, четырехосной, корневидной и т. д. На этом различии построена классификация губок. Скелеты губок, состоящие из свободных или сросшихся спикул, хорошо сохраняются в ископаемом состоянии.

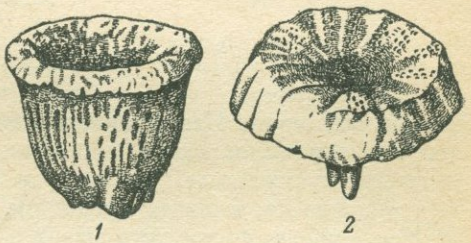


Рис. 233. Губки:
1 — Ventriculites; 2 — Coeloptychium

Внутренняя полость губки и стенки каналов покрыты клетками, снабженными жгутиками, которые постоянными колебаниями создают непрерывный приток воды внутрь полости через поры. С водой приносятся пища и кислород. Вода и отбросы выводятся через отверстие в верхней части тела.

Губки, как правило, живут в море, лишь немногие их формы обитают в пресных водоемах. Образ жизни губок прикрепленный, донный. Встречаются как одиночные, так и колониальные формы.

Из представителей губок можно назвать *Ventriculites* — конусовидную форму с корневидными выростами внизу и *Coeloptychium* — грибовидную форму. Оба рода характерны для мелового периода.

ТИП ARCHAEOCYATHA (АРХЕОЦИАТЫ)

В раннем палеозое обитали своеобразные животные — археоциаты (рис. 234). Они имели тело конусообразной формы с центральной полостью внутри. Скелет большинства археоциат состоит из двух стенок, напоминающих вложенные один в другой конусы. Стенки пронизаны рядами пор. Между стенками располагаются радиальные и горизонтальные известковые перегородки и другие известковые образования.

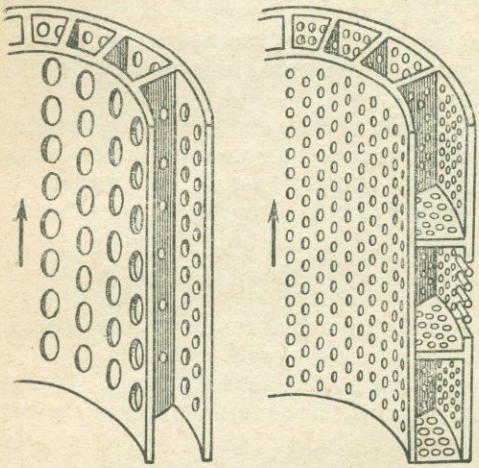


Рис. 234. Archaeocyathus

Среди археоциат встречаются как одиночные, так и колониальные формы.

Археоциат находят в породах нижнего кембрия.

ТИП COELENTERATA (КИШЕЧНОПОЛОСТНЫЕ)

Кишечнополостные — водные, преимущественно морские одиночные и колониальные животные. К ним относятся кораллы, медузы, пресноводная гидра и другие формы.

Тело кишечнополостных имеет форму трехслойного мешка с центральной полостью, открывающейся наружу ртом, окруженным венцом щупалец. Центральная полость является пищеварительной, чем кишечнополостные отличаются от губок. У кишечнополостных развиты мускульные, нервные и так называемые стрекательные, или крапивные, клетки; последние выполняют защитную функцию. Многие кишечнополостные выделяют твердый известковый или роговой скелет. Размножаются кишечнополостные бесполым и половым путем.

Тип кишечнополостных делится на три класса. В ископаемом состоянии хорошо сохраняются представители двух классов: гидроидных и коралловых полипов.

Класс Hydrozoa (гидроидные)

У гидроидных пищеварительная полость лишена перегородок. Живут они в морских, реже в пресных водах.

У большинства представителей этого класса наблюдается чередование бесполого и полового поколений. Одно поколение представлено свободно плавающими, лишенными какого-либо скелета организмами — медузами, второе — полипами, которые, как правило, прикрепляются к подводным скалам и образуют большие колонии. В колониях разные полипы имеют неодинаковую форму и выполняют различные функции.

Некоторые гидроидные выделяют твердые скелетные образования в виде известковых пластин, общих для всей колонии. К таким гидроидным относится вымершая группа — строматопоры (Stromatopora), известковые колонии которых встречаются в отложениях от силура до мела. Эти колонии образуют иногда целые толщи значительной мощности и принимают участие в рифообразовании (рис. 235).

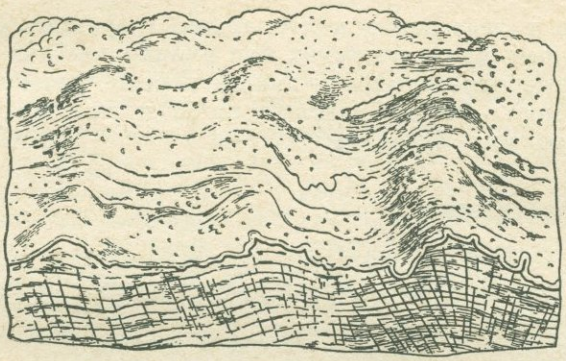


Рис. 235. Stromatopora

Класс Anthozoa (коралловые полипы)

Пищеварительная полость коралловых полипов, в отличии от гидроидных, разделена мягкими радиальными перегородками на камеры. В колонии все особи совершенно одинаковые. Нет у них и медузоидного поколения.

Большинство кораллов выделяет твердый известковый скелет в виде трубочки или чашечки (рис. 236). Известковые скелеты отдельных особей получили название кораллитов. Внутри коралита возникают известковые образования: радиальные известковые перегородки, или септы, и горизонтальные известковые

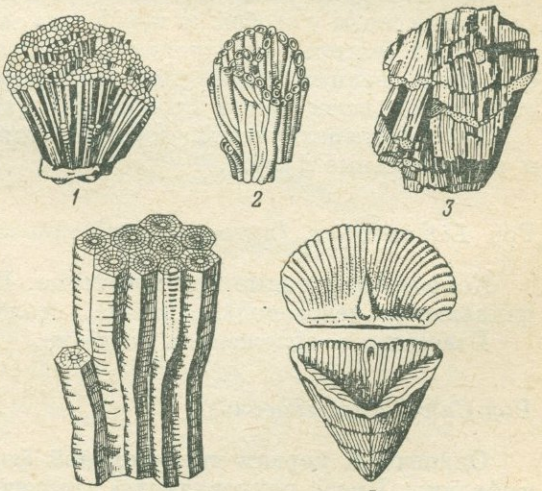


Рис. 236. Кораллы:
1 — Favosites; 2 — Halysites; 3 — Chaetetes; 4 — Lithostrotion; 5 — Calceola

перегородки, или д н и щ а, вертикальный с т о л б и к и периферическая п у з ы р ч а т а я т к а н ь, образованная из неправильных пластинок.

Основные подклассы коралловых полипов: табуляты, четырехлучевые кораллы, шестилучевые кораллы и хететиды.

Подкласс Tabulata (табуляты)

Вымершие палеозойские колониальные кораллы. Колонии состоят из длинных призматических или цилиндрических кораллитов. Горизонтальные перегородки — днища хорошо развиты. Радиальные перегородки — септы развиты слабо и иногда представлены рядами шипов или бугорков.

Род *Favosites* (фавозитес)

Колония состоит из длинных призматических многоугольных кораллитов, плотно примыкающих друг к другу. По форме напоминают медовые соты.

Распространены в породах силура и девона.

Род *Halysites* (хализитес)

Колония состоит из трубчатых кораллитов с овальным сечением, расположенных в виде цепочки.

Распространены в отложениях силура.

Подкласс Tetracoralla (четырехлучевые кораллы)

Свое название четырехлучевые кораллы получили в связи с тем, что новые септы у особей по мере роста закладываются одновременно в четырех секторах (квадрантах). У взрослых кораллов количество септ очень велико. Кроме днищ и септ, внутри кораллита в центре образуются известковый столбик и пузырчатая ткань.

Среди четырехлучевых кораллов имеются как одиночные, так и колониальные формы.

Род *Lithostrotion* (литостроцион)

Колонии массивные или кустистые. Внутри кораллитов имеются радиальные перегородки, днища, столбик и пузырчатая ткань.

Известны в отложениях карбона.

Род *Calceola* (кальцеола)

Одиночный коралл трехугольной формы, напоминающий носок туфельки. Имеет полуовальную крышечку.

Распространен в породах среднего девона.

Подкласс Hexacoralla (шестилучевые кораллы)

К шестилучевым кораллам относятся одиночные и колониальные кораллы с хорошо развитыми септами, число которых кратно шести. Шестилучевые кораллы известны с начала мезозоя и широко распространены в современных морях. Особенного значения для стратиграфии не имеют.

Подкласс Chaetetida (хететиды)

Вымершие колониальные организмы. Колонии состоят из очень тонких трубочек различного сечения с многочисленными горизонтальными днищами и недоразвитыми радиальными перегородками.

Характерным представителем подкласса является род хететес (*Chaetetes*), распространенный в среднем девоне — карбоне.

Колониальные кораллы всех рассмотренных подклассов принимают участие в строении коралловых рифов. Поэтому они имеют важное породообразующее, точнее рифообразующее, значение.

Рифообразование происходит только там, где обитают рифообразующие кораллы, т. е. в мелководной полосе теплых морей (на глубинах до 20—40 м), характеризующихся постоянной нормальной соленостью (3,5%) и среднегодовой температурой не ниже 20° С. Одиночные кораллы живут на разных глубинах.

Тип кишечнополостных дал много руководящих форм для стратиграфического расчленения палеозоя.

ТИП ANNELIDA (КОЛЬЧАТЫЕ ЧЕРВИ)

Черви образуют весьма обширную группу животных, объединяющую несколько самостоятельных типов. Абсолютное большинство представителей этой группы не имеет минерального скелета

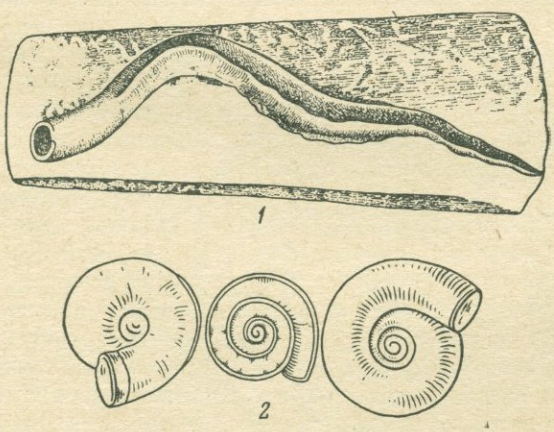


Рис. 237. Черви:
1 — Serpula; 2 — Spirorbis

и поэтому в ископаемом состоянии малоизвестно. Встречаются только отпечатки тела червей, на основании которых делают заключение о раннем появлении этой группы животных (они известны с кембрия) и об их большом разнообразии.

Кольчатые черви — наиболее высоко организованный тип червей. Некоторые представители их выделяют вокруг себя известковые трубки, сохраняющиеся в ископаемом состоянии. Характерными представителями являются роды *Serpula* (серпула) и *Spirorbis* (спирорбис) (рис. 237).

ТИП ARTHROPODA (ЧЛЕНИСТОНОГИЕ)

К типу членистоногих относятся животные, тело которых состоит из большого числа члеников или сегментов. Почти все сегменты несут по паре конечностей, которые, в свою очередь, также имеют членистое строение. Тело членистоногого покрыто хитиновым, а иногда хитиново-известковым панцирем. В процессе роста панцирь периодически сбрасывается. Симметрия тела у членистоногих двусторонняя.

Членистоногие имеют хорошо развитые пищеварительную, кровеносную, нервную системы и органы чувств, особенно глаза. Глаза могут быть простыми или сложными, т. е. состоящими из множества мелких глазков, каждый из которых воспринимает определенную часть изображения. Некоторые формы членистоногих глаз не имеют.

Тип членистоногих состоит из нескольких классов, из которых наиболее важны трилобиты и ракообразные.

Класс Trilobitae (трилобиты)

Трилобиты — морские животные, обитавшие в палеозойское время (рис. 238), имели хитиново-известковый панцирь, разделенный в продольном и поперечном направлениях на три части. Членики трилобитов, срастаясь, образуют головной и хвостовой щиты, между которыми располагается туловище, состоящее из различного числа не сросшихся члеников. На головном щите выделяются три части: центральная, или глабель, и две боковые — щеки. У большинства родов щеки делятся узкой бороздкой, называемой л и ц е в ы м

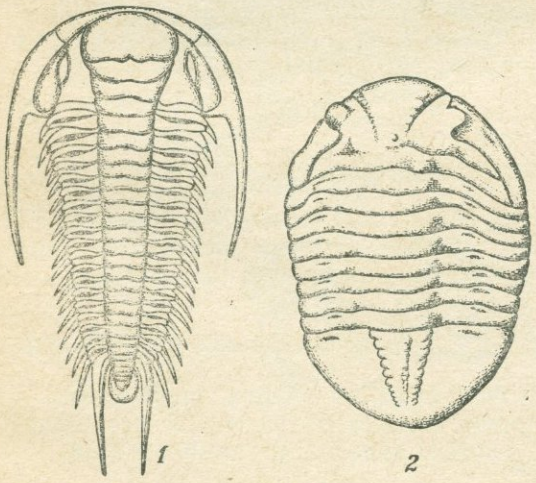


Рис. 238. Трилобиты:
1 — Paradoxides; 2 — Asaphus

ш в о м, на две части — неподвижную и подвижную. На подвижной щеке располагаются глаза. Иногда задние углы подвижных щек вытянуты в шипы.

Род *Paradoxides* (парадоксидес)

Головной щит большой, хвостовой слабо развит. От щечных углов назад отходят два длинных шипа. На туловищных члениках имеются шипы. У последнего туловищного членика они сильно вытянуты назад. Глаза маленькие. Глабель расширяется впереди.

Распространены в породах среднего кембрия.

Род *Asaphus* (азафус)

Головной и хвостовой щиты полукруглые, почти равные. Глабель сильно вздута, приближена к переднему краю. Глаза выпуклые, на стебельках.

Распространены в отложениях ордовика.

Род *Phacops* (факопс)

Головной и хвостовой щиты одинаковой величины. Глаза большие, сложные. Глабель вздутая, крупная.

Распространены в породах силура и нижнего девона.

Нижний палеозой — время расцвета трилобитов. В это время они занимали господствующее положение среди остальной морской фауны. Расчленение разрезов кембрия, ордовика и силура производится в основном по трилобитам.

ТИП MOLLUSCA (МОЛЛЮСКИ)

К типу моллюсков, или мягкотелых, относится обширная группа животных, таких, как улитки, устрицы, осьминоги и т. д. Это очень многочисленная и разнообразная группа беспозвоночных животных.

Моллюски в подавляющем большинстве — морские животные, но некоторые представители их живут в реках, озерах или даже ведут наземный образ жизни. Морские моллюски встречаются как на больших глубинах, так и в мелководье. Одни из них ведут донный, другие плавающий образ жизни.

Моллюски довольно высокоорганизованные животные. Они имеют сложно устроенные пищеварительные органы, кровеносную систему с сердцем, нервную систему, органы чувств и т. д. Тело моллюска одето мягкой оболочкой — мантией. Клетки мантии выделяют раковину, защищающую тело животного. Раковина хитиновая или чаще известковая. Между мантией и находящейся внутри нее частью тела имеется мантийная полость, где расположены жабры. На брюшной стороне есть мускульный орган — нога, с помощью которого животное передвигается.

Моллюски, как правило, обладают двусторонней симметрией тела.

Тип моллюсков делится на несколько классов. Наиболее богато представлены три класса: брюхоногие, двустворчатые и головоногие.

Класс Gastropoda (брюхоногие)

Мягкое тело брюхоногих моллюсков заключено в асимметричную спирально закрученную коническую раковину (рис. 239). Иногда встречаются спиральные раковины, свернутые в одной плоскости, или даже колпачковидные раковины. Поверхность раковины гладкая или несет различные ребра, бугорки, выросты.

Брюхоногие, как правило, обитают в воде, но некоторые формы приспособились к жизни на суше. Водные брюхоногие дышат жабрами, наземные — легкими.



Рис. 239. Брюхоногие моллюски:
1 — Trochus; 2 — Helix

Род *Trochus* (трохус)

Раковина трохуса спирально-коническая с невысокими плоскими оборотами. На последнем обороте имеется коническое углубление — п у п о к и низкое скошенное устье, служившее для выхода тела наружу. На поверхности раковины спиральные бугорчатые ребра.

Распространены в неогеновых и четвертичных отложениях.

Род *Helix* (геликс)

Раковина имеет вид низкой конической спирали. Обороты выпуклые, гладкие. Устье округлое. Живет на суше.

Распространены в породах от палеогеновых до четвертичных.

Класс Bivalvia (двустворчатые моллюски)

Мягкое тело двустворчатых моллюсков (иногда их называют топороногими, или пелециподами) заключено в раковину, обе створки которой обычно одинаковы. Плоскость симметрии проходит между створками раковины, а само животное является, таким образом, двусторонне симметричным (рис. 240).

Питаются двустворки мельчайшими пищевыми частицами, содержащимися в воде.

Все внутренние органы заключены в мантию. Она состоит из двух лопастей — правой и левой, каждая из которых выделяет свою створку раковины. Мантия прикрепляется к внутренней стороне раковины, ближе к нижнему краю створок, отчего на последних образуется своеобразный след — мантийная линия.

Нога занимает срединное положение и имеет языковидную или клинообразную форму. С обеих сторон от ноги свисают жабры.

Створки раковины имеют макушку на спинном, или верхнем, крае. Сочленение створок осуществляется при помощи так называемого замка и связки. Замок состоит из известковых выростов, или зубов, расположенных под макушками. Зубы одной створки входят в ямки противоположной створки. Связка служит для открывания раковины. Она может быть наружной или внутренней. Для закрывания раковины служат мускулы, отпечатки которых видны внутри створок.

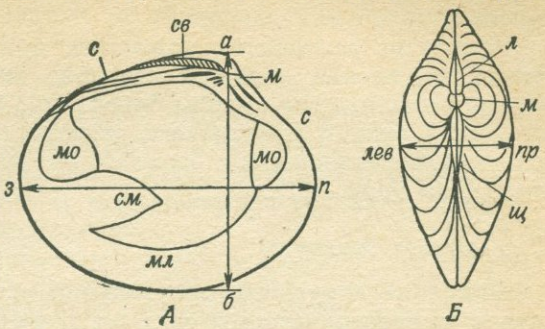


Рис. 240. Схема строения раковины двустворчатого моллюска:

А — левая створка изнутри; *Б* — вид на обе створки со спины.
м — макушка; *с* — *с* — спинной край; *п* — передний край; *з* — задний край; *б* — брюшной (нижний) край; *мо* — мускульные отпечатки; *мл* — мантийная линия; *см* — синус мантийной линии; *л* — луночка; *щ* — щиток; *св* — связка; *лев* — левая створка; *пр* — правая створка; *а* — *б* — высота раковины; *з* — *п* — длина раковины

Наружная поверхность раковины гладкая или покрыта радиальными ребрами или концентрическими складками. Иногда имеются

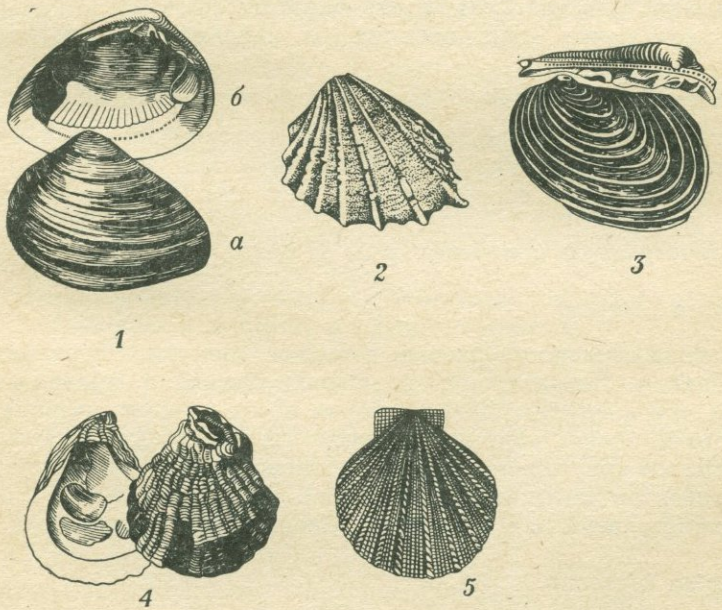


Рис. 241. Двустворчатые моллюски (бивальвии):

1 — *Mactra* (*а* — вид снаружи, *б* — вид изнутри); *2* — *Cardium*; *3* — *Inoceramus*; *4* — *Ostrea*; *5* — *Pecten*

выросты или шипы. Раковины двустворок состоят обычно из трех слоев: наружного — рогового, среднего — призматического и внутреннего — перламутрового.

Одним из важнейших признаков при классификации двустворчатых моллюсков является строение замка. В упрощенном виде можно выделить три группы бивальвий: 1) рядозубые — с многочисленными зубами одинакового размера; 2) разнозубые — с зубами различной величины; 3) беззубые — зубы отсутствуют или слабо выражены (рис. 241).

Род *Mactra* (мактра)

Раковина округленно-треугольной формы. Поверхность гладкая или с концентрическими следами нарастания. Замок разнозубый. На правой створке — два кардинальных (срединных) зуба и по обе стороны от них по два боковых зуба. На левой створке — один кардинальный зуб и по одному боковому зубу по обе стороны от него. Два мускульных отпечатка.

Распространены в породах от мелового до четвертичного возраста.

Род *Cardium* (кардиум)

Форма раковины сильно варьирует, чаще всего овальная. Макушки обращены вперед. Внешняя поверхность раковины покрыта радиальными ребрами. Замок разнозубый.

Распространены в отложениях от меловых до четвертичных.

Род *Inoceramus* (иноцерамус)

Раковина крупная, массивная, неравностворчатая. На внешней поверхности — серия грубых концентрических складок. Зубы отсутствуют, створки сочленяются с помощью сложно устроенной связки.

Распространены в породах юры и мела.

Род *Ostrea* (острея)

Раковина неравностворчатая, неравносторонняя. Очертания весьма изменчивы. Левая створка большая и выпуклая, правая меньше, плоская или вогнутая. Левая створка несет концентрические следы нарастания, иногда покрыта ребрами. Под макушкой внутри раковины имеется треугольная ямка для связки, а в центре раковины — один отпечаток замыкающего мускула.

Распространены в породах от меловых до четвертичных.

Род *Pecten* (пектен)

Раковина округлой формы, равносторонняя и равностворчатая, уплощенная. По обе стороны макушки образуются ушкообразные выросты. Поверхность раковины покрыта радиальными ребрами,

реже гладкая. Зубов нет. На створках под макушкой имеется треугольная ямка для связки.

Распространены в отложениях от триасовых до четвертичных.

Класс Cephalopoda (головоногие)

К классу головоногих моллюсков относится значительная и весьма разнообразная группа морских организмов, большая часть которых жила в палеозое и мезозое. Число головоногих, обитающих в настоящее время, невелико. К ним относится наутилус, каракатица, осьминог и некоторые другие.

Головоногие моллюски обладают хорошо развитой обособленной головой, высоко развитыми органами чувств и совершенными глазами. Рот окружен щупальцами, которые служат для захвата пищи и отчасти для передвижения. Основным органом передвижения большинства головоногих является воронка — трубчатый мускулистый орган, соответствующий ноге других моллюсков, сообщающийся с жаберной полостью моллюска. При ритмических движениях воронки из жаберной полости с большой силой выталкивается струя воды и животное, получая толчок, передвигается по принципу ракеты.

Головоногие моллюски имеют двусторонне симметричное тело.

Среди головоногих различают формы с наружной раковиной, к которым относятся главным образом вымершие животные (кроме современного наутилуса), и формы с внутренней раковиной.

Раковины наружнораковинных головоногих имеют вид прямых, согнутых или спирально закрученных конических трубок, разделенных поперечными перегородками на ряд камер. Линия соприкосновения перегородки со стенкой раковины называется перегородочной, или лопастной, линией. Она бывает прямая или сложно рассеченная в зависимости от формы перегородок. Мягкое тело животного помещается в передней, самой большой камере, которая называется жилой. Остальные камеры заполнены жидкостью и газом, они называются гидростатическими, так как способствуют поддержанию тела животного в воде.

У внутираковинных раковина расположена внутри тела.

Класс головоногих делится на ряд подклассов.

Подкласс Nautiloidea (наутилоидеи)

Отряд наутилоидей объединяет наиболее древних примитивных головоногих моллюсков. Большинство из них жило в палеозое и только один род — наутилус — живет в настоящее время (рис. 242).

Род *Orthoceras* (ортоцерас)

Раковина прямая, конусообразная. Сифон узкий, занимает центральное положение. Перегородки слабовыпуклые в сторону начальной камеры.

Время распространения — средний ордовик.

Подкласс Endoceratoidea (эндоцератиты)

Род *Endoceras* (эндоцерас)

Раковина прямая, длинная, конусообразная, в поперечном разрезе округлая или овальная. Сифон толстый, расположен вблизи стенки раковины. Перегородочная линия прямая.

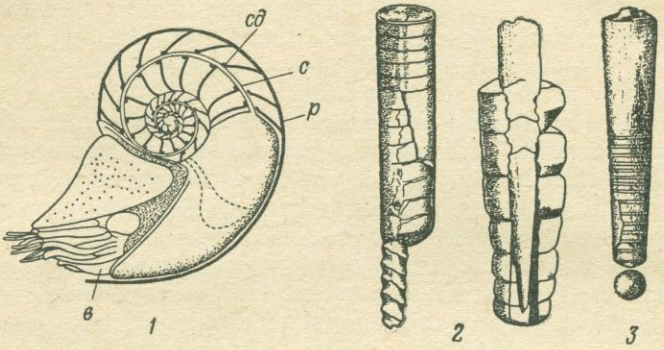


Рис. 242. Наутилоидеи:
1 — *Nautilus* (*с* — сифон, *сд* — сифонные дудки, *в* — воронка, *р* — раковина), *2* — *Endoceras*, *3* — *Orthoceras*

Подкласс Ammonoidea (аммоноидеи)

Раковины аммоноидей, как правило, спирально свернуты в одной плоскости, но встречаются также прямые или полузакрученные раковины. Для аммоноидей характерно извилистое строение меж-

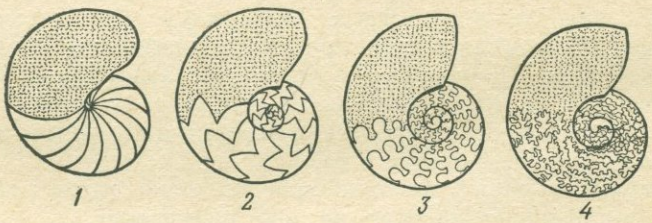


Рис. 243. Типы лопастных линий:
1 — агониатитовый; *2* — гониатитовый; *3* — цератитовый; *4* — аммонитовый

камерных перегородок, что находит отражение в характере перегородочной линии. Если у наутилоидей она прямая или слабо вогнутая, то у аммоноидей имеет сложное очертание и состоит из чередования выпуклых (седла) и вогнутых (лопасти) частей. Строение перегородочной линии служит основой для классификации аммоноидей.

Перегородочные линии аммоноидей (рис. 243) бывают четырех типов: 1) агониатитовый — лопасти и седла простые, нерасчлененные, малочисленные; на боковой стороне раковины видна широкая, слабо вогнутая лопасть; 2) гониатитовый — ло-

пасти и седла простые, нерасчлененные; лопасти заостренные, седла округленные; агониатитовый и гониатитовый типы перегородочных линий характерны для наиболее древних палеозойских (девон — триас) аммоноидей, называемых гониатитами; 3) цератитовый — седла округленные, нерасчлененные, лопасти мелкозазубренные; этот тип характерен для пермских и триасовых аммоноидей, называемых цератитами; 4) аммонитовый — лопасти и седла сильно расчленены; тип характерен для мезозойских аммоноидей (триас — мел).

Поверхность раковины аммоноидей гладкая или скульптированная. Скульптура весьма разнообразная (рис. 244). Сифон приближен к наружному краю, исключением служит лишь один род — *Clymenia*, у которого он проходит вблизи внутреннего края оборотов раковины.

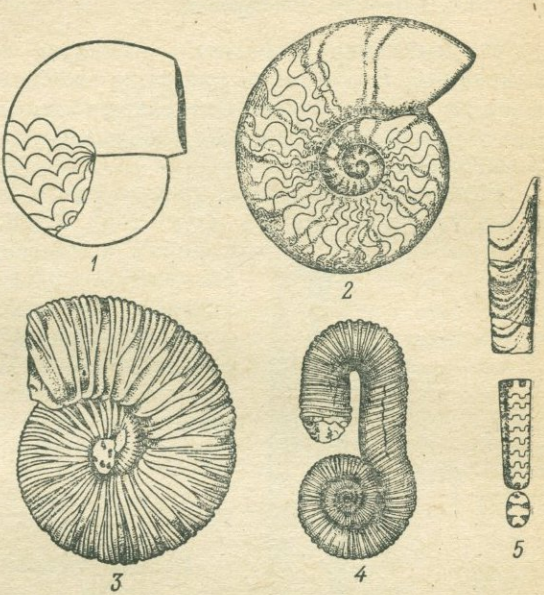


Рис. 244. Аммоноидеи:
1 — Timanites; 2 — Ceratiies; 3 — Virgatites; 4 — Scaphites; 5 — Baculites

Род *Timanites* (тиманитес)

Раковина дисковидная, сжатая с боков, гладкая, заостренная с наружной стороны. Внешний оборот большой, объемлющий внутренние обороты. Перегородочная линия гониатитового типа состоит из широких округлых седел и заостренных лопастей.

Распространены в породах верхнего девона.

Род *Ceratites* (цератитес)

Раковина толстая со слабо объемлющими оборотами. На поверхности ее имеются грубые поперечные ребра, образующие бугорки у наружной стороны оборотов. Перегородочная линия цератитового типа.

Распространены в отложениях среднего триаса.

Род *Virgatites* (виргатитес)

Раковина уплощенная с высокими оборотами. Пупок узкий. Поверхность раковины покрыта поперечными ребрами. Ребра многоветвистые, насчитывается до пяти-шести веточек, примыкающих

поочередно к первой, наиболее крупной ветви. Перегородочная линия аммонитового типа.

Распространены в породах верхней юры.

Из полуразвернутых форм можно назвать скафитес (*Scaphites*), а из форм, обладающих прямой раковиной, — бакулитес (*Baculites*).

Подкласс Coleoidea (колеоиден)

К подклассу колеоидей относятся головоногие с внутренней раковиной. Это — ныне живущие кальмары, каракатицы, осьминоги и др., а также группа ископаемых организмов. Наибольшее значение для стратиграфии имеют белемниты, широко распространенные в мезозое.

Раковина белемнитов состоит из ростра, фрагмакона и простракутма (рис. 245). Известковый ростр имеет удлиненную коническую, цилиндрическую или сигарообразную форму. Внутри ростра находится коническая ячейка, или альвеола, в которую входит задняя часть фрагмакона. Фрагмакон — тонкая раковина, разделенная на гидростатические камеры; от задней стенки его отходит длинный и широкий выступ — простракум.

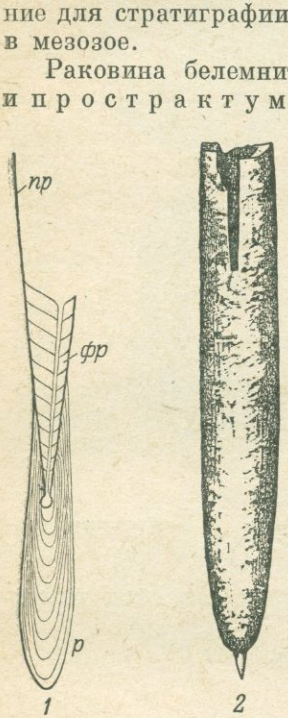


Рис. 245. Белемниты:
1 — схема строения белемнита (*р* — ростр; *фр* — фрагмакон; *пр* — простракутм); *2* — *Belemnitella*

Род *Belemnitella* (белемнителла)

Ростр удлиненный, обычно цилиндрической формы. В верхней части ростра находится альвеола, на противоположном конце часто наблюдается короткий шиповидный отросток. На брюшной стороне возле устья альвеолы — узкая продольная щель. На поверхности ростра иногда наблюдаются отпечатки кровеносных сосудов.

Распространены в отложениях верхнего мела.

Моллюски — одна из наиболее широко распространенных и разнообразных групп животных, они обитали в палеозое, мезозое и кайнозое. Некоторые из них распространены в настоящее время. Стратиграфическое значение моллюсков очень велико: никакой другой тип не дал такого обилия руководящих форм, как они.

Брюхоногие моллюски появились в палеозое, встречались в мезозое, достигли бурного расцвета в кайнозое. Стратиграфия кайнозоя в значительной мере основывается на их изучении.

Двустворчатые моллюски появились еще в палеозое, достигли расцвета в мезозое, значительное число видов обитало также в кай-

нозое. Наиболее примитивная группа головоногих моллюсков — наутилоидеи — характерны для нижнего палеозоя. В верхнем палеозое были распространены гониатиты. Мезозой — эпоха расцвета цератитов, аммонитов и белемнитов.

Ископаемые остатки моллюсков представляют значительную ценность для восстановления физико-географических условий минувших эпох, так как они обитали в самых различных, но всегда своеобразных условиях.

ТИП BRYOZOA (МШАНКИ)

Мшанки — преимущественно морские прикрепленные колониальные животные, внешне напоминающие мох или лишайник. В виде корочки или пленки они покрывают твердые подводные предметы. Некоторые мшанки являются рифообразующими животными.

ТИП BRACHIOPODA (БРАХИОПОДЫ)

Брахиоподы, или плеченогие, — морские одиночные животные, ведущие малоподвижный донный образ жизни. Они зарываются в грунт или прикрепляются к неподвижным предметам различными способами.

У брахиопод имеются пищеварительная, нервная системы, сердце, почки, половые железы. Основная часть тела расположена в задней примакушечной части раковины. В передней части раковины на особой перегородке находится рот, от которого отходят два спиральных выроста тела в виде бахромы — руки, или лофофор, который служит для подведения ко рту пищи с током воды и частично для дыхания. У большинства брахиопод руки поддерживаются специальными отростками известкового скелета, который называется ручным аппаратом. Одни брахиоподы имеют аппарат в виде двух крючков, другие — в виде спиралей или петли. У некоторых брахиопод ручной аппарат отсутствует (рис. 246).

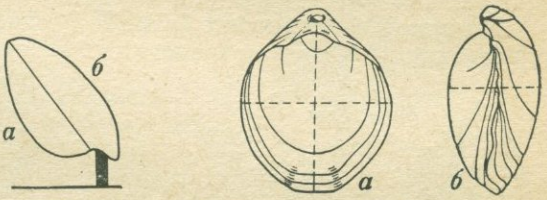


Рис. 246. Брахиоподы:
1 — внешний вид плеченогого, прикрепленного с помощью ножки (*а* — спинная створка, *б* — брюшная створка); *2* — раковина брахиоподы (*а* — вид со стороны спинной створки, *б* — вид сбоку)

Мягкое тело брахиоподы защищено двустворчатой раковиной. Створки ее неодинаковые: брюшная, как правило, выпуклая и большая, спинная нередко плоская или вогнутая и меньше брюшной. Задняя часть каждой створки раковины несколько заострена и заканчивается макушкой. Брюшная створка имеет более крупную макушку, чем спинная. Створки сочленяются друг с другом у заднего края при помощи специальных мускулов или особого замка.

Замок состоит обычно из двух выступов, или зубов, расположенных на внутренней стороне брюшной створки, под ее макушкой, и двух соответствующих ямок под макушкой спинной створки. У некоторых представителей плеченогих замок более сложный, поскольку в его состав входят другие известковые образования.

Характерной особенностью брахиопод является двусторонняя симметрия раковины.

У некоторых видов в макушке или под макушкой брюшной створки имеется отверстие, через которое выходила ножка; с ее помощью плеченогие прикреплялись к подводным предметам.

По составу раковины брахиопод бывают известково-роговыми или известковыми. Изнутри раковина выстилается мягкой перепонкой — мантией. Наружная поверхность может быть гладкой или скульптированной — покрытой складками, ребрами и бугорками; у некоторых брахиопод имеются шипы.

Брахиоподы были очень широко распространены в палеозое. В настоящее время встречаются редко.

Тип брахиопод делится на два класса: беззамковые и замковые брахиоподы.

Класс Inarticulata (беззамковые брахиоподы)

К классу беззамковых (рис. 247) относятся древние и наиболее примитивные формы плеченогих. Раковина у представителей этого подкласса известково-роговая и лишь у некоторых форм известковая. Замок и ручной аппарат отсутствуют. Створки сочленяются с помощью мускулов.

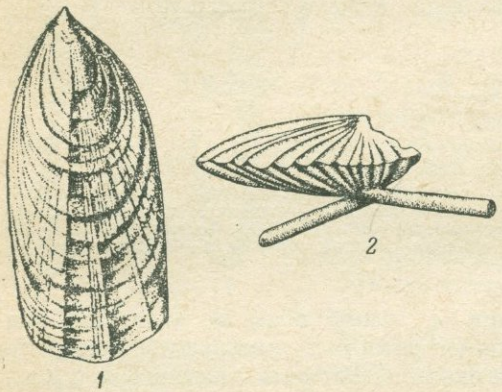


Рис. 247. Беззамковые брахиоподы:
1 — Lingula; 2 — Crania

Род *Lingula* (лингула)

Раковина удлиненная, языковидная, почти равностворчатая, известково-роговая. Макушки заостренные. Отверстия для ножки нет и она выходит между створками. Поверхность створок раковины гладкая, с концентрическими следами нарастания.

Лингулы при помощи очень длинной ножки зарываются в песчаный или илистый грунт.

Распространены в отложениях от ордовика до четвертичных.

Род *Crania* (крания)

Раковина известковая с крупными радиальными ребрами на поверхности. Отпечатки крупных мускулов на одной из створок создают рисунок черепа. Раковина прирастает к подводным предметам брюшной створкой.

Распространены в отложениях ордовика до четвертичных.

Класс Articulata (замковые брахиоподы)

Представители подкласса замковых плеченогих (рис. 248) обладают более или менее совершенным замковым аппаратом. Большинство из них имеет ручной аппарат. Раковина всегда известковая.

Род *Conchidium* (конхидиум)

Макушки обеих створок сильно загнуты. Брюшная створка большая, вздутая. Поверхность раковины радиально-ребристая. Замок имеет хорошо развитые зубные пластины, которые, срастаясь, образуют спондилий, служащий для прикрепления мускулов.

Распространены в породах силура.

Род *Gigantoproductus* (гигантопродуктус)

Раковина крупная, вытянутая в ширину. Брюшная створка сильно выпуклая, спинная — вогнутая или плоская. Зубов и отверстия для ножки нет. На наружной поверхности радиальные складки. На брюшной створке редкие полые иглы. Гигантопродуктусы свободно лежали на дне на брюшной створке.

Распространены в породах нижнего карбона.

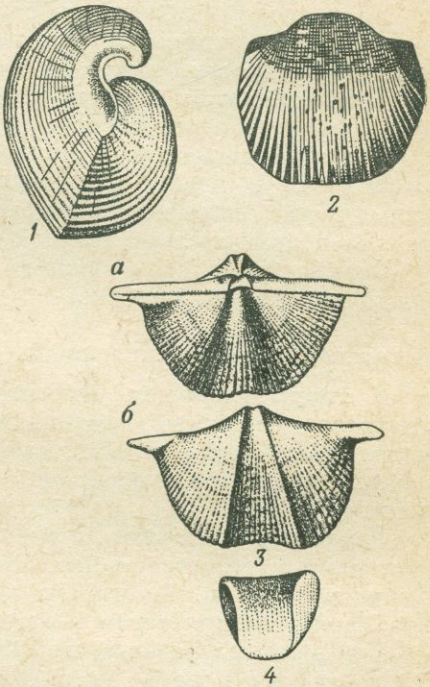


Рис. 248. Замковые брахиоподы: *1 — Conchidium*; *2 — Gigantoproductus*; *3 — Cyrtospirifer* (*а* — вид со стороны спинной створки, *б* — вид со стороны брюшной створки); *4 — Hypothyridina*

Род *Cyrtospirifer* (циртоспирифер)

Раковина вытянута в ширину. Обе створки выпуклые, на брюшной створке хорошо выражено углубление (синус), на спинной — срединное возвышенное (седло). Замочный край прямой, концы его вытянуты в острые ушки. Под макушкой брюшной створки треуголь-

ное отверстие для выхода ножки. Поверхность раковины покрыта радиальными ребрами.

Распространены в породах от верхнего девона до нижнего карбона.

Род *Hypothyridina* (гипотиридина)

Раковина вздутая, округленно-кубическая, с маленькой загнутой макушкой. Широкий и почти плоский синус с большим прямоугольным язычком, заходящим на спинную створку. Поверхность раковины со слабыми радиальными ребрами.

Распространены в отложениях верхнего девона.

Брахиоподы имеют очень большое значение для стратиграфии. Многие их представители занимали ведущее место среди остальных морских животных верхнего палеозоя и дали много ценнейших руководящих форм. Стратиграфия верхнего палеозоя в значительной степени базируется на изучении остатков плеченогих.

В раннем палеозое были широко распространены беззамковые плеченогие, в позднем палеозое — замковые. В конце палеозоя большинство плеченогих вымерло и в мезозое они занимали подчиненное положение.

Брахиоподы играли важную роль и в породообразовании, особенно в девоне и карбоне.

ТИП ECHINODERMATA (ИГЛОКОЖИЕ)

К типу иглокожих относятся морские одиночные животные, имеющие подкожный панцирь из известковых табличек. Поверхность тела покрыта известковыми иглами. Для большинства иглокожих характерна радиальная (пятилучевая), реже двусторонняя симметрия тела.

Иглокожие обладают пищеварительной, кровеносной и нервной системами и являются, таким образом, довольно высокоорганизованными животными. Многие из них имеют челюстной аппарат, так называемый «аристотелев фонарь».

У иглокожих развита своеобразная водно-сосудистая, или амбулякральная система, которая не встречается у других типов животных. Она состоит из пластинки, пронизанной порами (мадрепорит), вертикального каменистого канала, кольцевого канала, пяти радиальных каналов с отходящими от них двумя рядами амбулакральных ножек. Вода входит и выходит через мадрепорит.

Тип иглокожих делится на два подтипа: прикрепленные и свободноживущие иглокожие.

ПОДТИП PELMATOZOA (ПРИКРЕПЛЕННЫЕ ИГЛОКОЖИЕ)

Представители подтипа прикрепленных иглокожих ведут прикрепленный образ жизни, реже свободно лежат на дне. Они распространены преимущественно в палеозое, и только морские лилии дожили до наших дней.

Подтип прикрепленные иглокожие делится на несколько классов, из которых наибольшее значение имеют морские пузыри и морские лилии (рис. 249).

Класс Cystoidea (морские пузыри)

Представители класса морских пузырей имели шарообразный или грушевидный скелет, состоящий из многоугольных известковых пластинок.

Род *Echinosphaerites* (ехиносферитес)

Панцирь шарообразный, состоит из многоугольных пластинок. Ехиносферитес прикреплялся ко дну заостренной нижней стороной. На верхней стороне тела расположен рот, окруженный пятью короткими пищевыми желобками. Ниже рта находится пятиугольная пирамидка, прикрывающая анальное отверстие.

Распространены в породах среднего и верхнего ордовика.

Класс Crinoidea (морские лилии)

Морские лилии получили свое название за сходство с растениями. Скелет их состоит из многочисленных известковых члеников. Известны толщи известняков, почти целиком состоящие из члеников морских лилий (криноидные известняки).

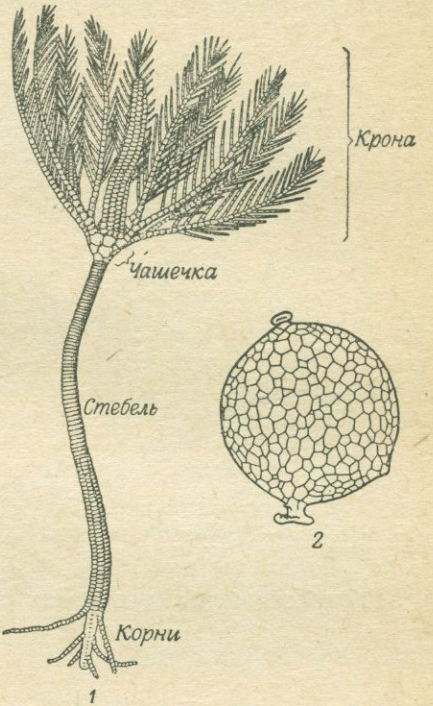


Рис. 249. Прикрепленные иглокожие:
1 — морская лилия; *2* — морской пузырь

ПОДТИП ELENTHEROZOA (СВОБОДНОЖИВУЩИЕ)

К подтипу свободноживущих иглокожих относятся морские ежи, морские звезды, голотурии и др. Наиболее важное значение для геологии имеет класс морских ежей, среди которых различают правильных и неправильных морских ежей.

Правильные морские ежи

Панцирь правильного морского ежа характеризуется пятилучевой симметрией и имеет шаровидную, уплощенную снизу форму (рис. 250, *а*). Он состоит из многочисленных известковых пластинок,

которые располагаются меридиональными рядами, протягивающимися от верхнего полюса к нижнему. Ряды пластинок образуют пять амбулякральных и пять межамбулякральных полей. Пластинки амбулякральных полей пронизаны порами для выхода амбулякральных ножек; на межамбулякральных полях расположены иглы. Ротовое отверстие находится в центре нижней стороны тела, анальное отверстие — в центре верхней стороны.

Иглы имеют различные размеры и форму. После смерти животного они отпадают и в ископаемом состоянии встречаются отдельно от тела. Ежи, обитающие в прибрежной зоне моря, имеют толстый панцирь с крепкими крупными иглами. У глубоководных ежей иглы мелкие и тонкие.

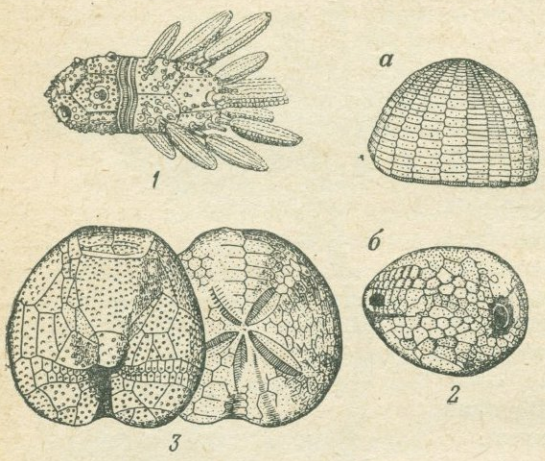


Рис. 250. Морские ежи:
1 — Cidaris; 2 — Echinocorys (а — вид сбоку, б — вид снизу); 3 — Micraster

Род *Archaeocidaris* (археоцидарис)

К роду археоцидарис принадлежат обитавшие в палеозое морские ежи. Панцирь археоцидариса состоит из 30 меридиональных рядов пластинок, расположенных черепицеобразно. Рот снабжен челюстным аппаратом.

Распространены в породах карбона и перми.

Род *Cidaris* (цидарис)

Род цидарис — представитель новых морских ежей, получивших распространение с триаса. Панцирь сплюснут сверху и снизу, состоит из 20 рядов пластин. Амбулякральные поля волнистые. На пластинках межамбулякральных полей имеется по одному большому бугорку, к которому прикреплялась одна крупная игла, и по нескольку мелких, служивших основанием для мелких игл. Есть челюстной аппарат.

Распространены в породах от триаса до четвертичных.

Неправильные ежи

Для неправильных морских ежей (см. рис. 250, *б*) характерна двусторонняя симметрия тела, обусловленная расположением анального отверстия не в центре, а на задней боковой или даже нижней стороне тела. Таким образом, у многих неправильных морских ежей и ротовое и анальное отверстия находятся на нижней стороне тела. Панцирь состоит из 20 меридиональных рядов пластинок.

Род *Echinocorys* (ехинокорис)

Панцирь полуовальный, сплющенный снизу. На нижней стороне находятся рот и анальное отверстие. Рот смещен к передней части панциря, анальное отверстие — к задней.

Распространены в породах верхнего мела — нижнего палеогена.

Род *Micraster* (микрастер)

Микрастеры обладают сердцевидным панцирем. Амбулякральные поля углубленные, лепестковидной формы.

Распространены в породах верхнего мела.

ТИП HEMICHORDATA (ПОЛУХОРДОВЫЕ)

Представители типа полухордовых имеют спинной нервный тяж, но настоящим скелетом или хордой не обладают. В ископаемом состоянии чаще всего встречаются граптолиты.

Класс Graptolithida (граптолиты)

Граптолиты — морские колониальные животные. Остатки их колоний (рис. 251) имеют вид маленьких веточек или нитей, вдоль которых размещаются ячейки. В ячейках располагались отдельные особи. Граптолиты обладали хитиновым скелетом. В ископаемом состоянии они сохраняются в углистых или глинистых сланцах в виде обугленных пленочек, напоминающих рисунки карандашом.

Бо́льшая часть граптолитов вела планктонный или псевдопланктонный образ жизни. Планктонные формы свободно плавали с помощью специальных воздушных пузырьков, псевдопланктонные — прикреплялись к плавающим предметам или организмам и перемещались вместе с ними.

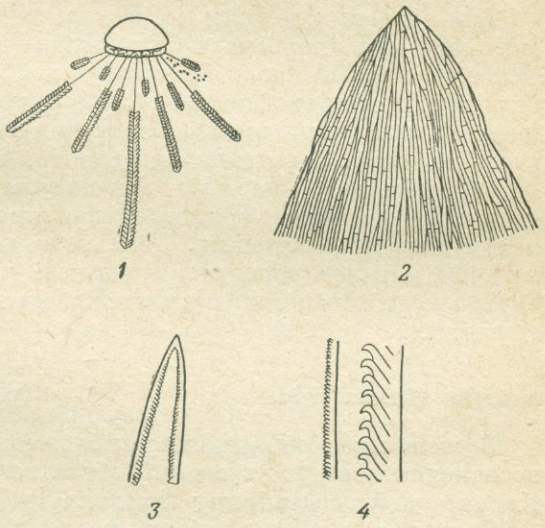


Рис. 251. Граптолиты:
1 — общий вид колонии граптолитов; *2* — *Dictyonema*; *3* — *Diplograptus*; *4* — *Monograptus*

Род *Dictyonema* (диктионема)

Диктионема — колония конусообразной формы, состоящая из многочисленных ветвей, образующих тонкую сеть.

Распространены в отложениях от нижнего ордовика до нижнего карбона.

Род *Diplograptus* (диплограптус)

Колония диплограптусов состоит из нескольких веточек, на которых в два ряда располагаются ячейки с особями. Нити соединяются на особой пластинке, над которой находился наполненный воздухом пузырь.

Распространены в породах ордовика.

Род *Monograptus* (монограптус)

Колония состоит из веточек, на которых ячейки с особями располагаются в один ряд.

Распространены в отложениях силура и нижнего девона.

ТИП CHORDATA (ХОРДОВЫЕ)

К типу хордовых относятся наиболее высокоорганизованные животные — рыбы, птицы, млекопитающие, в том числе и человек. Для хордовых характерно наличие внутри тела осевого скелета. У примитивных хордовых этот скелет выражен упругим хрящевым стержнем — хордой, а у высокоорганизованных — позвоночным столбом, состоящим из серии хрящевых или костных позвонков.

Тип хордовых делится на несколько подтипов. Наиболее важное значение для геологии имеет подтип позвоночных (Vertebrata). Основная особенность представителей этого подтипа — наличие внутри тела позвоночного столба. У некоторых позвоночных в зародышевом состоянии осевой скелет выражен хордой, которая в процессе развития замещается позвоночным столбом.

Позвоночные животные высокоорганизованы. Они обладают сложно устроенными органами пищеварения и дыхания, кровеносной и нервной системами. Тело возвоночных покрыто кожей, на которой нередко образуются роговые чешуи, перья или волосы.

Среди позвоночных различают бесчелюстных и челюстноротых животных.

Agnatha (бесчелюстные)

Бесчелюстные объединяют наиболее примитивных представителей позвоночных, ведущих водный образ жизни и напоминающих рыб. Характерной особенностью их является отсутствие челюстей.

Бесчелюстные были широко распространены в силуре и девоне.

Gnathostomi (челюстноротые)

К челюстноротым относятся позвоночные, рот которых снабжен челюстями. Зубы на челюстях возникают из кожных зубов полости рта. Конечности парные и непарные, могут быть вторично утрачены. Внутренний скелет хрящевой или костный.

Челюстноротые разделены на два надкласса: рыб и четвероногих.

Рыбы ведут водный образ жизни. Тело их покрыто чешуей. Дышат жабрами. Скелет или костный, или хрящевой. Рыбы имеют челюсти, вооруженные зубами. Конечности рыб — плавники.

Рыбы представлены четырьмя классами: пластинокожими, или панцирными, акантодами, хрящевыми и костными рыбами (рис. 252).

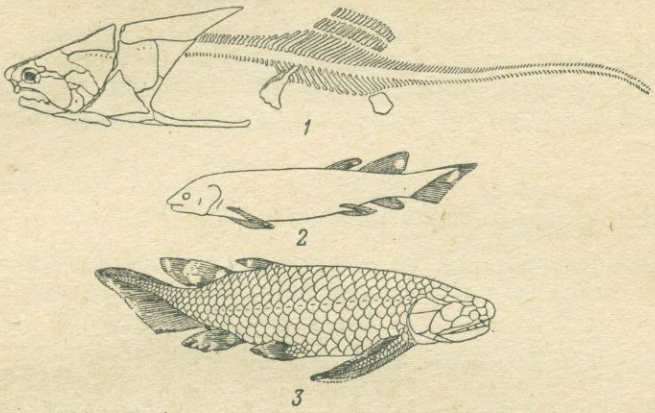


Рис. 252. Рыбы:
1 — панцирная рыба *Coccosteus*; *2* — двоякодышащая рыба *Dipterus*; *3* — кистеперая рыба *Holoptychius*

Класс Placodermi (пластинокожие, или панцирные рыбы)

Тело панцирных рыб — наиболее примитивных из класса рыб — покрыто панцирем из костных пластин. Панцирные были распространены в девонском периоде.

Род *Coccosteus* (коккостеус)

Коккостеус — типичный представитель панцирных рыб. Голова и грудная часть покрыты костными пластинами. Рот вооружен мощными челюстями. Тело плоское, по внешнему виду напоминает сома. Имеет несколько парных и непарных плавников.

Распространены в породах среднего девона.

Класс Chondrichthyes (хрящевые рыбы)

В верхнем палеозое, особенно в карбоне, были широко распространены хрящевые рыбы. Их позвоночник состоял из хрящевых позвонков. К этому подклассу относятся как древние, так и современные акулы. В ископаемом состоянии хорошо сохраняются только зубы акул.

Класс Osteichthyes (костные рыбы)

Костные рыбы имеют костный скелет. Тело их покрыто чешуей.

Костные рыбы подразделяются на кистеперых, двоякодышащих и лучеперых.

Наиболее многочисленны лучеперые рыбы, господство их наступило в меловом периоде. Широко распространены они и в настоящее время.

Двоякодышащие рыбы, так же как и кистеперые, были широко распространены в палеозое. В настоящее время встречаются редко. Они обитают во временно пересыхающих водных бассейнах и имеют, помимо жабр, примитивные легкие. Представителем двоякодышащих является род диптерус (*Dipterus*), обитавший в девоне.

Плавники кистеперых рыб напоминают ласты или кисти. Тело их покрыто черепицеобразной чешуей. Типичным представителем кистеперых является род голоптихиус (*Holoptychius*), характерный для девона.

НАДКЛАСС TETRAPODA (ЧЕТВЕРОНОГИЕ)

Четвероногие делятся на четыре класса: земноводные, пресмыкающиеся, птицы и млекопитающиеся.

Класс Amphibia (земноводные, или амфибии)

Земноводные имеют хорошо выраженный внутренний скелет, состоящий из позвонков и ребер. Обладают парными конечностями (передними и задними). Температура тела непостоянна и соответствует температуре среды обитания. Размножаются икрой (яйцами), которую они откладывают в воду. Из икры выводятся личинки, которые дышат жабрами. Взрослые животные дышат легкими. Таким образом, земноводные ведут как водный, так и наземный образ жизни.

Из современных животных к земноводным относятся лягушка, саламандра и некоторые другие роды. Из древних земноводных в верхнепалеозойских толщах находят остатки крышеголовых, или стегоцефалов.

Класс Reptilia (пресмыкающиеся, или рептилии)

Пресмыкающиеся хорошо приспособлены к наземным условиям. Дыхание исключительно легочное. Поверхность тела покрыта роговыми чешуями, предохраняющими тело от высыхания. Температура тела непостоянная. Пресмыкающиеся откладывают на суше яйца, из которых выводятся вполне оформившиеся животные. Личиночная стадия развития у пресмыкающихся в отличие от земноводных отсутствует. Позвоночный столб хорошо развит.

В мезозое была широко распространена группа гигантских ящеров — динозавров (рис. 253), среди которых встречались и травоядные и хищные. Многие из них по внешнему облику напоминали кенгуру: ходили на удлиненных задних конечностях, поддерживаясь мощным хвостом. Передние конечности значительно уступали по размеру задним.

Род *Tirannosaurus* (тиранозавр)

Гигантский хищник длиной до 14 м с крупными ножевидными зубами.

Время распространения: поздний мел.

Род *Diplodocus* (диплодок)

Гигантское травоядное животное длиной до 25—30 м.

Время распространения: юра.

Часть пресмыкающихся обитала также и в морской среде. Эти живородящие животные являлись вторичноводными, т. е. перешедшими от наземного образа жизни к водному. Их конечности превратились в ласты.

К таким пресмыкающимся относятся ихтиозавры, или рыбоящеры, напоминающие дельфинов, плезиозавры — животные с маленькой головой, сидящей на длинной гибкой шее, и некоторые другие (рис. 253). Водные пресмыкающиеся были распространены в триасовом и меловом периодах.

Группа крылатых ящеров, или птерозавров, могла летать. Эти пресмыкающиеся имели перепончатые крылья, преобразованные из передних конечностей, и напоминали по виду летучих мышей (рис. 253).

Крылатые ящеры обитали в юрском и меловом периодах.

Класс пресмыкающихся появился в карбоне, однако временем расцвета их был мезозой, в особенности юрский и меловой периоды. В это время они обитали не только на суше, но и в воде, и в воздухе. В конце мезозоя большинство пресмыкающихся вымерло, и в кайнозойскую эпоху перешло всего несколько групп — крокодилы, черепахи, ящерицы, змеи.

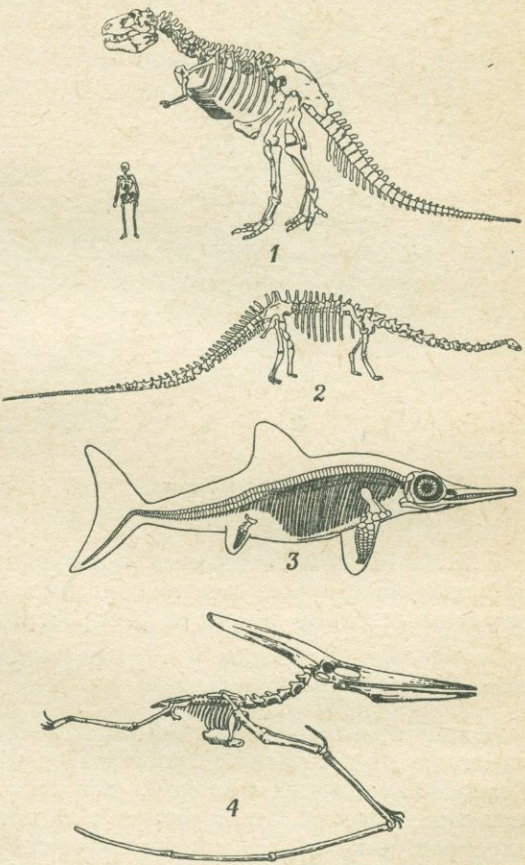


Рис. 253. Пресмыкающиеся:
Динозавры: *1* — *Tirannosaurus*, *2* — *Diplodocus*; *3* — ихтиозавр; *4* — крылатый ящер (*Pteradont*)

Класс Aves (птицы)

Птицы — теплокровные животные с постоянной высокой температурой тела. Кладут яйца и высиживают их. Кости полые, облегченные. Наиболее характерной особенностью птиц является наличие у них перьев и крыльев (рис. 254).

Птицы известны с юрского времени. Первые представители их — род археоптерикс (*Archaeopterix*) наряду с характерными признаками птиц сохраняли ряд признаков, унаследованных от пресмыкающихся (имели зубы, длинный хвост, состоящий из позвонков, на котором в два ряда располагались перья).

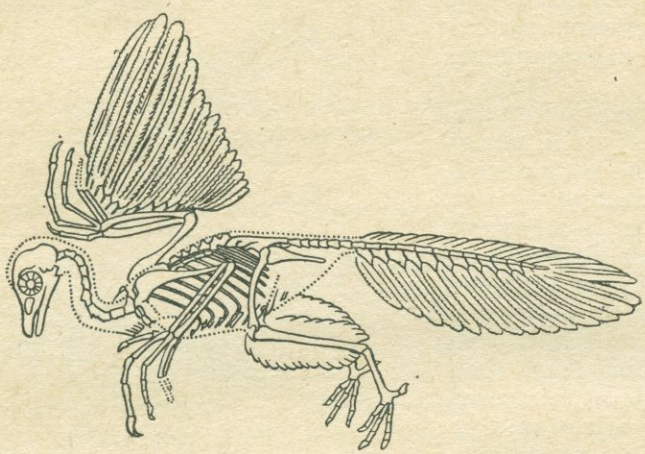


Рис. 254. *Archaeopteryx*

В мелу появились птицы современного облика, с роговым клювом, лишенным зубов, и веерообразным хвостом. В кайнозое птицы получили особенно широкое распространение.

Класс Mammalia (млекопитающие)

Млекопитающие — высший класс позвоночных. Характерной особенностью их являются способность к рождению живых детенышей и вскармливание их молоком. Все органы млекопитающих достигают совершенства. Температура тела постоянная. На коже имеется волосяной покров. Зубы располагаются на челюстях в один ряд; зубы неодинаковые, каждая группа их приспособлена к выполнению различных функций.

Первые млекопитающие появились в триасе, но полного расцвета достигли только в кайнозое, который можно назвать веком млекопитающих.

Среди млекопитающих различают несколько групп: первозвери, сумчатые и высшие, или плацентарные, млекопитающие.

К первозверям из современных животных относятся однопроходные — ехидна и утконос, которые размножаются путем кладки яиц, но детенышей вскармливают молоком. К вымершим первозверям относятся многобугорчатые, коренные зубы которых были покрыты большим числом бугорков.

Представители сумчатых донашивают новорожденных недоразвитых детенышей в особом мешке на брюшной части тела, куда открываются молочные железы.

Остатки древних сумчатых известны из мезозоя. В настоящее время в Австралии и Америке обитает несколько родов сумчатых — кенгуру, сумчатый волк, сумчатая собака и т. д.

Высшие звери многочисленны, многие их представители известны по ископаемым остаткам, многие обитают в наши дни. Эта группа объединяет большое число отрядов и семейств. Наиболее полно изучены копытные, хоботные и приматы. К отряду приматов относятся обезьяны и человек. Человек появился в начале четвертичного времени.

Изучение ископаемых остатков хордовых дает возможность проследить последовательность развития высших животных, в том числе и человека. Много материала они дают и для восстановления физико-географической обстановки минувших эпох. Однако такого большого значения для стратиграфии, как, например, брахиоподы или моллюски, хордовые не имеют. Это связано с обитанием большинства хордовых на суше, где условия захоронения остатков менее благоприятные, чем в воде. Исключение составляют рыбы и пресмыкающиеся, остатки которых широко используются для стратиграфических целей.

§ 2. РАСТЕНИЯ

Растительный мир весьма многочислен и разнообразен. Все растения делятся на низшие и высшие.

THALLOPHYTA (НИЗШИЕ, ИЛИ СЛОЕВЦОВЫЕ, РАСТЕНИЯ)

К низшим, или слоевцовым, растениям относятся бактерии, водоросли, грибы, миксомицеты и лишайники. Тело низших растений не дифференцировано на корень, стебель и листья, не имеет тканей, носит название слоевище, или таллом.

Наиболее важное значение имеют водоросли — исключительно водные, обычно морские растительные организмы. В ископаемом состоянии чаще других встречаются остатки синезеленых, диатомовых и бурых водорослей. Клетки их выделяли кальцит или кремнезем, за счет которых формируются толщи горных пород — известняков, трепелов, опок.

CORMOPHYTA (ВЫСШИЕ РАСТЕНИЯ)

Высшие растения — наиболее высокоорганизованные и широко распространенные растения, живущие преимущественно на суше. Они подразделяются на пять типов: псилофитовидные, моховидные, плауновидные, членистостебельные и папоротниковидные.

ТИП PSILOPSIDA (ПСИЛОФИТОВИДНЫЕ)

Псилофитовидные — низкорослые низкоорганизованные растения, живущие преимущественно в болотистых местах. Их стебли дихотомически ветвились. На концах побегов помещались спорангии.

Псилофитовидные появились в силуре, широкое распространение получили в раннем и среднем девоне и вымерли в начале позднего девона.

ТИП BRYOPSIDA (МОХОВИДНЫЕ)

Моховидные — мелкие травянистые наземные растения, лишенные корней. К субстрату прикрепляются ризоидами.

Появились в каменноугольном периоде. В ископаемом состоянии встречаются редко.

ТИП LYCOPSIDA (ПЛАУНОВИДНЫЕ)

К плауновым относится обширная группа споровых растений, большинство которых представлено древовидными формами. Некоторые из них, например ленидодендрон (*Lepidodendron*) или сигиллярия (*Sigillaria*), достигали высоты 30 м, а ствол их имел в диаметре 2 м (рис. 255).



Рис. 255. Плауновые растения:
1 — Lepidodendron; 2 — Sigillaria

Плауновидные занимали господствующее положение в растительном покрове каменноугольного и пермского периодов и имеют большое геологическое значение.

ТИП SPHENOPSIDA (ЧЛЕНИСТОСТЕБЕЛЬНЫЕ)

Членистостебельные были широко распространены в верхнем палеозое. Стебель их внутри полый, членистый. Среди них встречаются как древовидные формы (рис. 256), например каламиты (*Calamites*), так и травянистые растения, например современные хвощи.

ТИП PTEROPSIDA (ПАПОРОТНИКОВИДНЫЕ)

Папоротниковидные — наиболее многочисленный и разнообразный тип растений. Они приспособлены к самым различным условиям обитания. Тип делится на три класса: бессеменные, голосеменные и покрытосеменные.

К бессеменным, или папоротникам, относятся травянистые или древовидные ископаемые и современные растения со слабо развитым стеблем, крупными листьями — вайями и корнем. Размножаются спорами, расположенными в мешочках (спорангиях) на нижней стороне листа.

Голосеменные — обширные, весьма разнообразная группа растений, размножающаяся семенами. К этому классу относятся семенные папоротники, кордаиты, гинкговые, хвойные, цикадовые, или саговые, и другие группы растений.

В ископаемом состоянии голосеменные встречаются довольно часто и имеют определенное значение для стратиграфии и исторической геологии. Семенные папоротники и кордаиты были распространены в позднем палеозое, гинкговые и саговикообразные — в мезозое. Хвойные появляются в позднем карбоне, широко распространены в мезозое и достаточно хорошо представлены в современной флоре (ель, сосна, кедр и др.).

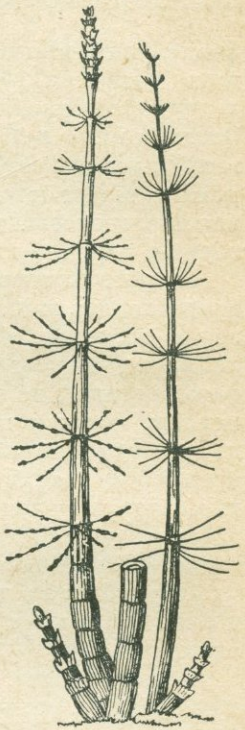


Рис. 256. *Calamites*

Покрытосеменные, или цветковые, — наиболее высокоорганизованный и распространенный класс растений. К ним относятся широко известные пальма, дуб, бук, береза, тополь и т. д. Семена их образуются внутри завязи цветка, стенки которой затем превращаются в плод. Листья отличаются большим разнообразием. Корень хорошо развит.

Время расцвета покрытосеменных — кайнозойская эра.

В ископаемом состоянии встречаются окаменелые или обугленные стволы растений, отпечатки листьев. Особенно важное значение имеют семена, споры, пыльца растений, позволяющие расчленять континентальные толщи. Геологическое значение растений весьма большое.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава XXIV

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Земля как космическое тело прошла весьма сложный и длительный путь развития. Однако фактических данных о догеологическом периоде ее жизни не существует. Изучать особенности развития Земли можно лишь с того этапа, от которого сохранились первые геологические образования — горные породы и минералы. С этого момента начинается геологический период развития Земли. Длительность его превышает 3 млрд. лет. Таков возраст наиболее древних горных пород, известных в настоящее время.

Следует отметить, что начало геологической истории Земли представляет лишь условный момент в ее развитии, поскольку достоверно известно, что наиболее древние породы, строго говоря, не являются первозданными образованиями земной коры. Во время их формирования на земном шаре уже существовали еще более древние породы, которые впоследствии были разрушены процессами денудации или переплавлены в глубинных недрах Земли и до настоящего времени не сохранились. Не исключено, что по мере развития геологических исследований будут обнаружены горные породы, более древние, чем те, которые известны в настоящее время, и начало геологической истории Земли отодвинется в глубь веков.

Первый этап геологической истории Земли получил название д о к е м б р и й с к о г о. Он охватывает архейскую и протерозойскую эры.

Геологические образования этих эр имеют много общего. Они, как правило, сильно метаморфизованы и почти не содержат органических остатков. Пласты горных пород интенсивно дислоцированы и прорваны многочисленными интрузиями. Однако завершается разрез докембрийских образований практически неметаморфизованными осадочными породами, иногда значительной мощности. По возрасту эти породы относятся к позднему протерозою (рифей + венд).

§ 1. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ДОКЕМБРИЯ

Органические остатки в докембрийских отложениях встречаются крайне редко, что является одной из отличительных особенностей этих древнейших геологических образований. Поэтому палеонтологический метод изучения не применим для докембрийских толщ. Расчленение докембрийских комплексов производится почти исключительно по петрографическим признакам, степени метаморфизма

горных пород и угловым несогласиям между отдельными комплексами. Однако этих признаков недостаточно для того, чтобы сопоставить разрезы докембрия различных стран и выяснить действительную последовательность их образования. Вследствие этого не разработана даже приблизительная схема общепринятого подразделения отложений архейской и протерозойской групп на системы, отделы и ярусы. Геологи еще не могут установить общей для всего земного шара последовательности геологических событий, и геологическая история докембрийского этапа развития Земли изучена крайне слабо.

Органические остатки в архейских отложениях почти не встречаются, однако из этого не следует, что животные и растения в архейской эре вообще не существовали. Если бы это было так, то в более позднее время на Земле обитали бы лишь единичные представители весьма примитивных живых организмов. На самом же деле достоверно известно, что уже в начале кембрия существовали представители многих типов животных. Следовательно, органический мир уже прошел длительный путь развития. Первые животные и растения должны были появиться значительно раньше, в отдаленные эпохи докембрия.

Считают, что в архее, по крайней мере в конце его, на земном шаре обитали одноклеточные, а может быть, и многоклеточные организмы, не имевшие минерального скелета, который мог бы сохраниться в ископаемом состоянии до наших дней.

В протерозойских отложениях органические остатки встречаются значительно чаще. Они представлены известковыми выделениями синезеленых водорослей, кремнистыми и известковыми скелетами радиолярий и фораминифер, спикулами губок, ходами червей, остатками кишечнополостных и членистоногих, примитивными раковинами брахиопод.

Наиболее часто встречаются остатки известковых водорослей. Они образуют шаровидные, грибовидные и столбообразные известковые тела, характеризующиеся тонкой концентрической слоистостью. Такие образования получили название строматолитов и онколитов. Предполагают, что в формировании их определенную роль играли также процессы химического и механического осаждения извести.

Кроме известковых водорослей, к числу древнейших растительных остатков относятся скопления графито-углистого вещества, образовавшегося в результате разложения *Corycium enigmaticum*, а также отпечатки водорослей, в слоевищах которых известь не отлагалась.

В кремнистых сланцах железорудной формации Канады найдены нитевидные водоросли, грибные нити и формы, близкие современным кокколитофоридам. В железистых кварцитах Северной Америки и Сибири обнаружены железистые бактерии.

В отложениях протерозоя встречаются пластовые залежи шунгитов (графитовый сланец), мраморов и известняков, которые, по мнению некоторых исследователей, можно рассматривать в качестве осадочных образований органогенного происхождения. Однако эту

точку зрения разделяют не все ученые. Многие считают, что мраморы и известняки могут быть продуктом химического осадконакопления.

Органический мир рифея изучен недостаточно полно. Однако уже сейчас можно утверждать, что жизнь на Земле в это время отличалась большим разнообразием и высокой организацией. Среди растений, помимо водорослей, были широко распространены низкоорганизованные формы типа мхов и псилофитов. Животный мир рифея чаще всего представлен остатками брахиопод и мшанок.

§ 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДОКЕМБРИЯ

Выходы на поверхность отложений, формировавшихся в архейскую и протерозойскую эры, имеются на Скандинавском и Кольском полуостровах, в пределах так называемого Балтийского (Фенно-Скан-

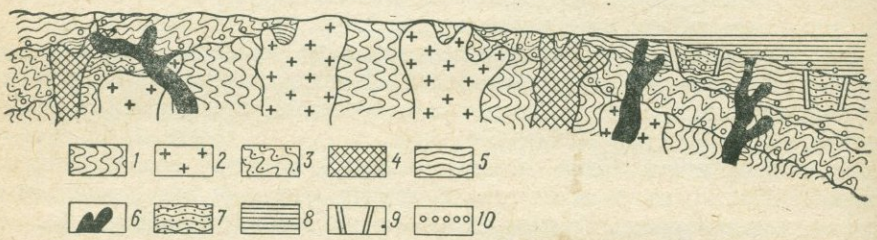


Рис. 257. Схема строения докембрия Балтийского щита:

1 — свионийский (лептитовый) комплекс; *2* — катархейские граниты (первый интрузивный комплекс); *3* — ботнический комплекс; *4* — послеботнические граниты (второй интрузивный комплекс); *5* — карельский комплекс; *6* — послекарельские граниты (третий интрузивный комплекс); *7* — иотнийский комплекс; *8* — спарагмитовый комплекс; *9* — грабены; *10* — конгломераты

динавского) щита; на юге Украинской ССР, в пределах Украинского щита; в Сибири, в пределах Анабарского, Алданского и Енисейского щитов; в Канаде, Южной Америке, Африке, на Индостанском полуострове; в западной и центральной Австралии и в других районах. Ограниченные по площади выходы докембрия имеются также в горных странах: на Кавказе, в Тянь-Шане, Алтае, Саянах, Гималаях, Андах и т. д.

Одним из наиболее изученных районов развития докембрия является территория Балтийского щита. Особенности строения докембрийских отложений этой области типичны и для других районов земного шара. Следовательно, разрез докембрия Балтийского щита можно рассматривать в качестве типового, или эталонного, для данного комплекса отложений.

В докембрии Балтийского щита выделяют пять разновозрастных комплексов осадочных, метаморфических и изверженных пород (рис. 257).

С в и о н и й с к и й, или л е п т и т о в ы й, комплекс представлен светлыми тонкозернистыми полевошпатовыми гнейсами (лептитами), образовавшимися в результате глубокого метаморфизма как осадочных, так и изверженных пород. Породы эти очень сильно дисло-

цированы, смяты в сложные мелкие складки и прорваны огромными интрузиями так называемых катархейских гранитов. Под влиянием этих интрузий породы лептитового комплекса в значительной степени расплавились и сохранились среди гранитов лишь в виде отдельных изолированных островков.

Ботнический комплекс сложен конгломератами, филлитами, мраморами. В основании его залегает галька свионийских гранито-гнейсов. Этот комплекс сильно метаморфизован (несколько меньше, чем свионийские породы), интенсивно дислоцирован и прорван гранитными интрузиями.

Карельский комплекс представлен конгломератами, кварцитами, доломитами, железистыми кварцитами и филлитами с прослойками шунгита. Имеются и эффузивные породы — базальты и диабазы. Комплекс прорван гранитными интрузиями и смят в складки, но наряду со сложными здесь уже есть и простые складки.

Иотнийский комплекс выражен конгломератами, песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами. Иотнийская толща прорвана диабазами, кварцевыми порфирами и гранитами рапакиви. Осадочные породы почти не метаморфизованы и залегают практически горизонтально. Образования иотнийского комплекса сохранились главным образом в грабенах.

Спарагмитовый комплекс представлен почти недислоцированными нормальными осадочными породами — песчаниками, конгломератами, которые встречаются только по периферии Балтийского щита.

Свионийский и ботнический комплексы относятся к архею, карельский, иотнийский и спарагмитовый — к протерозою.

В строении докембрия Украинского щита участвуют четыре комплекса. Самый древний, выделяемый под названием днепровского, состоит из кристаллических гнейсов, сложно дислоцированных и прорванных интрузиями. Этот комплекс наиболее широко распространен и слагает значительную часть массива.

В основании второго — тетерево-бугского комплекса находится базальный слой из галек днепровского комплекса. Рассматриваемый комплекс сложен сильно метаморфизованными породами, главным образом сланцами и филлитами. Отложения сильно дислоцированы и прорваны интрузиями.

Саксаганский комплекс начинается базальным слоем из галек нижележащих более древних отложений. Комплекс представлен толщей так называемых джеспилитов — железистых кварцитов, состоящих из тончайших пропластков гематита и кварцита. Среди них встречаются и крупные рудные тела, почти целиком состоящие из гематита и магнетита. Отложения саксаганского комплекса дислоцированы и прорваны интрузиями.

Четвертый, самый молодой, комплекс докембрия Украины — овручский — начинается базальным слоем из галек более древних пород и состоит из слабо дислоцированных нормальных осадочных пород — кварцита, песчаников, конгломератов и сланцев. Здесь имеются только малые интрузии жильного типа.

Два нижних комплекса докембрийских отложений Украинского щита относятся к архею, а два верхних — к протерозою. Овручская формация весьма сходна с иотнийскими образованиями Балтийского щита. Другие формации сопоставляются с трудом. Оказывается, что в пределах Балтийского щита отсутствуют некоторые комплексы, имеющиеся на Украинском щите, и наоборот. Однако на Восточно-Европейской платформе имеются участки, где докембрий присутствует в полном объеме. Это, например, районы Курской и Воронежской областей, где распространены породы, характерные как для Балтийского, так и для Украинского щитов.

Докембрий Сибирской, Северо-Американской и других платформ, так же как и всех складчатых областей, имеет много общего с докембрием Восточно-Европейской платформы. Везде породы сильно метаморфизованы, очень сильно дислоцированы и прорваны интрузиями. Всюду они представлены почти исключительно гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, мрамором, кварцитами. И только в верхней части разреза появляется слой неметаморфизованных осадочных пород. Мощность докембрийских образований повсюду измеряется многими километрами и даже десятками километров.

§ 3. ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ

Изучение разрезов докембрия позволяет в общих чертах восстановить историю развития земной коры в докембрийскую эпоху.

Во-первых, обращает на себя внимание огромная мощность докембрийских комплексов. Так, например, мощность одного карельского комплекса превышает 20 км. Мощность всего докембрия на Балтийском щите составляет 80—100 км. Осадки такой мощности могли формироваться только в условиях глубочайших геосинклинальных прогибов, которые, по-видимому, были характерны для докембрия.

Во-вторых, в докембрии неоднократно проявлялась складчатость. Каждый комплекс соответствует эпохе складчатости, а каждой из эпох складчатости отвечают свои интрузии. Степень дислоцированности и метаморфизма пород уменьшаются от древних комплексов к более молодым.

В-третьих, докембрийское время характеризовалось напряженной вулканической деятельностью в виде эффузивных и интрузивных процессов. Вулканическая деятельность развивалась закономерно: наиболее интенсивно она проявлялась в начале докембрия и к концу его постепенно затухала.

Таким образом, всюду на земле докембрий был временем существования резко выраженного геосинклинального режима. К концу докембрия этот режим в некоторых районах земного шара сменился платформенным, характеризующимся отсутствием складчатых процессов и магматизма. В результате условия осадконакопления и тектоническая обстановка коренным образом изменились. Были раз-

виты исключительно колебательные движения. Вертикальные перемещения земной коры характеризовались небольшой амплитудой.

В горных областях докембрий представлен сильно метаморфизованными породами, причем как древние, так и молодые толщи метаморфизованы одинаково. Толщи метаморфических пород докембрия сложно дислоцированы. Интенсивность дислокаций во всех толщах одинакова. Дислоцированы не только докембрий, но и вышележащие комплексы, относящиеся уже к палеозою.

Докембрийские толщи в горных областях прорваны разнообразными интрузиями. Последние прорывают также и палеозой.

Граница между докембрием и палеозоем в горных областях проводится с трудом, поскольку состав и строение обоих комплексов почти одинаковы.

Таким образом, в докембрийское время земная кора в складчатых областях развивалась точно так же, как и в областях платформ, т. е. в обстановке типичного геосинклинального режима. Однако в складчатых областях к концу докембрия не произошло смены режимов в отличие от областей платформ. Поэтому здесь и в палеозойское, а в некоторых местах и в более позднее время развитие земной коры продолжалось в геосинклинальных условиях.

§ 4. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КОНЦЕ ДОКЕМБРИЯ

К концу докембрия на отдельных участках земного шара возникли устойчивые массивы, в пределах которых складчатые процессы и магматизм интрузивного типа уже не проявлялись. На других же участках все эти процессы продолжали интенсивно развиваться. Таким образом, произошло расчленение земной коры на платформы и геосинклинальные области (рис. 258).

В Евразии образовались Восточно-Европейская (Русская), Сибирская и Индийская платформы, в пределах Китая — три ядра будущей более молодой платформы — Восточно-Китайская, Южно-Китайская и Индо-Синийский срединные массивы. В это же время образовались Африкано-Аравийская, Австралийская, Северо-Американская, Южно-Американская и Восточно-Антарктическая платформы.

Геосинклинальный тип развития сохранялся в пределах Кордильерской, Аппалачской, Восточно-Австралийской, Андской, Монголо-Охотской, Урало-Тяньшаньской, Северо-Гренландской и других геосинклинальных областей.

§ 5. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И КЛИМАТ ДОКЕМБРИЯ

Многие горные породы докембрия сходны с более молодыми породами, образовавшимися в строго определенных условиях. Это дает основание полагать, что физико-географические условия земной поверхности в докембрийское время были во многом сходны с современными. Так, например, в докембрии встречены обломочные горные породы осадочного происхождения. Значит, уже тогда существовала литосфера — твердая каменная оболочка сложного

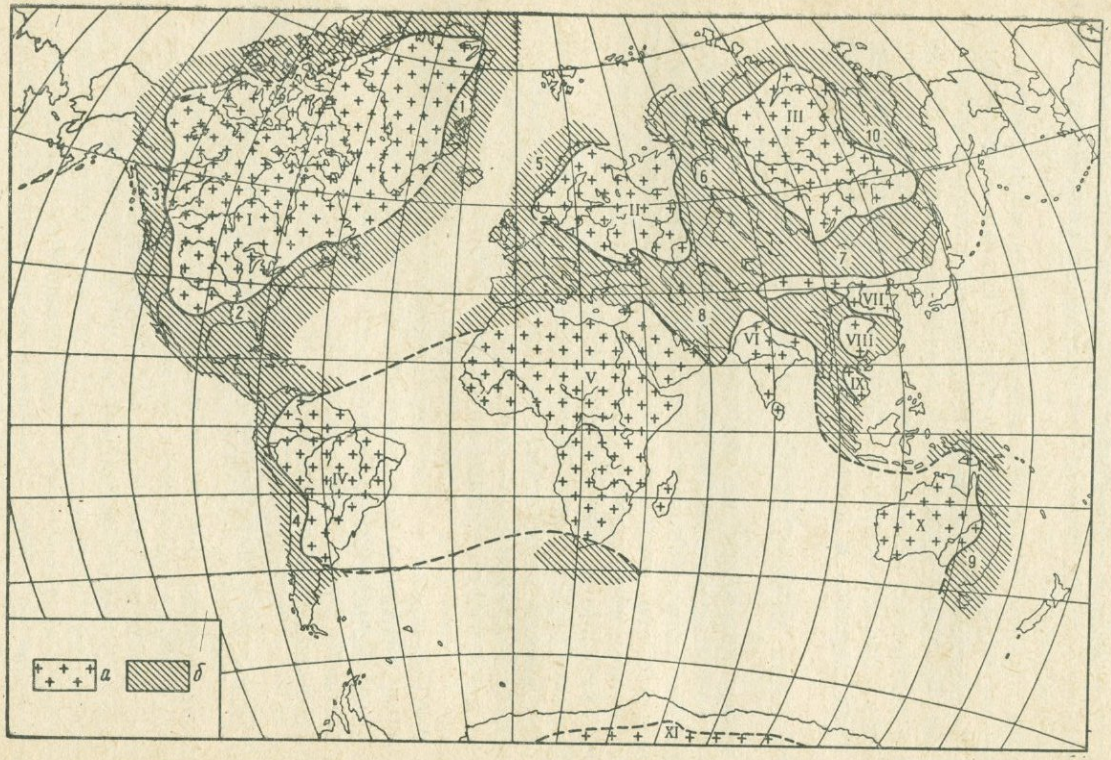


Рис. 258. Тектоническая схема земной коры в конце докембрия

а — докембрийские платформы: *I* — Северо-Американская; *II* — Восточно-Европейская; *III* — Сибирская; *IV* — Южно-Американская; *V* — Африкано-Аравийская; *VI* — Индийская; *VII* — Восточно-Китайская; *VIII* — Южно-Китайская; *IX* — Индо-Синийская; *X* — Австралийская; *XI* — Восточно-Антарктическая.

б — геосинклинальные области: *1* — Гренландская; *2* — Аппалачская; *3* — Кордильерская; *4* — Андская; *5* — Грампианская; *6* — Урало-Тяньшаньская; *7* — Монголо-Охотская; *8* — Понто-Иранская; *9* — Восточно-Австралийская; *10* — Верхояно-Колымская

химического состава. За счет разрушения ее в одних участках и накопления обломков в других происходило формирование осадочных пород. Осадки накапливались главным образом в морских и океанических бассейнах. Следовательно, в докембрии уже существовала гидросфера.

Ранее отмечалось, что в докембрийских толщах находят остатки древних животных и растений. Следовательно, в докембрии уже имелись биосфера и атмосфера, без которых невозможна жизнь. Сложные взаимодействия между литосферой, гидросферой, биосферой и атмосферой обусловили наличие весьма сложной физико-географической обстановки в докембрии. Сложной была и климатическая обстановка. Так, например, в докембрии Китая обнаружены метаморфизованные морены с валунами, что свидетельствует о наличии оледенений. В других местах на основании изучения физико-географической обстановки установлено наличие зон гумидного (влажного) и аридного (засушливого) климата.

Существование в докембрии пород, сходных с современными образованиями, свидетельствует о том, что в докембрийскую эпоху физико-географические условия земной поверхности были в ряде случаев аналогичны современным. Вместе с тем они резко отличались от современных, на что указывает присутствие в разрезе докембрия некоторых типов горных пород (например, джеспилитов), характерных исключительно для докембрийских толщ и не встречающихся в более молодых комплексах. Джеспилиты — породы вулканогенно-осадочного происхождения, представляющие собой тонкое чередование прослоев кварца и железистых минералов. Вообще в морских бассейнах докембрия в широких масштабах происходило накопление хемогенных осадков — кремнистых, железистых и карбонатных, главным образом доломитовых.

§ 6. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДОКЕМБРИЯ

Полезные ископаемые докембрия разнообразны и многочисленны. В жильных образованиях докембрия Сибирской, Северо-Американской и Африкано-Аравийской платформ имеются месторождения золота. С интрузиями связаны месторождения цветных и редких металлов. Граниты, гнейсы, сланцы, кварциты докембрия используются в качестве строительных материалов.

Исключительно важное значение имеют богатейшие залежи железных руд, весьма широко распространенные в метаморфических толщах докембрия. Крупнейшие месторождения Кривого Рога, Курской магнитной аномалии и других районов мира связаны именно с докембрийскими отложениями.

Глава XXV

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

§ 1. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕГО РАЗВИТИЯ, СТРАТИГРАФИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Отложения раннего палеозоя содержат многочисленные остатки ископаемых организмов, свидетельствующих о том, что органический мир этого периода был уже достаточно разнообразен и богат. Такое разнообразие и сравнительно высокая организация животных и растений свидетельствуют о том, что жизнь на Земле существовала и раньше, в докембрии, и что уже до начала палеозоя органический мир прошел длительный путь развития.

Растительный мир раннего палеозоя представлен различными водорослями. Из наземных растений известны представители высокоорганизованной флоры — мхов и псилофитов, заселявших прибрежные заболоченные участки морей.

Животный мир представлен водными, почти исключительно морскими формами — трилобитами, плеченогими, граптолитами, археоциатами, наутилоидеями.

Важнейшей группой животного мира раннего палеозоя являются трилобиты. Они быстро эволюционировали и дали много надежных руководящих форм. Поэтому стратиграфия раннего палеозоя основывается главным образом на изучении их остатков. В кембрии были распространены трилобиты с хорошо развитым головным щитом и слабо развитым хвостовым. Органы зрения у них были недоразвиты, а иногда вообще отсутствовали. Все представители трилобитов были заднещечными и не обладали способностью свертываться. Трилобиты, характеризующиеся перечисленными особенностями и обитавшие в кембрии, получили название первой трилобитовой фауны.

К концу кембрия большинство описанных трилобитов вымерло, и в следующем, ордовикском, периоде получили развитие новые формы, образовавшие вторую трилобитовую фауну. У представителей этой фауны головной и хвостовой щиты были хорошо развиты и отличались массивностью. Такие трилобиты имели уменьшенное число брюшных сегментов, хорошо развитые глаза. Характерной особенностью их была способность свертываться, поджимая задний щит к головному и тем самым защищая нежное брюшко от нападения хищников.

В силуре получила распространение трилобитовая фауна, все представители которой были переднещечными трилобитами, обладающими способностью свертываться, имели большие, часто сетчатосложные глаза.

Второй группой животных, широко распространенных в раннем палеозое, были брахиоподы. В кембрийских толщах находят хитиновые раковины примитивных, главным образом, беззамковых брахиопод. В ордовике были распространены замковые брахиоподы

Схема стратиграфического деления и некоторые руководящие ископаемые нижнего палеозоя

Группа	Система	Отдел	Ярус	Руководящие формы					
				граптолиты	трилобиты	брахиоподы	кораллы	археоциаты	головоногие
Палеозойская PZ	Силурийская S	Верхний S_2	Даутовский S_2d Лудловский S_2ld	*Monograptus*,	*Phacops*	*Conchidium*			
		Нижний S_1	Венлокский S_1w Лландоверский S_1ln	*Rastrites*		*knighti*	*Favosites*,	—	*Orthoceras*,
	Ордовикская O	Верхний O_3	Ашгильский O_3a Карадокский O_3c	*Diplograptus*,	*Illaenus*,		*Halysites*	—	*Endoceras*
		Средний O_2	Лландейльский O_2l Лланвирнский O_2ln	*Tetragraptus*, *Phyllograptus*,	*Megalaspis*, *Asaphus*	—			
		Нижний O_1	Аренигский O_1ar Тремадокский O_1t	*Dictyonema flabelliforme*	*expansus*				
	Кембрийская $\in$	Верхний $\in_3$	Ярусы не выделяются						
		Средний $\in_2$	Майский $\in_2m$ Амгинский $\in_2a$	—	*Olenus*, *Paradoxides*,	—		*Archaeocia-thus*	—
		Нижний $\in_1$	Ленский $\in_1l$ Алданский $\in_1a$		*Olenellus*				

с известковой раковиной (*Orthis*). В силуре появились крупные брахиоподы со сложной организацией и сильно скульптированной раковиной (*Pentamerus*, *Atrypa* и др.).

Граптолиты — третья важная для раннего палеозоя группа организмов. В их развитии можно выделить три фазы: для кембрия характерны кустовидные граптолиты, для ордовика — многорядные и для силура — однорядные (см. рис. 255).

Археоциаты типичны исключительно для кембрия, наутилоидеи — главным образом для ордовика и силура.

Из других групп животных известны остатки представителей кишечнополостных, червей, иглокожих, ракообразных и др. Однако они редко встречаются в нижнепалеозойских толщах, и стратиграфическое значение их невелико. Из них руководящие формы в силуре и ордовике дали только кишечнополостные и иглокожие.

На основании изучения особенностей развития органического мира разработана стратиграфия раннего палеозоя (табл. 27).

§ 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КЕМБРИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отложения кембрия широко распространены в платформенных областях. Выходы их на поверхность имеются в районах Прибалтики, в Подолии, на Тимане. Значительные пространства покрыты кембрийскими осадками на территории Сибирской платформы и в Канаде. В последние годы отложения кембрия вскрыты глубокими скважинами в центральных районах Восточно-Европейской платформы — в Подмосковье, на Валдайской возвышенности, между Костромой и Вологдой.

Наиболее подробно кембрийские отложения изучены в пределах Прибалтики и Сибирской платформы.

К е м б р и й П р и б а л т и к и. Вдоль побережья Финского залива от г. Нарвы до устья р. Свири в рельефе выделяется крутой уступ — глинт, в котором обнажаются отложения кембрийской системы (рис. 259).

В разрезах достоверно установлены осадки только нижнего отдела, так называемой балтийской серии. Они с признаками размыва залегают на пестроцветной песчанистой толще валдайской серии, относящейся к синийской (рифейской) эпохе.

В основании балтийской серии выделяется пачка зеленовато-серых мелкозернистых песчаников с прослоями глин и алевролитов. Мощность пачки 20—30 м. Выше залегает горизонт «синих глин», представленный голубовато-зелеными или зеленовато-серыми неясно-слоистыми глинами с зернами глауконита и линзовидными прослойками кварцевого песчаника. В глинах находят остатки червей и трилобитов. Мощность 50—110 м. Горизонт «синих глин» перекрывается эофитоновым горизонтом — пачкой голубовато-серого кварцевого песчаника, переслаивающегося с глауконитовым песчаником и глиной. В песчанике встречаются остатки брахиопод, трилобитов и водорослей *Eophyton*. Мощность горизонта 0—10 м.

Заканчивается разрез кембрия грубозернистыми белыми и светло-серыми кварцевыми косослоистыми песками и песчаниками мощностью от нуля до 85 м. Эти песчаные образования, по всей вероятности, имеют континентальное, эоловое происхождение.

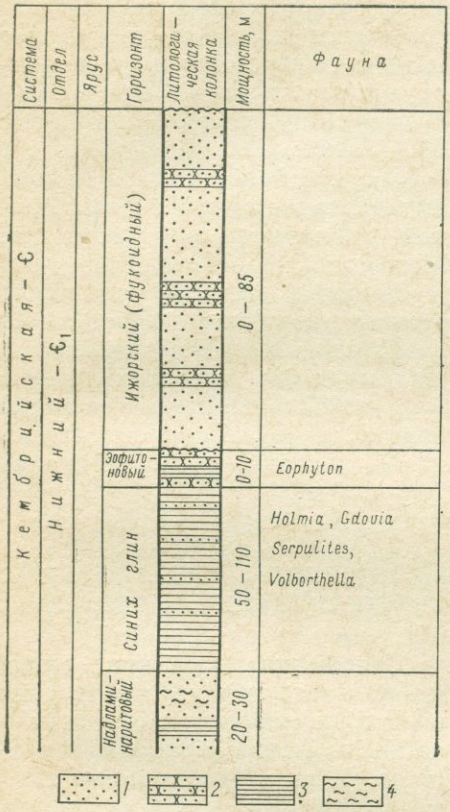


Рис. 259. Схематический разрез кембрийских отложений Прибалтики

1 — пески; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — алевриты

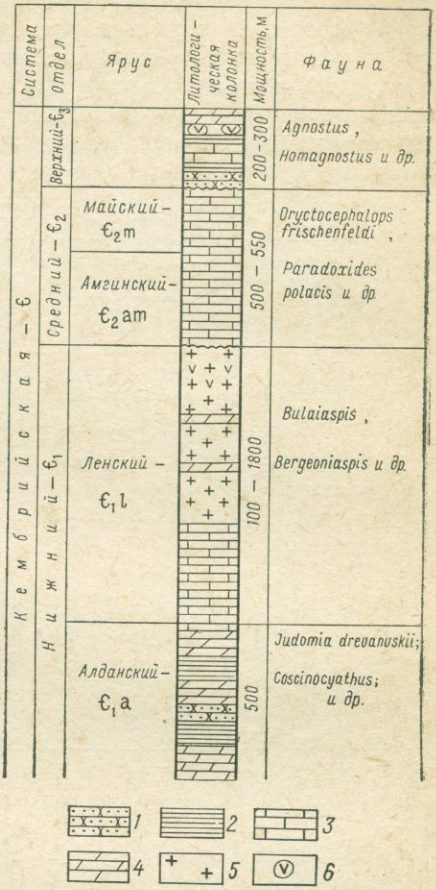


Рис. 260. Схематический разрез кембрийских отложений Сибирской докембрийской платформы

1 — песчаники; *2* — глины; *3* — известняки; *4* — мергели; *5* — каменная соль; *6* — гипс

Кембрий Сибирской платформы. На территории Сибирской платформы отложения кембрия исключительно широко распространены. Они выполняют обширные впадины и обнажаются по окраинам Алданского, Анабарского и Енисейского щитов.

Кембрийские отложения представлены всеми тремя отделами, из которых нижний и средний подразделяются на ярусы. Верхний отдел на ярусы не расчленяется. Породы кембрия залегают на

докембрийских трансгрессивно, с резко выраженным несогласием. В фациальном отношении они отличаются большим разнообразием (рис. 260).

Нижний кембрий на значительной территории, особенно в южных районах Сибирской платформы, представлен лагунными фациями — пестроцветными глинами, песчаниками, мергелями. В верховьях р. Ангары широко распространены пласты и линзы каменной соли и гипса. В среднем течении р. Лены и к северу от нее большая часть нижнего кембрия представлена глинистыми породами, доломитами и известняками. В этих породах в изобилии содержится фауна трилобитов и археоциат, встречаются остатки морских водорослей. Мощность нижнего кембрия 600—2300 м.

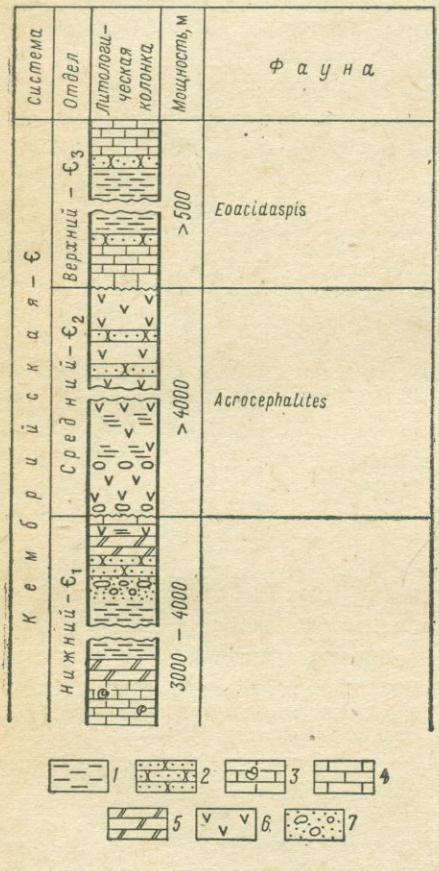


Рис. 261. Схематический разрез кембрийских отложений Саяно-Алтайской зоны

1 — сланцы; *2* — песчаники; *3* — известняки с остатками фауны; *4* — известняки; *5* — мрамор; *6* — эффузивные породы; *7* — конгломераты

Средний кембрий сложен преимущественно известняками с фауной трилобитов и плеченогих. Мощность 500—550 м.

Верхний кембрий выражен осадками лагунного типа. Здесь развиты красноцветные песчаники, пестрые глины, прослои мергелей и известняков. Встречаются линзы гипса. Наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби. Мощность 200—300 м.

§ 3. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КЕМБРИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отложения кембрия совершенно иного типа распространены во многих складчатых областях — на Урале, Алтае, в Саянах, Казахстане, Уэльсе, Скандинавии.

Кембрий Алтае-Саянской зоны. В Алтае-Саянской зоне отложения кембрия выражены весьма мощной осадочно-эффузивной толщей с преобладанием терригенных пород (рис. 261).

В нижнем кембрии залегают мраморы, доломиты и кремнисто-углистые сланцы с археоциатами. Встречаются пачки конгломератов и песчаников. Выше распространены эффузивы и туфы. Заканчивается разрез нижнего кембрия толщей мраморов и известняков

с остатками археоциат, трилобитов и плеченогих. Мощность нижнего кембрия 3000—4000 м.

Средний кембрий представлен зеленокаменной эффузивной толщей с подчиненными прослоями сланцев, конгломератов, песчаников мощностью свыше 4000 м.

Верхний кембрий характеризуется распространением известняков, песчаников, сланцев мощностью свыше 500 м.

В целом отложения кембрия Алтае-Саянской зоны сильно метаморфизованы, смяты в складки и прорваны интрузиями магматических горных пород. Общая мощность кембрия местами достигает 20 км.

К е м б р и й У э л ь с а. В Англии, в частности в Уэльсе, кембрий представлен всеми отделами.

Нижний кембрий выражен пестрыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками мощностью 450—1200 м.

Средний кембрий сложен пестрыми и темно-серыми сланцами с фауной трилобитов. Мощность 800 м.

Верхний кембрий в нижней части разреза представлен плитчатыми песчаниками. Мощность их достигает 1300 м. В верхней части разреза развиты темные сланцы с остатками трилобитов и брахиопод. Встречаются андезитовые лавы. Мощность 80—200 м.

§ 4. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОРДОВИКА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отложения ордовика распространены на Восточно-Европейской платформе (в Эстонии, Ленинградской области и Подолии), в Сибири (склоны Анабарского щита), Канаде.

О р д о в и к П р и б а л т и к и. В Прибалтике отложения ордовика залегают на размытой поверхности нижнего кембрия. Они представлены преимущественно карбонатной толщей с терригенными осадками в нижней части разреза. Судя по фауне трилобитов, брахиопод, археоциат, наутилоидей, граптолитов, данная толща выражена типичными морскими осадками (рис. 262).

Нижний ордовик состоит из трех пачек. В основании залегают конгломераты, пески и песчаники с раковинами *Obolus* (оболовые песчаники), выше — слабобитуминозные сланцы с граптолитами *Dictyonema* (диктионемовые слои). Мощность песчаниково-сланцевой серии 0,5—26 м. Заканчивается разрез нижнего ордовика доломитизированными и глинистыми известняками, обогащенными глауконитом (глауконитовый известняк). Мощность 5—14 м.

Средний ордовик сложен серыми и пестрыми известняками с прослоями горючих сланцев — кукерситов (кукерситовые слои). Мощность 25—200 м.

Верхний ордовик выражен преимущественно известняками с пропластками карбонатных глин и мергелей мощностью 70—100 м.

О р д о в и к С и б и р с к о й п л а т ф о р м ы. На территории Сибирской платформы распространены осадки всех трех отделов ордовикской системы.

Нижний ордовик представлен преимущественно известняками, доломитами и мергелями с богатой и разнообразной фауной морских животных — трилобитов и брахиопод. В северо-восточной части Сибирской платформы в нижнем ордовике встречаются гипсоносные породы. На юге широко распространены мергели, алевролиты, песчаники, гравелиты. Мощность 200—280 м.

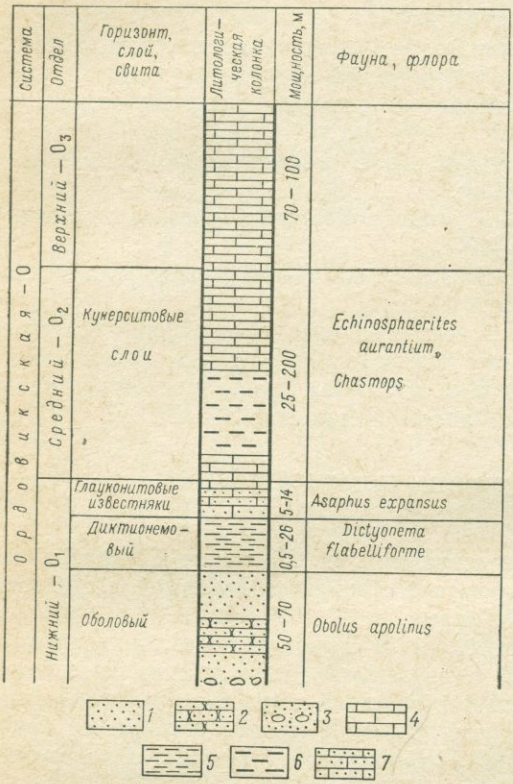


Рис. 262. Схематический разрез ордовикских отложений Прибалтики

1 — пески; *2* — песчаники; *3* — конгломераты; *4* — известняки; *5* — сланцы; *6* — горючие (кукерситовые) сланцы; *7* — глауконитовые известняки

Средний ордовик характеризуется распространением терригенно - карбонатных осадков — известняков, доломитов, алевролитов. В восточной части Сибирской платформы в среднем ордовике встречаются гипсоносные породы и фосфориты. На юге платформы преобладают терригенные осадки — пески, песчаники, алевролиты. Мощность 50—100 м.

Верхний ордовик представлен преимущественно карбонатными породами — известняками, доломитами и мергелями с богатой фауной трилобитов, брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок. На юге и юго-востоке преобладают красноцветные породы с линзами гипса. Мощность 100—200 м.

§ 5. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОРДОВИКА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Ордовикские отложения геосинклинального типа широко распространены в Алтае-Саянской зоне, Центральном Казахстане, на Урале, Скандинавском полуострове, в Канаде.

Ордовик Алтае-Саянской зоны. В Алтае-Саянской зоне отложения ордовика, как правило, несогласно залегают на более древних толщах и имеют ряд перерывов внутри разреза. Они представлены преимущественно терригенными породами (рис. 263).

В основании нижнего ордовика располагается пачка конгломератов, состоящих из гальки магматических пород и известняков.

Мощность конгломератовой пачки 10—50 м. Основная часть разреза сложена песчаниками и сланцами мощностью 300—400 м.

Средний и верхний ордовик в нижней части разреза состоят из мощной толщи конгломератов и песчаников, постепенно переходящих в толщу мергельных сланцев с прослоями песчаников с фауной брахиопод. Мощность среднего и верхнего ордовика 900—1000 м.

Ордовик Урала. Отложения ордовика широко распространены как на западном, так и на восточном склонах Урала. Наиболее полный разрез установлен в Юрюзанской мульде на западном Урале.

Нижний ордовик выражен кварцитом и песчаниками с прослоями конгломератов с остатками брахиопод, криноидей, червей. Мощность 500 м.

Средний ордовик сложен глинистыми сланцами и песчаниками мощностью до 250 м.

Верхний ордовик представлен грубозернистыми песчаниками и конгломератами мощностью до 300 м.

В пределах Восточного Урала разрез ордовика совершенно иной. Здесь распространены главным образом вулканогенные образования — амфиболиты, туфы, лавы основного состава. Среди метаморфических пород ведущую роль играют сланцы. Мощность ордовика превышает 1000 м.

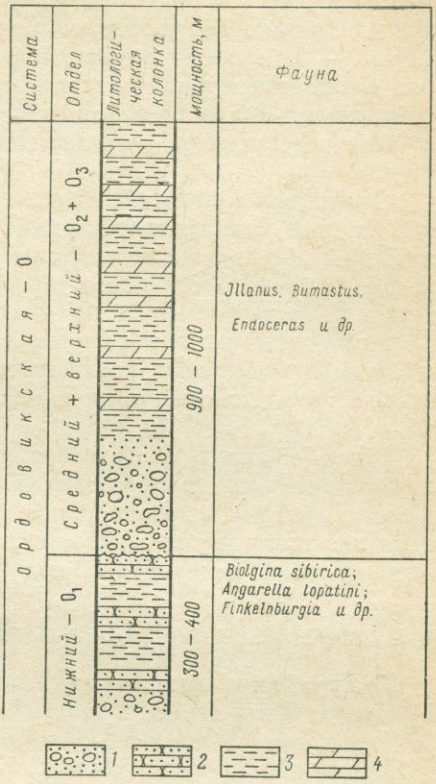


Рис. 263. Схематический разрез ордовикских отложений Алтае-Саянской зоны

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — сланцы; *4* — мергели

§ 6. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СИЛУРА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отложения силура распространены на территории Восточно-Европейской и Сибирской платформы, в Северной Америке, Китае, Австралии. Наиболее характерные разрезы имеются в Прибалтике и в пределах Сибирской платформы.

Силур Прибалтики. Наиболее полные обнажения силура изучены в Эстонии на островах Саарема и Хиума.

Нижний силур представлен карбонатными отложениями с остатками типичных морских животных — кораллов и брахиопод.

Разрезы состоят из известняков, доломитов, мергелей. Мощность нижнего силура 150 м.

Верхний силур выражен мелководной фацией, в которой преобладают известняки и доломиты с трещинами усыхания и псевдоморфозами по каменной соли. Мощность 70—100 м.

Силур Сибирской платформы. Силурийские отложения широко распространены в западной части Сибирской платформы — в бассейне Ангары и на правобережье р. Енисея. Имеются они и в восточных районах, главным образом в пределах Вилюйской синеклизы. Они представлены нижним и верхним отделами, причем в нижнем отделе выделяются лландоверский и венлокский ярусы.

Лландоверский ярус выражен известняками и доломитами с богатой фауной граптолитов, брахиопод, кораллов, трилобитов. В Вилюйской синеклизе и на северном склоне Енисейского щита в карбонатной толще появляются прослои терригенных пород и линзы гипса. Мощность яруса 100—170 м.

Отложения венлокского яруса распространены в северо-западной части Сибирской платформы. Они представлены известняками с прослоями доломитов, гипсоносных глин и гипса. Мощность яруса 65—360 м.

Верхний силур сложен органогенными известняками и мелкогалечниковыми конгломератами. Местами в известняковой толще встречаются линзы и прослои гипса и гипсоносных глин. В отложениях верхнего силура находят остатки кораллов, наутилоидей, брахиопод, мшанок. Мощность 50 м.

§ 7. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СИЛУРА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Силурийские отложения геосинклинального типа известны на Урале, в Тянь-Шане, Алтае, Саянах, Уэльсе.

Силур Урала. Отложения силура имеются на западном и восточном склонах Урала.

На западном склоне силур сложен карбонатными породами с подчиненными прослоями сланцев. В сланцах встречаются остатки граптолитов, брахиопод и кораллов. Мощность 700—800 м.

На восточном склоне Урала силур представлен главным образом вулканогенными образованиями — различными эффузивами и туфами. Среди вулканогенных пород преобладают диабазы, плагиоклазо-пироксеновые порфиры, спилиты. Известняки и кристаллические сланцы занимают подчиненное положение. Мощность силура 3000—4000 м.

Силур Уэльса. В Уэльсе силур залегает на сильно дислоцированных, пронизанных интрузиями отложениях ордовика.

Лландоверский ярус выражен конгломератами и песчаниками с прослоями известняков. Верхняя часть разреза сложена сланцами с граптолитами. Мощность до 1200 м.

Венлокский ярус представляет собой мощную толщу перемежающихся пачек глинистых и кристаллических сланцев, известняков,

песчаников. В нижней части разреза часто встречаются рифогенные известняки с многочисленными кораллами. Мощность 1000—3600 м.

Лудловский ярус сложен песчаниками с прослоями брекчии, глинами и мергелями. Мощность 150 м.

Характерной особенностью силура Уэльса является большое число поверхностей размыва, угловых несогласий и внутриформационных несогласий. Отложения силура, как правило, метаморфизованы. Пласты горных пород собраны в складки, широко распространены дизъюнктивные дислокации. Все это свидетельствует об исключительно интенсивных складкообразовательных процессах, происходивших в силурийское время.

§ 8. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Изучение разрезов нижнего палеозоя различных районов земного шара показывает, что в пределах платформ они повсюду представлены нормальными осадочными породами. Лишь кое-где имеются незначительные включения маломощных прослоев эффузивных образований. Метаморфические и интрузивные породы отсутствуют.

В нижнем палеозое преобладают осадочные породы морского происхождения, континентальные и лагунные образования занимают подчиненное положение и распространены главным образом по периферии платформ.

Мощность нижнего палеозоя резко отличается от мощности докембрия. Если в докембрии сплошь и рядом встречаются толщи мощностью в несколько десятков километров, то мощность всего нижнего палеозоя составляет 1—3 км. Нижний палеозой в разных районах имеет примерно одинаковую мощность. Резких ее колебаний не наблюдается.

Пласты горных пород нижнего палеозоя на обширных пространствах платформ залегают практически горизонтально.

Все перечисленные особенности с очевидностью свидетельствуют о том, что отложения кембрия, ордовика и силура многих районов земного шара формировались в условиях типичного платформенного режима. Следов складкообразовательных тектонических процессов здесь не обнаружено. В течение нижнего палеозоя значительные участки земной коры испытывали медленные колебательные движения, причем основным направлением в развитии этих колебаний было погружение. В отдельные моменты, естественно, возникали и восходящие движения земной коры, но они были относительно кратковременными и играли по сравнению с общим погружением подчиненную роль.

Прогибание значительных участков земной коры вызывало наступание моря — трансгрессию, а кратковременное воздымание их — кратковременные регрессии. На протяжении нижнего палеозоя отмечаются три волны трансгрессии, чередовавшиеся с кратковременными регрессиями. Первая волна приходится на кембрий. Об этом свидетельствует последовательная смена на обширных

пространствах Восточно-Европейской, Сибирской и других платформ грубообломочных пород, формировавшихся на суше или в мелководной зоне моря, тонкообломочными и карбонатными осадками, образовавшимися в открытом море. Максимум трансгрессии приходится на конец нижнего и на средний кембрий. После этого наступила регрессия, в результате которой на Сибирской платформе в верхней части кембрия формировались загипсованные породы, а на Восточно-Сибирской платформе отложения среднего и верхнего кембрия вообще были размыты.

Еще более мощной была ордовикская трансгрессия, приведшая к образованию на огромных пространствах морских, главным образом карбонатных осадков.

После кратковременной регрессии в конце ордовика развилась третья — силурийская трансгрессия.

Преобладание нисходящих движений обусловливало формирование отрицательных тектонических структур, т. е. обширных и пологих впадин. На Восточно-Европейской платформе образовались Московская, Прикаспийская, Печорская синеклизы, Вятско-Камская впадина, на Сибирской платформе — Хатангская, Тунгусская, Ангаро-Вилюйская синеклизы. Аналогичные структуры формировались также на Северо-Американской и других платформах.

По соседству с синеклизами и впадинами располагались сравнительно приподнятые участки земной коры. Другими словами, одновременно с синеклизами и впадинами рядом с ними образовывались антеклизы. Расчленение платформ на синеклизы и антеклизы — основной результат раннепалеозойских тектонических процессов на территории платформ.

§ 9. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В то время как на территории платформ складкообразовательные процессы и вулканическая деятельность закончились и в раннем палеозое формировались нормальные осадочные толщи, на значительных участках земного шара продолжали господствовать геосинклинальные условия. Такими областями оставались обширные пространства Западной и Восточной Сибири, северная половина Скандинавского полуострова, Средиземноморье, Анды, западная и восточная окраины Северо-Американского континента, Восточная Австралия и т. д. Естественно, что условия осадконакопления в этих областях отличались от условий, установившихся в раннем палеозое на платформах.

Кембрий и ордовик в геосинклинальных областях представлены в основном морскими терригенными осадками, чередующимися с эффузивными образованиями. Мощность их измеряется десятками километров. Очевидно, эти толщи формировались в обстановке интенсивного прогибания значительных участков земной коры в условиях обширных трансгрессий. Кембрий и ордовик были, таким образом, временем интенсивных погружений и максимальных трансгрессий.

Моря, покрывавшие в кембрии и ордовике геосинклинальные области, были морями островного типа с многочисленными островами, подобными современному Малайскому архипелагу, и по характеру отличались от эпиконтинентальных бассейнов платформенных областей. Поэтому и условия осадкообразования в геосинклинальных зонах были иными. Здесь происходило накопление главным образом терригенно-обломочных пород — конгломератов, песков, песчаников, глинистых сланцев.

Большое количество эффузивных образований, слагающих вместе с терригенно-обломочными породами слоистые толщи кембрия и ордовика, свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности. Большая часть кембрия и ордовика сформировалась за счет подводного эффузивного магматизма, весьма характерного для этого времени.

Мощности нижнего палеозоя в геосинклинальных областях резко изменяются даже на незначительном расстоянии, чего не наблюдается на платформах. Следовательно, в геосинклинальных областях колебательные движения характеризуются резкими градиентами размаха, что приводит к возникновению различных структурных зон — геосинклиналей и геоантиклиналей. В пределах геосинклиналей преобладают нисходящие движения земной коры и формируются структуры с большой мощностью осадков, в пределах геоантиклиналей имеют место как нисходящие, так и восходящие движения земной коры и образуются структуры со сравнительно малой мощностью осадков.

Своеобразные особенности тектонического развития геосинклинальных областей обусловили господство в пределах геосинклиналей кембрия и ордовика вулканогенно-обломочной и глинисто-сланцевой формаций.

В силуре размеры геосинклинальных морей резко сократились. Это была эпоха поднятий, эпоха регрессий, характеризовавшаяся преимущественным накоплением грубообломочных пород — песчаников, брекчий, конгломератов. Формировалась молассовая формация.

Силурийская эпоха характеризовалась новой вспышкой эффузивного магматизма. Однако в отличие от кембрия и ордовика в силуре преобладала не подводная, а наземная эффузивная деятельность.

На силур приходится основное проявление складкообразовательных процессов, в результате которых вся толща нижнего палеозоя в геосинклинальных областях оказалась смятой в складки и нарушенной дизъюнктивными дислокациями.

Складкообразовательные процессы, особенно интенсивно проявившиеся во второй половине силура, сопровождались магматической деятельностью, которая по своему характеру отличалась от магматизма кембрия, ордовика и первой половины силура. Это был магматизм интрузивного типа, в процессе которого происходило образование большого числа интрузий.

Складкообразовательные процессы и общее воздымание геосинклинальных областей завершились горообразованием. Во многих

районах земного шара возникли горные хребты типа современных Кавказа, Альп, Анд и т. д. Образование сложного горного рельефа явилось конечным результатом раннепалеозойской или каледонской складчатости.

Таким образом, развитие земной коры в ряде районов характеризовалось в раннем палеозое целым рядом особенностей. К числу их следует отнести интенсивные колебательные движения, активный эффузивный магматизм, значительную мощность накопившихся осадков и их резкую дифференциацию, интенсивное проявление складкообразовательных процессов и связанный с ними интрузивный магматизм. Все эти особенности свидетельствуют о типичном геосинклинальном режиме развития в раннем палеозое значительных участков земного шара.

§ 10. КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ЕЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Складкообразовательные процессы обычно проявляются не одновременно и не на всем пространстве земного шара. И в раннем палеозое эти процессы развивались отдельными фазами.

Первая фаза складкообразования приходится на конец кембрия. Она проявилась не во всех геосинклинальных областях и не везде одинаково интенсивно и имела местный характер. Наиболее четкой она была в пределах Салаирского хребта, вследствие чего получила название салаирской.

Вторая фаза складчатости совпадает с концом ордовика. Она проявилась исключительно резко и привела к существенному изменению режима развития геосинклинальных областей в последующее время. После нее произошло интенсивное формирование грубообломочных толщ — конгломератов, континентальных красноцветных пород и т. д. Эта фаза складчатости была основной, она проявилась во всех геосинклинальных областях, за исключением области Тихоокеанского кольца, и получила название таконской.

В толще пород, отложившихся в середине силура, отмечают следы угловых тектонических несогласий и наличие внутриформационных конгломератов, которые являются результатом третьей — арденнской фазы складчатости.

На конец силура приходится четвертая — эрийская фаза складчатости, проявившаяся с такой же интенсивностью, как и таконская фаза.

Все перечисленные фазы объединяют в эпоху раннепалеозойской или каледонской складчатости.

В конце раннего палеозоя каледониды (рис. 264) образовались в шести районах: 1) на месте Грампианской геосинклинали в северной половине Скандинавского полуострова, в северной и центральной частях Великобритании и Ирландии; 2) в северной и восточной частях Гренландии и на о. Ньюфаундленд; 3) в центральном Казахстане; 4) в Алтае-Саянской зоне; 5) в центральном Китае (Няньшань), 6) в юго-восточной Азии (Катазиатский массив) и 7) в северной части полуострова Таймыр.

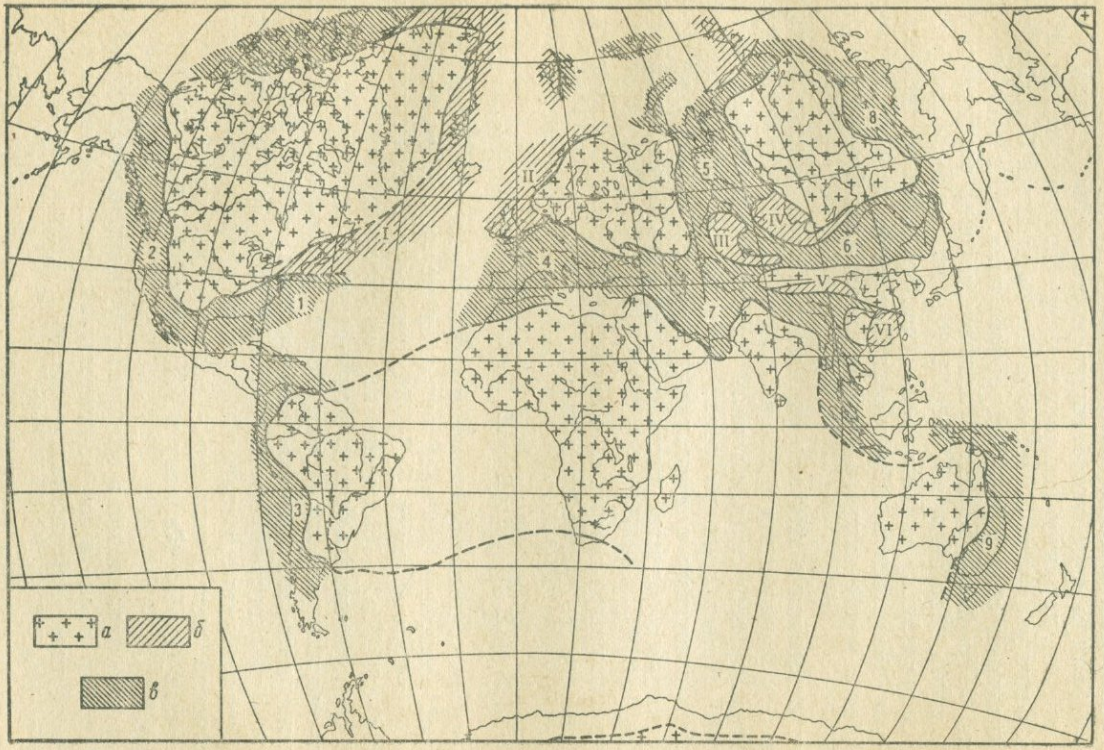


Рис. 264. Тектоническая схема земной коры в конце нижнего палеозоя

а — докембрийские платформы; *б* — области каледонской складчатости: *I* — Северо-Гренландская, *II* — Грампианская, *III* — Центрально-Казахстанская, *IV* — Алтае-Саянская, *V* — Наньшаньская, *VI* — Катазиатская; *в* — геосинклинальные области: *1* — Аппалачская, *2* — Кордильерская, *3* — Андская, *4* — Западно-Европейская, *5* — Урало-Тяньшаньская, *6* — Монголо-Охотская, *7* — Понто-Иранская, *8* — Верхоянско-Колымская, *9* — Восточно-Австралийская

§ 11. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И КЛИМАТ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Физико-географические условия раннего палеозоя отличались большой сложностью, о чем свидетельствует значительная пестрота состава пород, слагающих разрезы кембрия, ордовика и силура. Такая пестрота является результатом большого разнообразия условий осадконакопления. Последнее в свою очередь вызвано сложным взаимодействием основных геологических агентов — моря, текучих вод, вулканизма, органической жизни и т. д.

В кембрии и ордовике большая часть земного шара была покрыта морями, характер которых не везде был одинаковым. На платформах были распространены моря типа открытых бассейнов, в геосинклинальных областях — островного типа. Уже одно это обстоятельство обусловило большое различие условий осадконакопления.

В силуре, особенно во второй его половине, размеры морей резко сократились, значительные участки бывшего морского дна вышли на поверхность, образовались горные хребты. Рельеф земного шара в конце нижнего палеозоя отличался большой пересеченностью.

Для суждения о климате раннего палеозоя данных очень мало. Наличие красноцветных и соленосных отложений в кембрии Сибирской платформы и северной части Индостана указывает на жаркий и сухой климат этих районов. Широкое развитие карбонатных осадков с остатками колониальных кораллов в ордовике и силуре платформенных областей позволяет говорить о равномерно теплом климате.

Отчетливо выраженных следов климатической зональности в раннем палеозое не устанавливается.

§ 12. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Среди осадочных образований раннего палеозоя имеются залежи каменной соли, широко распространенные на Северо-Американской и Индийской платформах. В Прибалтике с ордовиком связаны залежи горючих сланцев, образовавшихся за счет накопления и последующего преобразования остатков сине-зеленых водорослей. Значительные промышленные скопления нефти и горючих газов имеются в раннем палеозое Северо-Американской платформы. Получены данные о нефтегазоносности нижнего палеозоя Сибирской платформы, где нефтяные залежи обнаружены в кембрийских отложениях (Марковское месторождение). Большое значение имеют залежи фосфоритов (хребет Каратау в Казахстане) и бокситов (Восточные Саяны).

Широкое проявление в силуре интрузивного магматизма обусловило формирование в геосинклинальных зонах месторождений рудных полезных ископаемых — железа, хрома, меди, различных полиметаллов.

Глава XXVI

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

§ 1. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕГО РАЗВИТИЯ. СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Многочисленные палеонтологические остатки, в большом количестве встречающиеся в отложениях позднего палеозоя, свидетельствуют о том, что это была эпоха весьма интенсивного развития органического мира на Земле. Жизнь развивалась не только в морских бассейнах, но и на суше.

Прежде всего обращает на себя внимание пышное развитие растительности. Наземная растительность покрывала громадные площади континентов, появились густые леса. Поздний палеозой — эпоха расцвета плауновых, членистостебельных и папоротников. Многие представители этих типов достигали гигантских размеров. Исключительной пышности и разнообразия достигла растительность в карбоне.

Среди животных ведущая роль в позднем палеозое принадлежала брахиоподам, гониатитам, кораллам, простейшим, рыбам, земноводным и пресмыкающимся.

Наиболее важное значение имеют остатки замковых брахиопод, исключительно широко распространенных в верхнем палеозое. Такие роды, как *Spirifer*, *Productus*, *Rhynchonella* и другие, дали большое число ценных руководящих форм (рис. 265), позволяющих разработать весьма дробную стратиграфическую схему верхнего палеозоя.

Из головоногих моллюсков наибольшее распространение получили гониатиты, встречающиеся по всему разрезу верхнего палеозоя. Для среднего девона характерны примитивные головоногие моллюски с наиболее простой лопастной линией гониатитового типа. Наиболее типичным представителем их является *Anarcestes*. В позднем девоне появилась и быстро исчезла такая своеобразная группа головоногих моллюсков, как климении. В отличие от всех других аммоноидей сифонная трубка у них приближена не к внешнему, а к внутреннему краю оборота раковины. В конце позднего палеозоя появились цератиты, получившие основное развитие позже, уже в мезозое.

В позднем палеозое интенсивно развивались кораллы. В начале позднего палеозоя почти полностью вымерли трубчатые кораллы и на смену им пришли лучевые (см. рис. 236). Особенно типичны для позднего палеозоя четырехлучевые кораллы, среди которых наряду с колониальными появилось много одиночных форм. В перми были распространены шестилучевые кораллы.

В позднем палеозое, особенно в карбоне и ранней перми, встречаются мощные толщи швагериновых и фузулиновых известняков. На этом основании можно полагать, что простейшие организмы из группы фораминифер были широко распространены.

Поздний палеозой — время интенсивного развития рыб. Девон по праву может быть назван веком рыб. В девонских отложениях встречаются многочисленные остатки панцирных, двоякодышащих и кистеперых рыб (см. рис. 252).

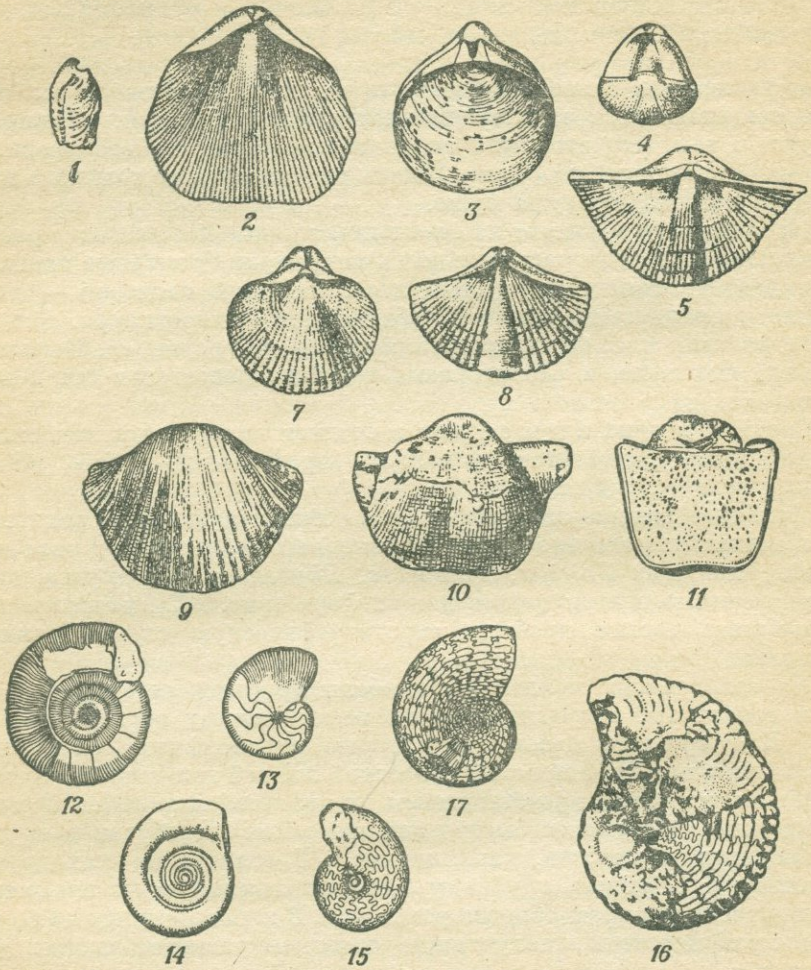


Рис. 265. Руководящие ископаемые верхнего палеозоя:

1 — Karpinskia conjugula Tschernyschew; *2 — Conchidium baschkiricus* Verneuil; *3 — Stringocephalus burtini* Defrance; *4 — Cyrtospirifer archiaci* Murchison; *5 — Spirifer tornacensis* Koninck; *7 — Spirifer supramosquensis* Nikitin; *8 — Licharewia rugulatus* Kutorga; *9 — Gigantoproductus giganteus* Martin; *10 — Dicyoclostus uralicus* Tschernyschew; *11 — Strophalosia horrescens* Verneuil; *12 — Anarcestes lateseptatus* Beyrich; *13 — Tornoceras simplex* Buch; *14 — Clymenia laevigata* Munster; *15 — Pronorites uralensis* Karpinsky; *16 — Artinskia artiensis* Gruenwaldt; *17 — Medlicottia orbignyana* Verneuil

В позднем палеозое, особенно в его второй половине, интенсивно развивались позвоночные животные — амфибии и рептилии, многие из них достигали гигантских размеров. Среди рептилий обособились группа травоядных и группа хищных зверощеров.

Помимо остатков животных перечисленных групп, в верхнепалеозойских отложениях находят остатки морских лилий и морских ежей, насекомых и т. д. Однако этих ископаемых значительно меньше, чем остатков перечисленных выше групп животных.

При сравнении палеонтологических остатков нижнего и верхнего палеозоя выявляется их большое различие. Трилобиты, археоциаты, граптолиты, характерные для раннего палеозоя, в позднем палеозое отсутствовали. Вместо них в позднем палеозое получили широкое распространение брахиоподы, гониатиты, кораллы, простейшие, рыбы, земноводные и пресмыкающиеся. Резкое обновление органического мира произошло на границе раннего и позднего палеозоя. Смена фауны и флоры явилась, очевидно, результатом каледонской складчатости, которая вызвала коренные изменения структуры земной коры, рельефа земной поверхности, физико-географической обстановки и климата. Все это не могло не сказаться на характере органического мира, условия развития которого резко изменились.

Стратиграфическое деление и основные руководящие формы позднего палеозоя показаны в табл. 28—31. Однако нужно отметить, что такая система деления употребляется не во всех странах. Так, например, карбон в Западной Европе и Северной Америке делится

Таблица 28

Схема стратиграфического деления и некоторые руководящие ископаемые девона

Группа	Система	Отдел	Ярус	Руководящие формы			
				брахиоподы	кораллы	головоногие	рыбы
Палеозойская PZ	Девонская D	Верхний D_3	Фаменский D_3fm	*Cyrtospirifer archiaci, Hypothyridina cuboides*	—	*Clymenia laevigata, Timanites acutus,*	*Dipterus coccosteus*
			Франский D_3f	*Cyrtospirifer disjunctus*		*Tornoceras simplex*	
		Средний D_2	Живетский D_2gv	*Stringocephalus burtini*	*Calceola sandalina*	*Anarcestes lateseptatus*	
			Эйфельский D_2ef	*Conchidium baschkiricus*			
		Нижний D_1	Кобленцкий D_1c *	*Karpinskia conjugula*	—		*Cephalaspis*
			Жединский D_1gd	*Stropheodonta stephani*			

* В последнее время вместо кобленцкого яруса выделяют два яруса—зигенский (D_2z) и эмский (D_1m).

Таблица 29

Схема сопоставления карбона Советского Союза, Западной Европы и Северной Америки

Система	Советский Союз		Западная Европа		Северная Америка
	отдел	ярус	отдел	ярус	отдел
Каменноугольная	Верхний	Оренбургский Гжельский	Верхний	Стефанский Вестфальский Намюрский	Пенсильванский
	Средний	Московский Башкирский			
	Нижний	Намюрский Визейский Турнейский	Нижний	Визейский Турнейский	Миссисипский

Таблица 30

Схема стратиграфического деления и некоторые руководящие ископаемые карбона

Группа	Система	Отдел	Ярус	Руководящие формы				
				брахиоподы	кораллы	головоногие моллюски	простейшие	иглокожие
Палеозойская PZ	Каменноугольная C	Верхний C_3	Оренбургский C_3or Гжельский C_3g Касимовский C_3k	*Linoproductus cora, Enteletes lamarskii, Chonetes mosquensis*	*Chaetetes radians*	—	—	*Fusulina, Fusulinella*	*Archaeocidaris*, морские лилии
		Средний C_2	Московский C_2m Башкирский C_2b			—		
		Нижний C_1	Намюрский C_1n Визейский C_1v Турнейский C_1t	*Gigantoproductus giganteus, Spirifer tornacensis*		*Lithostrotion irregulare, Lonsdaleia floriformis*	*Pronorites uralensis*		

Таблица 31

Схема стратиграфического деления и некоторые руководящие ископаемые перми

Группа	Система	Отдел	Ярус	Руководящие формы		
				брахиоподы	головоногие	простейшие
Палеозойская PZ	Пермская P	Верхний P_2	Татарский P_2t	*Strophalosia horrescens, Licharewia rugulatus*	—	—
			Казанский P_2kz	*Productus hemisphaerium*		
			Уфимский P_2u	*Cancrinella canerini*		
		Нижний P_1	Кунгурский P_1kg	*Dictyoclostus uralicus*	*Medlicottia orbignyana, Paragastrioceras jossae*	*Pseudofusulina, Schwagerina*
			Артинский P_1a			
			Сакмарский P_1s			
			Ассельский P_1ass			

на два отдела. В Западной Европе к нижнему его отделу относятся турнейский и визейский ярусы, а к верхнему отделу — намюрский, вестфальский и стефанский ярусы. В США и Канаде нижний отдел носит название миссисипского, а верхний — пенсильванского (табл. 30).

§ 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДЕВОНА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Впервые девонская система была выделена в Англии в 1839 г. и получила свое название от графства Девоншир, где она была описана и изучена (см. табл. 28).

Отложения девона очень широко распространены на платформах. Они покрывают почти всю Восточно-Европейскую платформу, за исключением Балтийского и Украинского щитов. Широко развиты породы девона в пределах Северо-Американской платформы. На Сибирской платформе они отмечаются в ее западной части — бассейне Енисея.

Девон Восточно-Европейской платформы. На Восточно-Европейской платформе девонские отложения выходят на поверхность в Белоруссии, Прибалтике, Тимане, Воронежской области. В других районах они вскрываются скважинами под более молодыми осадками.

Девонские отложения залегают на подстилающих породах трансгрессивно, что является результатом интенсивных воздыманий Восточно-Европейской платформы в начале позднего палеозоя. Разрез девона обычно начинается со среднего отдела и часто непосредственно с живетского яруса. Литологический состав девона меняется по простиранию: разрезы западных районов довольно резко отличаются от разрезов восточных районов Восточно-Европейской платформы (рис. 266).

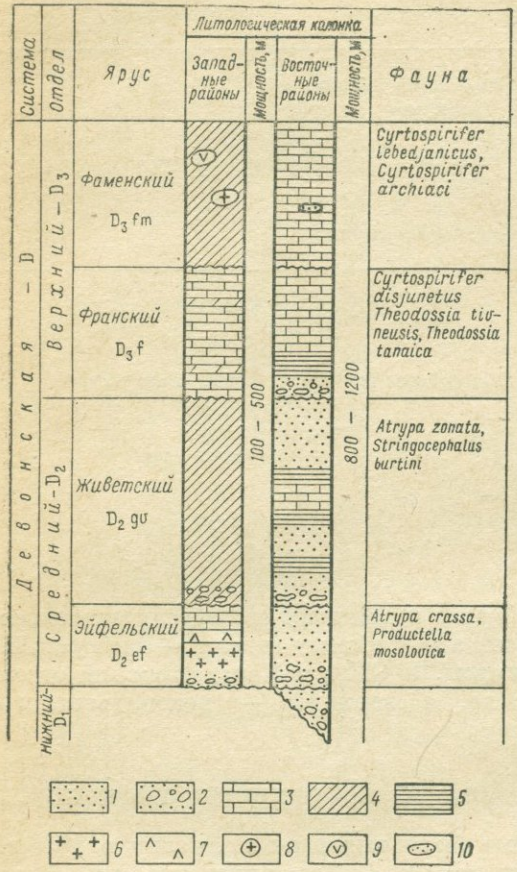


Рис. 266. Схематический стратиграфический разрез девонских отложений Восточно-Европейской платформы

1 — пески; *2* — конгломераты; *3* — известняки; *4* — красноцветные породы; *5* — глины; *6* — каменная соль; *7* — ангидриты; *8* — линзы каменной соли; *9* — линзы гипса; *10* — линзы песка

В центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы в основании девона находится песчано-глинистый комплекс с прослоями карбонатных пород. Этот комплекс в основном относится к живетскому ярусу. С ним связаны значительные промышленные скопления нефти, являющиеся объектами эксплуатации в пределах Волго-Уральской нефтеносной области. Выше располагаются базальный конгломерат и морской песчано-глинистый комплекс с прослоями известняков. На нем залегает сплошная карбонатная серия, представленная известняками и доломитами. На востоке известняки сильно битуминозны. Это доманиковая серия. Она относится к франскому ярусу и также содержит промышленно нефтеносные горизонты.

Разрез девона завершается известняково-доломитовым комплексом фаменского яруса. Верхняя часть этого комплекса загипсована. Мощность девона 800—1200 м.

В западных районах Восточно-Европейской платформы эйфельский ярус представлен толщей известняков с прослоями каменной

соли и ангидрита, живетский ярус — красноцветными континентально-лагунными отложениями, франский ярус — карбонатной серией осадков (известняками и доломитами), фаменский ярус — континентально-лагунными отложениями (песками, песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями мергелей). Породы местами загипсованы. Часто встречаются остатки рыб и ракообразных.

Мощность 100—500 м.

Девон Сибирской платформы. На Сибирской платформе отложения среднего и верхнего девона установлены недавно. Выделяется несколько типов разреза. В бассейне Хатанги девон выражен толщей битуминозных известняков типа доманиковой свиты Восточно-Европейской платформы, в бассейне Курейки и Нижней Тунгуски — преимущественно нормальными морскими карбонатными осадками; в нижней части разреза здесь имеются красноцветные песчаники и аргиллиты с остатками панцирных рыб. В бассейне Ангары девон сложен красноцветными терригенно-обломочными породами.

§ 3. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДЕВОНА КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Своеобразное строение имеют разрезы девона на территории каледонских складчатых областей, в пределах Грампианской и Алтае-Саянской зон. Наиболее характерные разрезы находятся на Британских островах и в Минусинской впадине.

Девон Британских островов. На Британских островах отложения девона обычно заполняют впадины между разрушенными горными сооружениями. В разрезе преобладают грубообломочные красноцветные песчаники, галечники и конгломераты. Маломощные прослои глин, известняков и доломитов занимают явно подчиненное положение. Из ископаемых встречаются остатки панцирных, двоякодышащих и кистеперых рыб, гигантских ракоскорпионов, брахиопод и наземных растений.

Девонские толщи Великобритании представляют собой главным образом речные аллювиальные, частично пролювиальные и озерные образования. Формировались они в условиях засушливого климата. Заметную роль играют также вулканогенные образования — потоки и покровы лав и пласты вулканических туфов, встречающиеся в девонских разрезах Шотландии и Уэльса.

Девонские отложения Британских островов благодаря преимущественно песчаному составу и красноцветной окраске издавна называют древним красным песчаником (Old Red Sandstone). Это название в геологической литературе весьма широко распространено и часто применяется для обозначения любых песчаных красноцветных отложений.

Девонские отложения Великобритании характеризуются исключительно большой мощностью (нередко до 4—6 тыс. м), что указывает на интенсивное прогибание соответствующих участков земной коры.

Девон Минусинской впадины. В Минусинской межгорной впадине, так же как и в других впадинах Алтае-Саянской складчатой зоны, девонские отложения представлены красноцветной молассой, по характеру полностью отвечающей формации древнего красного песчаника Великобритании. Здесь преимущественным распространением пользуются конгломераты, красноцветные песчаники, алевролиты. В нижнем и среднем девоне встречаются эффузивные породы. В среднем и особенно верхнем девоне среди красноцветных континентальных образований появляются осадки озерного и морского происхождения, представленные глинами, мергелями, известняками и доломитами.

Мощность девона 2000—3000 м.

§ 4. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДЕВОНА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отложения девона геосинклинального типа широко распространены в Урало-Тяньшаньской области, Западной Европе (Бретань, Ардены, Рейнский массив, Гарц, Шварцвальд, Судеты, Богемы, Центральный массив Франции), Аппалачских горах, Австралийских Кордильерах и других горных районах. Типовые разрезы геосинклинального девона имеются в Центральном Казахстане и Западной Европе.

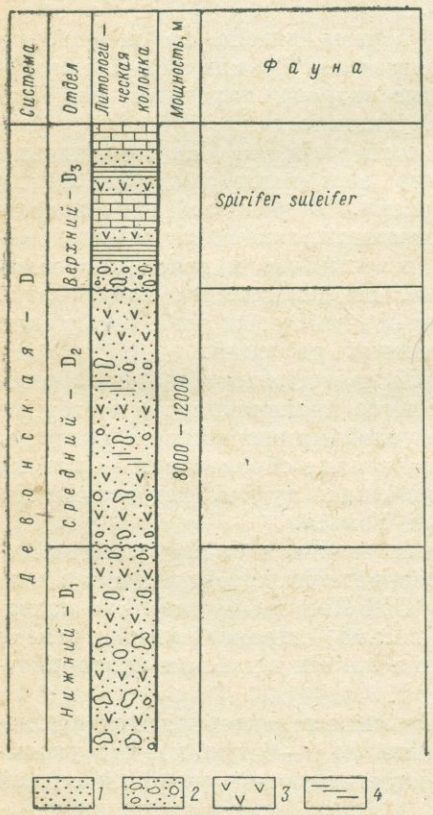


Рис. 267. Схематический стратиграфический разрез девонских отложений Центрального Казахстана

1 — песчаники и пески; *2* — конгломераты; *3* — эффузивные породы; *4* — глинистые сланцы

Девон Центрального Казахстана. В Центральном Казахстане отложения девона с тектоническим несогласием залегают на породах раннего палеозоя (рис. 267). В основании разреза находится толща конгломератов и песчаников — грубообломочные, в большинстве случаев красноцветные отложения с прослоями эффузивов. Эта толща относится к нижнему девону.

На породах нижнего девона с размывом залегают среднедевонские отложения, представленные конгломератами, песчаниками и песками с эффузивами. Это

также континентальные образования. Только в верхней части появляются глинистые сланцы и известняки.

Выше с размывом залегает терригенно-карбонатная толща верхнего девона, имеющая морское происхождение. В ней также отмечаются прослои эффузивов. От карбона верхний девон отделяется угловым несогласием.

Мощность девона достигает 8—12 км.

Аналогичный разрез девона отмечается на Урале, в Тянь-Шане, на Алтае и в других районах Урало-Тяньшаньской складчатой области.

Девон Западной Европы. В Западной Европе, и в частности в Средиземноморском бассейне, нижний девон представлен морским комплексом — конгломератами и песчаниками с прослоями глинистых сланцев и известняков. Выше с размывом залегает эффузивно-обломочная серия, представленная песчаниками с прослоями глинистых сланцев, известняков и многочисленных эффузивов. Эта толща относится к среднему девону.

Верхний девон, залегающий также с размывом, представлен терригенно-карбонатным комплексом. Здесь распространены песчаники, глинистые сланцы и известняки, причем последние играют в разрезе ведущую роль. Имеются также прослои эффузивов, но их значительно меньше, чем в среднем девоне.

Мощность девона местами превышает 10 км.

§ 5. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КАРБОНА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Каменноугольная система впервые была выделена и описана в Англии. Первоначально ее выделили на основании литологических особенностей, и только в 1839 г. было установлено правильное стратиграфическое положение карбона. В Западной Европе и Северной Америке каменноугольная система подразделяется на два неравномерных по объему отдела (см. табл. 29). В Советском Союзе эта система подразделяется на три отдела, которые по руководящим формам хорошо сопоставляются с двумя отделами на западе.

Наиболее характерные разрезы карбона имеются в пределах Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

Отложения карбона распространены на Восточно-Европейской платформе повсеместно, за исключением Балтийского и Украинского массивов и Белоруссии (рис. 268).

Нижняя часть карбона представлена пачкой песков и карбонатных осадков — известняков с подчиненными прослоями доломитов. По возрасту эта пачка относится к турнейскому ярусу, который имеет однородный состав в пределах всей Восточно-Европейской платформы.

Выше с размывом залегает пачка терригенно-обломочных песчано-глинистых пород. В Подмосковье эта пачка представлена угленосной фацией и содержит линзы каменного угля. Мощность линз непостоянна, они разобщены. Угленосные бассейны, формировавшиеся

в континентально-лагунных условиях, получили название лимнических. В пределах Волго-Уральской области среди песчано-глинистых пород появляются прослои аргиллитов и известняков морского происхождения. Здесь эта пачка нефтеносна, в ней содержатся промышленные залежи нефти.

Выше песчано-глинистой пачки залегает толща известняков, доломитов и мергелей.

Обе описанные пачки относятся к визейскому ярусу.

В Волго-Уральской области выше пород визея располагается карбонатная пачка намюра и башкирского яруса. В Подмосковье намюрский и башкирский ярусы почти полностью размыты.

Выше с региональным размывом залегают отложения московского яруса. В основании его выделяется песчано-глинистая серия, являющаяся нефтеносной в Волго-Уральской области. Верхняя часть московского яруса представлена известняками. Разрез карбона завершается однородной толщей карбонатных отложений верхнего отдела.

Наиболее характерны для карбона трансгрессивные серии визейского и московского ярусов, с которыми связаны залежи каменного угля, нефти и горючего газа. Эти серии начинаются пластами терригенных пород, продуктивными в отношении угля и нефти, а заканчиваются толщей карбонатных осадков.

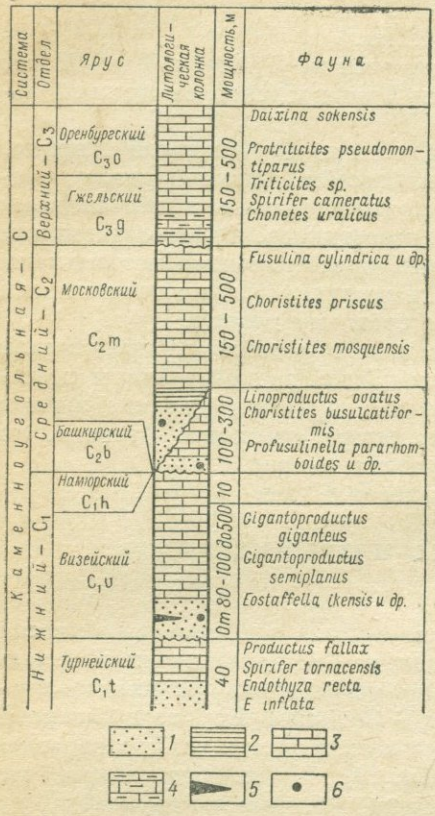


Рис. 268. Схематический стратиграфический разрез каменноугольных отложений Русской платформы

1 — пески; *2* — глины; *3* — известняки; *4* — глинистые известняки; *5* — линзы каменного угля; *6* — нефтяные горизонты и нефтепроявления

Мощность карбона на Восточно-Европейской платформе изменяется от нуля до 2000 м.

Карбон Северо-Американской платформы. Отложения карбона распространены главным образом в южной половине Северо-Американской платформы. В течение раннекаменноугольной (миссисипской — по американской номенклатуре) эпохи на обширной территории между Аппалачскими и Скалистыми горами накапливались преимущественно морские осадки. По периферии

морского бассейна, в частности к западу от Аппалачских гор, образовалась мощная толща песчаников и сланцев. В центральной части бассейна формировались карбонатные осадки, главным образом криноидные и мшанковые известняки.

В позднекаменноугольную (пенсильванскую) эпоху повсюду происходило накопление почти исключительно континентальных угленосных отложений.

Мощность карбона 700—1500 м.

§ 6. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КАРБОНА КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Карбон Алтае-Саянской зоны. В Минусинской и Кузнецкой котловинах нижний карбон представлен конгломератами, глинистыми сланцами, песчанистыми известняками. В восточных районах в разрезе нижнего карбона, кроме перечисленных пород, появляются красноцветные терригенные отложения.

Средний и верхний карбон в этих районах представлены мощной песчано-глинистой угленосной толщей с большим числом мощных пластов каменных углей. Особенно много таких пластов в пределах Кузнецкого бассейна.

Мощность карбона 1000—3000 м.

В зоне каледонид Грампианской области разрез карбона во многом сходен с карбоном Алтае-Саянской зоны.

§ 7. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КАРБОНА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Каменноугольные отложения широко распространены в складчатых областях — на Урале, Тянь-Шане, Алтае, в Центральном Казахстане и многих районах Западной Европы. Наиболее полно отложения карбона изучены в пределах Урало-Тяньшаньской складчатой области и Донбасса.

Карбон Урало-Тяньшаньской области. В Урало-Тяньшаньской области, в частности в пределах Центрального Казахстана, породы карбона несогласно залегают на девонских. Нижний карбон представлен морскими отложениями. Разрез начинается с конгломератов, затем следуют глинистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников. В нижней части толщи отмечаются эффузивы, в верхней части — прослои каменного угля. На породах нижнего карбона с резким угловым несогласием залегает толща преимущественно красноцветных угленосных отложений, относимых к среднему отделу карбона. Это песчаниково-сланцевый комплекс с конгломератами и прослоями каменного угля. В восточных районах в этой части разреза встречаются редкие прослои эффузивных пород.

Выше с размывом, а местами и с угловым несогласием располагается вторая угленосная толща, принадлежащая верхнему карбону. Представлена она терригенно-обломочными породами с пластами каменного угля.

Мощность отложений карбона 2000—3500 м.

Характер рассмотренного разреза говорит о том, что существовавший в раннем карбоне морской режим в среднем и позднем карбоне сменился лагунно-континентальной обстановкой. В условиях сложного рельефа происходило интенсивное углеобразование. Наличие целой серии перерывов и угловых несогласий свидетельствует о непрерывном и напряженном складкообразовании.

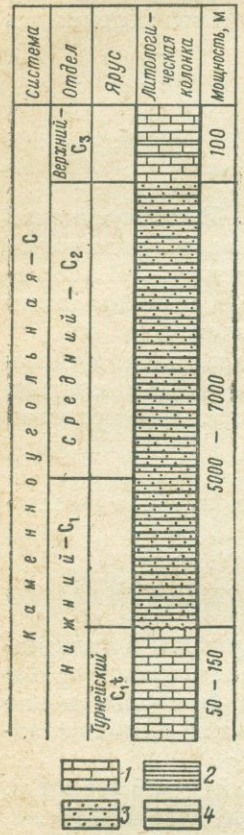


Рис. 269. Схематический стратиграфический разрез каменноугольных отложений Донбасса

1 — известняки; *2* — глины; *3* — переслаивание песчаных пластов с глинистыми; *4* — пласты каменного угля

В межгорных впадинах типа Карагандинской, Экибастузской и других разрез карбона начинается известняками. Они слагают турнейский ярус. В визейском и намюрском веках образовалась угленосная толща прибрежно-морского типа. В среднем и верхнем карбоне накапливались исключительно континентальные осадки.

Угленосная формация межгорных впадин отличается грубообломочным составом осадков, среди которых видное место занимают конгломераты. Местами к ней приурочены эффузивы. Такого типа осадки получили название угленосных формаций межгорных впадин. С ними обычно связаны крупные месторождения каменных углей. Карагандинский угольный бассейн является типичным примером бассейнов межгорного типа.

В краевых зонах геосинклинальных областей, например в Донбассе, Уэльсе, Силезии, Рурской области, Аппалачских горах, карбон имеет своеобразное строение. Здесь каменноугольные отложения достигают колоссальной мощности (8—10 км и больше) и характеризуются массовым распространением пластов высококачественных каменных углей.

К а р б о н Д о н б а с с а. В Донецком бассейне нижний карбон представлен однообразной толщей известняков с прослоями глинистых сланцев в основании разреза. Толща изобилует остатками морских организмов. Мощность нижнего карбона превышает 500 м (рис. 269).

Выше залегает многокилометровая толща песчаников и глинистых сланцев с тонкими прослоями известняков. Местами встречаются как базальные, так и внутриформационные мелкообломочные конгломераты. В этой толще морские отложения чередуются с лагунно-континентальными. Толща исключительно богата каменным углем, число прослоев и пластов которого здесь превышает 200, а мощность колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м.

Подобные угольные бассейны, образующиеся на окраинах гео-

синклинальных областей и характеризующиеся огромной мощностью осадков с большим числом пластов каменных углей, получили название параллических. Характерной особенностью их разреза является многократное чередование осадков морского, прибрежно-морского и лагунно-континентального типов, свидетельствующее о крайне высокой подвижности и частых колебательных движениях данных участков земной коры на фоне общего длительного погружения области. Впоследствии многие из таких областей были подвержены складкообразовательным процессам, в результате которых пласты углей претерпели глубокий метаморфизм и превратились в высококачественные антрацитовые и коксующиеся разности.

Верхний карбон Донбасса представлен песчанистыми и глинистыми сланцами, песчаниками и известняками, среди которых местами встречаются прослои каменного угля.

Нижняя часть угленосной толщи Донбасса по составу фауны относится еще к нижнему отделу карбона, а верхняя часть — к верхнему отделу; основная же часть угленосной толщи принадлежит среднему карбону.

Мощность каменноугольных отложений в Донбассе превышает 10 км.

§ 8. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПЕРМИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отложения пермской системы известны еще с XVIII в. В частности, рудокопы в горных областях Германии различали мертвый красный лежень — слои красного цвета без угля и руды и медистые сланцы — рудные слои, или цехштейн (твердый камень). Этот своеобразный комплекс отличался от ниже- и вышележащих отложений, но выделить его в самостоятельную стратиграфическую систему долгое время не удавалось. Это стало возможным в 1841 г. после работ русских геологов, которые в пределах бывшей Пермской губернии доказали самостоятельность красноцветных песчано-глинистых и частично карбонатных отложений. Однако объем пермской системы в разных странах устанавливается неравнозначно. В частности, в СССР и Западной Европе выделяют два отдела, а в США — три отдела (табл. 32).

Таблица 32

Схема сопоставления пермских отложений Западной Европы, США и СССР

СССР	Западная Европа	США
Верхняя пермь P_2	Цехштейн	Верхняя пермь P_3
		Средняя пермь P_2
Нижняя пермь P_1	Мертвый красный лежень	Нижняя пермь P_1

В пределах платформ пермские отложения, как правило, развиты в крупных впадинах: на Восточно-Европейской платформе они выполняют Московскую, Прикаспийскую, Украинскую и Печорскую синеклизы, на Сибирской платформе присутствуют в Тунгусской синеклизе, на Северо-Американской платформе распространены в пределах Пенсильванского и Внутриконтинентального бассейнов.

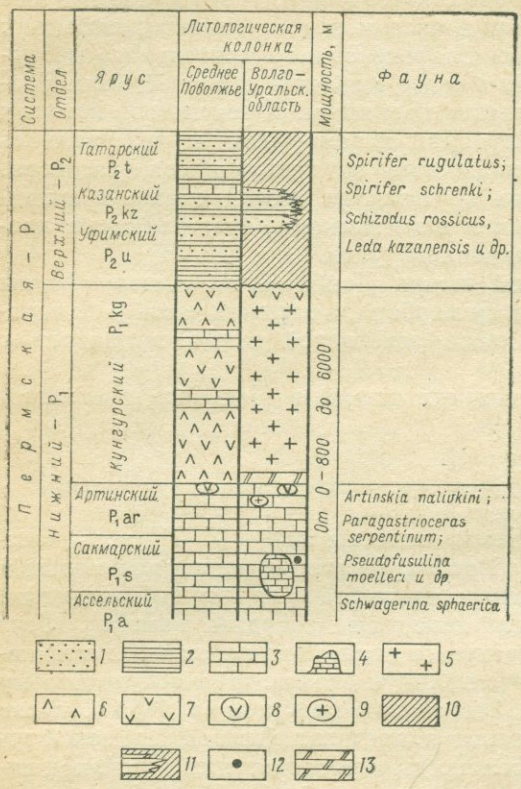


Рис. 270. Схематический стратиграфический разрез пермских отложений Русской платформы

1 — пески; *2* — глины; *3* — известняки; *4* — породы кораллового рифа; *5* — каменная соль; *6* — ангидриты; *7* — гипсы; *8* — линзы гипса; *9* — линзы каменной соли; *10* — красноцветные породы; *11* — линзы терригенных пород; *12* — нефтяные горизонты, *13* — доломиты

Пермь Восточно-Европейской платформы. На территории Восточно-Европейской платформы состав пермских отложений непостоянен: разрез перми Среднего Поволжья существенно отличается от разреза перми Волго-Уральской области (рис. 270). Нижняя часть перми, соответствующая ассельскому, сакмарскому и артинскому ярусам, в обоих районах выражена карбонатной серией осадков, в верхней части которой известняки и доломиты загипсованы. Кунгурский ярус в Среднем Поволжье представлен ангидритами и гипсами с прослоями доломитов. В восточных районах Восточно-Европейской платформы в кунгуре развита мощная толща каменной соли с гипсами в верхней части разреза. Верхний отдел перми в Среднем Поволжье выражен пестроокрашенными песками, песчаниками, глинами, известняками, мергелями и доломитами. В районах Волго-Уральской области верхняя пермь представлена красноцветами.

В Предуралье в сакмарско-артинский толще имеются рифогенные массивы, напоминающие по форме грибы или останцы. С такими массивами связаны месторождения нефти Ишимбайского Приуралья. В Пермской области месторождения нефти имеются в терригенно-карбонатной толще казанского яруса верхней перми.

Мощность пермской системы на Восточно-Европейской платформе изменяется в широких пределах: от нуля до 800 м во внутренних районах платформы и от 2000 до 6000 м на ее восточной окраине (в Западном Приуралье).

Пермь Сибирской платформы. На Сибирской платформе пермские отложения представлены песчано-глинистыми породами с пластами угля. Эта серия осадков является составной частью континентальной угленосной толщи, известной под названием тунгуской свиты. В верхней части перми появляются вулканогенные туфолавовые образования. Мощность пермских отложений 250—350 м.

Проявление траппового вулканизма в конце перми, а затем в триасе и юре представляют собой одну из наиболее удивительных черт истории Сибирской платформы. В фундаменте платформы возникли многочисленные трещины, по которым происходили излияния магмы главным образом основного состава. В результате огромные пространства Сибирской платформы оказались покрытыми мощными многоярусными покровами базальтов. Они получили наименование сибирских траппов. Второй разновидностью магматической деятельности являются пластовые интрузии диабазов и габбро-диабазов, внедрившихся в толщи кембрия и силура.

С траповым вулканизмом связаны так называемые трубки взрыва, являющиеся объектом для разработки месторождений алмазов.

§ 9. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПЕРМИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В геосинклинальных областях пермские отложения известны на Урале, на Кавказе, в Казахстане и Верхояно-Колымской складчатой зоне. Однако и в этих районах они встречаются на ограниченной площади, выполняя главным образом межгорные впадины.

Пермь Урало-Тяньшаньской области. На территории Урало-Тяньшаньской складчатой области, и в частности в пределах Центрального Казахстана, пермские отложения представлены преимущественно осадочно-вулканогенными и угленосными образованиями. Особенно широко распространены красноцветные песчаники, аргиллиты, туфопесчаники, андезиты, дацитовые порфириты. Угленосные образования представлены в основном сапропелево-гумусовыми аргиллитами, чередующимися с пачками крупнозернистых песчаников и конгломератов. В этой толще сосредоточены пласты и линзы каменного угля.

Мощность изменяется от нуля до 1200 м.

§ 10. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Анализ разрезов верхнего палеозоя позволяет наметить основные черты геологической истории платформ.

После позднесилурийских регрессий к началу девона на древних платформах почти повсеместно установился континентальный

режим, который удерживался на протяжении всей раннедевонской эпохи. В среднем девоне начала развиваться мощная трансгрессия, наиболее сильно проявившаяся на Восточно-Европейской платформе. В франском веке она достигла максимальных размеров и охватила почти всю Восточно-Европейскую платформу, за исключением Балтийского и Украинского щитов, которые продолжали оставаться сушей. В конце позднего девона снова началось некоторое воздымание платформ. В результате наступившей регрессии море покинуло западную часть Восточно-Европейской платформы. Здесь возникли обширные лагуны, в которых накапливались засолоненные и загипсованные лагунно-континентальные осадки. Аналогичную историю пережили в девоне платформы южного полушария.

Таким образом, в девоне, с одной стороны, происходило формирование красноцветной формации, с другой стороны, на обширных пространствах древних платформ образовывались карбонатная и терригенно-обломочная формации. Именно эти три формации характерны для девона платформенных областей.

Девон был временем типичного платформенного режима с преобладанием нисходящих движений земной коры. Размах колебаний был сравнительно небольшим — 800—1000 м. В это время на платформах формировались преимущественно впадины. На Восточно-Европейской платформе возникли обширная Восточно-Русская, Украинская и Печорская синеклизы, в Северной Америке — Мичиганская впадина и впадина Великих озер. Аналогичные впадины возникли и на территории других платформ.

История карбона отличается большой сложностью. Это было время чередования двух противоположных процессов — трансгрессий и регрессий. Результатом этого явилось выпадение из разреза ряда горизонтов и наличие нескольких внутриформационных поверхностей размыва. В условиях пульсирующих колебательных движений с преобладанием общего прогибания значительных участков земной коры на платформах образовывались терригенно-обломочная, угленосная, нефтеносная и известняково-доломитовая формации.

В карбоне на платформах продолжалось формирование крупных впадин и поднятий, заложение которых произошло еще в девоне. Наряду с крупными структурами возникли локальные пологие куполовидные структуры, располагающиеся цепочками в виде валов на крыльях региональных структурных элементов.

История геологического развития Гондваны, особенно в ее северных районах, во многом напоминает историю развития Восточно-Европейской платформы. Здесь в карбоне также образовывались известняково-доломитовая, угленосная и нефтеносная формации. Отличие, в частности, заключается в том, что в позднем карбоне в центральных районах Индии и Австралии, в бассейне Параны и Конго получили распространение ледниковые отложения, свидетельствующие о наличии обширного материкового оледенения. Кроме того, в Сахаре в верхней части карбона широко распространена красноцветная формация.

Пермский период был временем наиболее интенсивного воздымания огромных платформенных массивов, которое сопровождалось одной из величайших регрессий моря. К концу периода все платформы почти повсеместно превратились в сушу. Поэтому в пермских отложениях наибольшее распространение получили континентальные и континентально-лагунные фации. Континентальные фации отличаются большим разнообразием. Среди них встречаются красноцветные песчаники с гипсом, пресноводные песчано-глинистые косослоистые отложения, угленосные фации. Среди лагунных фаций важную роль играют угленосные и соленосные толщи. Красноцветная формация особенно широко распространена в восточных районах Восточно-Европейской платформы и связана с казанским и татарским ярусами верхней перми.

В южном полушарии в пермское время продолжала существовать огромная платформа Гондвана. Здесь, так же как и на платформах северного полушария, формировались главным образом континентальные красноцветные отложения. В конце перми в пределах Гондваны в районе Мозамбикского пролива образовался глубокий прогиб, в котором установилась морская обстановка.

На платформах продолжалось дальнейшее развитие обширных впадин, возникших еще в начале верхнего палеозоя. Одновременно с этим формировались более мелкие структуры, так называемые структуры второго порядка. К ним в первую очередь относятся Жигулевский, Вятско-Камский, Солигаличский, Уфимский и другие валы. Эти положительные структуры образовывались по бортам обширных синеклиз.

§ 11. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В девонское время каледонские горные сооружения интенсивно разрушались, в связи с чем в межгорных впадинах и вокруг них происходило накопление мощных красноцветных континентальных отложений, близких по составу к типичной красноцветной формации передовых прогибов. Эта формация каледонид отличается значительной мощностью (3—5 км) и грубообломочным составом (здесь широко распространены гравелиты и конгломераты).

Местами, например в Минусинской впадине, в нижнем девоне отмечаются эффузивные породы. Это свидетельствует о проявлении в начале девона эффузивного вулканизма наземного типа.

Во второй половине девона каледониды покрылись морем, в это время шло накопление карбонатной серии осадков.

Таким образом, для девона каледонид типичен своеобразный, так называемый переходный, режим развития, характеризующийся чертами как геосинклинальных областей (значительная мощность грубых красноцветов, эффузивная вулканическая деятельность), так и платформ (маломощная карбонатная формация).

В каменноугольном периоде на территории каледонских складчатых областей наряду с еще несглаженными горными сооружениями существовали разделявшие их обширные прогибы. Приподнятые

участки интенсивно разрушались, а образующийся при этом обломочный материал заполнял прогибы. Условия осадконакопления были весьма различными, в результате чего литологический состав карбона каледонских складчатых областей отличается большей пестротой.

В карбоне каледонские зоны окончательно причленились к древним платформам и в дальнейшем развивались вместе с последними как единые платформенные массивы.

§ 12. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В геосинклинальных областях в начале девона формировались грубообломочные красноцветные континентальные толщи. Но в конце раннего девона и особенно в среднем и позднем девоне здесь явно преобладали морские условия, шло накопление песчано-глинистых отложений с прослоями известняков. Мощность осадков измеряется многими километрами, что указывает на длительное и интенсивное погружение. Во многих местах в девоне неоднократно проявлялись напряженная вулканическая деятельность. Поэтому наряду с песчано-глинистыми осадками отлагалась толща лав, туфов и других вулканогенных пород.

Процессы складкообразования в девоне были мало распространены. Только в конце девона на ограниченной площади в Западной Европе проявилась слабая бретонская складчатость.

Карбон был временем интенсивных колебательных и складчатых движений. В результате сильного прогибания значительных участков земной коры, особенно в передовых прогибах и межгорных впадинах, накапливались многокилометровые толщи осадков. Процесс этот происходил в условиях многократной смены интенсивности и направленности тектонических движений: прогибания сменялись движениями обратного знака и наоборот. В результате формировались осадки весьма пестрого литолого-петрографического состава, какими и являются отложения карбона в геосинклинальных областях.

Наличие целой серии угловых и стратиграфических несогласий свидетельствует о неоднократном и интенсивном проявлении складчатых процессов. Такие несогласия наблюдаются в конце раннего, среднего и позднего карбона. В результате этих трех фаз складчатости, особенно интенсивно проявившихся в Западной Европе, произошло замыкание ряда геосинклинальных областей и причленение их к древним платформенным массивам.

Как в морских, так и в континентальных образованиях карбона обнаруживаются следы вулканической деятельности в виде мощных эффузивных толщ.

В конце карбона — начале перми Урал представлял собой вполне сформировавшуюся горную страну и сочленялся с Восточно-Европейской платформой посредством залитого морем передового Предуральского прогиба. Уральская горная система служила основным

источником грубого обломочного материала, который сносился в Предуральский прогиб и заполнял его. Шло интенсивное накопление толщи конгломератов и песчаников с подчиненными прослоями глин общей мощностью до 2—3 тыс. м. В западном направлении эти отложения постепенно замещались глинисто-карбонатными меньшей мощности. В 20—50 км к западу от Урала, вдоль западного края Предуральского прогиба протягивалась полоса рифовых массивов.

В кунгурский век море резко обмелело и превратилось в серию изолированных лагун, где в условиях сухого и жаркого климата накапливались мощные соленосные толщи. Позднепермская эпоха — время накопления континентальных красноцветных отложений.

В восточных районах Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области пермские отложения распространены ограниченно. Это объясняется тем, что в пермское время большая часть этой области представляла собой горную страну, подвергавшуюся интенсивному разрушению. Осадконакопление происходило только в межгорных впадинах, где формировались преимущественно континентальные, местами угленосные отложения. Общая мощность их измеряется несколькими километрами. Пермские отложения такого типа развиты в Кузнецкой и Минусинской котловинах.

Пермский период был временем проявления нескольких фаз складчатости, сопровождавшейся вулканической деятельностью главным образом наземного типа.

§ 13. ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ЕЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Первая половина позднего палеозоя в геосинклинальных областях была эпохой преимущественных погружений земной коры, многократных трансгрессий, напряженного эффузивного магматизма подводного типа. Первая мощная трансгрессия начала развиваться в девоне. После (бретонской) фазы складчатости, имевшей локальное проявление, в конце позднего девона — начале карбона наступила вторая крупная трансгрессия. В результате длительных погружений в условиях обширного моря островного типа формировались многокилометровые песчаниково-сланцевые толщи. Процесс этот сопровождался многократными обширными подводными излияниями магмы. В результате песчаниково-сланцевый комплекс обогатился эффузивами.

Вторая половина позднего палеозоя (средний и поздний карбон, пермь) характеризовалась активным проявлением складчатых процессов (судетская, астурийская, уральская и пфальцская фазы складчатости). В это время преобладали восходящие движения земной коры и формировались разнообразные по составу осадки — грубые красноцветные, угленосные и молассовые. На окраинах геосинклинальных областей образовались соленосные, нефтеносные и угленосные (параллического типа) толщи. Осадконакопление сопровождалось активным проявлением наземно-эффузивного магматизма. Кроме того, в периоды складкообразования возникало большое число интрузий. Складкообразовательные процессы, особенно интенсивно

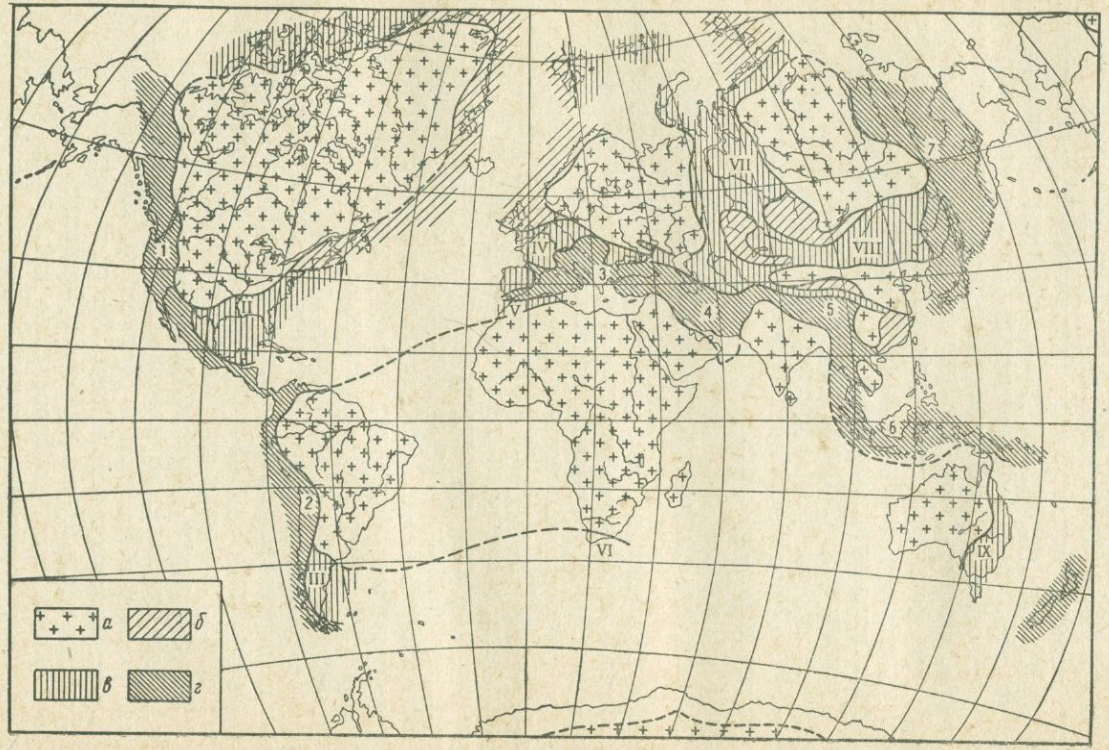


Рис. 271. Тектоническая схема земной коры в конце верхнего палеозоя

а — докембрийские платформы; *б* — эпикаледонские области; *в* — области герцинской складчатости: *I* — Иннуитская, *II* — Аппалачская, *III* — Патагонская, *IV* — Западно-Европейская, *V* — Северо-Африканская, *VI* — Южно-Африканская, *VII* — Урало-Тяньшаньская, *VIII* — Монголо-Охотская, *IX* — Восточно-Австралийская; *г* — геосинклинальные области: *1* — Кордильерская, *2* — Андская, *3* — Средиземноморская, *4* — Понто-Иранская, *5* — Гималайская, *6* — Индонезийская, *7* — Верхояно-Колымская

проявившиеся в карбоне и перми, характеризуют так называемую герцинскую складчатость.

Герцинская складчатость привела к замыканию ряда геосинклинальных областей, сокращению их объема и расширению территории платформенных областей. В результате произошло замыкание Урало-Тяньшаньской и Монголо-Охотской геосинклинальных областей и значительных участков Средиземноморской геосинклинальной области. В северном полушарии образовалась огромная сложная платформенная область — Лавразия, в состав которой входили Северо-Американская, Восточно-Европейская и Сибирская докембрийские платформы, а также расположенные между ними и примыкающие к ним каледонские и герцинские складчатые сооружения.

Герцинские складчатые зоны образовались и в других районах земного шара. К числу таких зон относятся Аппалачская, Восточно-Австралийская, Южно-Африканская, Северо-Африканская, Патагонская и Иннуитская складчатые системы (рис. 271).

Четко обозначались узкие зоны перехода от платформы к геосинклиналям — Предуральский, Предтаймырский и другие краевые прогибы.

Платформы в девоне преимущественно втягивались в погружение. Карбон был временем нисходящих и восходящих движений. В перми преобладали воздымания. Соответственно в девоне на платформах формировались впадины, в карбоне — впадины и мелкие валообразные структуры, в перми — преимущественно мелкие положительные структуры.

§ 14. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И КЛИМАТ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

В раннедевонскую эпоху не только все платформы и каледонские складчатые зоны, но и значительная часть геосинклинальных областей представляли собой сушу. Многие участки континентов имели сильно расчлененный горный рельеф.

В дальнейшем происходила пенепленизация континентов и островов на территории геосинклинальных областей. Об этом свидетельствует смена терригенных осадков карбонатными образованиями, широко распространенными в среднем и позднем девоне. Значительное распространение в девоне лагунных хемогенных осадков (гипсов, каменной соли, доломитов) и красноцветных отложений указывает на преобладание жаркого и сухого климата, способствовавшего интенсивному испарению вод и массовому осаждению солей.

Ранее уже говорилось о присутствии в нижнедевонской толще Южной Африки моренных глин с валунами, являющихся продуктом таяния древних ледниковых покровов.

В раннекаменноугольную эпоху море господствовало на большей части платформ, каледонских складчатых областей и геосинклиналей. Но уже в среднем карбоне наметилась, а в позднем карбоне активно проявилась тенденция к освобождению значительных

участков земной коры от морских вод. Море постепенно отступило с территории Британских каледонид, а затем и с территории Северо-Американской и Сибирской платформ. Только Восточно-Европейская платформа после кратковременного осушения на рубеже раннего и среднего карбона снова опустилась ниже уровня моря. В геосинклинальных зонах в это время возникли горные хребты, площадь морских бассейнов сократилась и сами бассейны расчленились на множество самостоятельных водоемов.

В каменноугольную эпоху произошло массовое развитие лепидодендроновой флоры, свидетельствующей о преобладании влажного и теплого климата. Такая климатическая обстановка способствовала бурному развитию пышного растительного покрова, давшего исходный органический материал для последующего образования каменных углей, которыми исключительно богаты отложения карбона.

В Южной и Экваториальной Африке (бассейн р. Конго), а также в Индии обширные площади были заняты ледниковыми покровами.

В пермскую эпоху и платформы и геосинклинальные области были почти полностью подняты над уровнем моря. Значительные площади занимали грандиозные горные сооружения, которые со всех сторон окружали внутриконтинентальные бассейны. В условиях сухого и жаркого климата вода этих бассейнов быстро испарялась, а огромные массы соленосных осадков накапливались в обширных впадинах. Континентальные красноцветные и лагунные соленосные отложения являются самыми распространенными образованиями пермского периода.

Более умеренный климат существовал лишь на территории Сибирской платформы, где распространены преимущественно угленосные образования.

Обособленных климатических зон в девоне и карбоне установить не удалось. Анализ физико-географической обстановки пермского периода позволяет выделить несколько климатических зон. В Северной Америке и Европе существовал сухой и жаркий климат, способствовавший испарению огромных масс воды и накоплению в лагунах мощных толщ солей. На Северном Урале, в Сибири, на территории Гондваны располагался умеренный влажный пояс. Южная Европа, Индокитай и Малайский архипелаг являлись зонами субтропического и тропического климата.

§ 15. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Полезные ископаемые позднего палеозоя исключительно разнообразны. Среди них особенно важное значение имеют горючие и металлические ископаемые, а также соли.

Нефтегазоносность позднего палеозоя выявлена в СССР и за его пределами (Северная Америка). В пределах Волго-Уральской нефтеносной области, открытой советскими геологами под руковод-

ством академика И. М. Губкина после Великой Октябрьской социалистической революции, в Волгоградско-Саратовском Поволжье, на Украине и в Белоруссии успешно действуют десятки промыслов, где нефть и газ добываются из различных горизонтов девона, карбона и перми. Число месторождений нефти и газа, приуроченных к верхнепалеозойским отложениям, с каждым годом растет.

Исключительно широко распространены в позднем палеозое нашей страны и других государств твердые горючие ископаемые — каменные угли. Основная масса важнейших в промышленном отношении угольных пластов сосредоточена в отложениях карбона (Донбасс, Подмосковье, Караганда, Уэльс, Рур, Силезия) и перми (Кузбасс, Печорский, Тунгусский и другие угольные бассейны).

Месторождения металлических полезных ископаемых связаны главным образом с магматической деятельностью, активно проявлявшейся в позднепалеозойское время. На территории СССР интрузивная и эффузивная деятельность в позднем палеозое с наибольшей силой проявлялась в пределах Урало-Тяньшаньской и Монголо-Охотской геосинклинальных областей. Здесь находятся месторождения железных руд (горы Магнитная и Благодать на Урале, Соколово-Сарбайское месторождение в Тургайской впадине), бокситов (Урал, Тихвинский район), медноколчеданных руд (Урал, Балхаш и Джезказган), хромита, платины, золота, цинка, свинца, руд редких элементов.

По запасам солей СССР занимает первое место в мире. Основная масса их сосредоточена в Приуралье, Прикаспийской низменности и на Украине. Приурочены они главным образом к отложениям пермской системы. Наряду с каменной солью здесь присутствуют калийные и магнезиальные соли, гипсы, ангидриты.

Глава XXVII

МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

§ 1. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МЕЗОЗОЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕГО РАЗВИТИЯ. СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ

На границе палеозоя и мезозоя в эпоху завершения герцинской складчатости произошло обновление органического мира. К концу пермского периода вымерло большинство палеозойских групп животных, таких, как трилобиты, четырехлучевые кораллы, бластоидеи, древние морские ежи, продуктиды и спириферидиды, гониатиты и другие характерные для верхнего палеозоя группы. На смену вымершим пришли новые группы животных, развитие которых происходило уже в мезозое, — аммоноидеи и белемноидеи, пелециподы, рептилии, птицы.

Обновление коснулось не только животного, но и растительного мира: членистостебельные и папоротниковые уступили место голосеменным растениям.

Изменение органического мира на границе палеозоя и мезозоя прямо связано с коренными преобразованиями структуры земной коры, климата и рельефа земной поверхности, явившимися следствием сильнейших тектонических и горообразовательных процессов герцинской складчатости.

В морских водоемах в мезозое наиболее широкое распространение получили головоногие моллюски и пелециподы (рис. 272).

В триасе были развиты цератиты со сравнительно слабо развитой скульптурой раковины. Юрские аммониты отличались исключительным разнообразием и наличием чрезвычайно сложных скульптурных украшений на раковинах. Юра — апогей развития аммонитов. В мелу наблюдается тенденция к упрощению строения раковин и сокращению разнообразия форм. Появились формы с раскрученной и даже прямой раковиной и упрощенной лопастной линией (*Scaphites* и *Baculites*).

Мезозой был временем расцвета не только четырехжаберных, но и двухжаберных моллюсков: в юре распространились белемниты, а в мелу — белемнителлы и актинокамаксы.

Пелециподы — вторая обширная группа морских организмов, получивших широкое распространение в мезозое. Многие представители этой группы имеют важное стратиграфическое значение. Особенно много руководящих форм дали роды *Inoceramus*, *Aucella*, *Exogyra*.

Помимо перечисленных групп, в мезозойских морях обитали неправильные морские ежи, морские лилии, фораминиферы, гастроподы, рыбы.

Из сухопутных животных в первую очередь нужно назвать рептилий (см. рис. 257), которые расселились на всех континентах. Некоторые из них обитали в море, появились даже летающие рептилии. Сухопутные пресмыкающиеся нередко достигали гигантских размеров — 25 м в длину и 7—10 м в высоту (*Diplodocus*). К плавающим рептилиям относятся плезиозавры, мезозавры и ихтиозавры. Типичным представителем летающих рептилий является *Pteranodon*.

В мезозое появились первоптицы (например, *Archaeopteryx*, см. рис. 254, *Archaeornis*), обладавшие одновременно признаками рептилий и птиц. В это же время появились настоящие птицы.

Первые млекопитающие, преимущественно бесплацентарные, относятся также к мезозою.

Мезозой — время расцвета голосеменных растений: хвойных, цикадовых, гинковых и беннетитов. В верхнем мелу заметную роль начали играть покрытосеменные растения.

В развитии органического мира на протяжении мезозойской эры намечаются три этапа, каждый из которых характеризуется массовым распространением своеобразных групп животных и растений

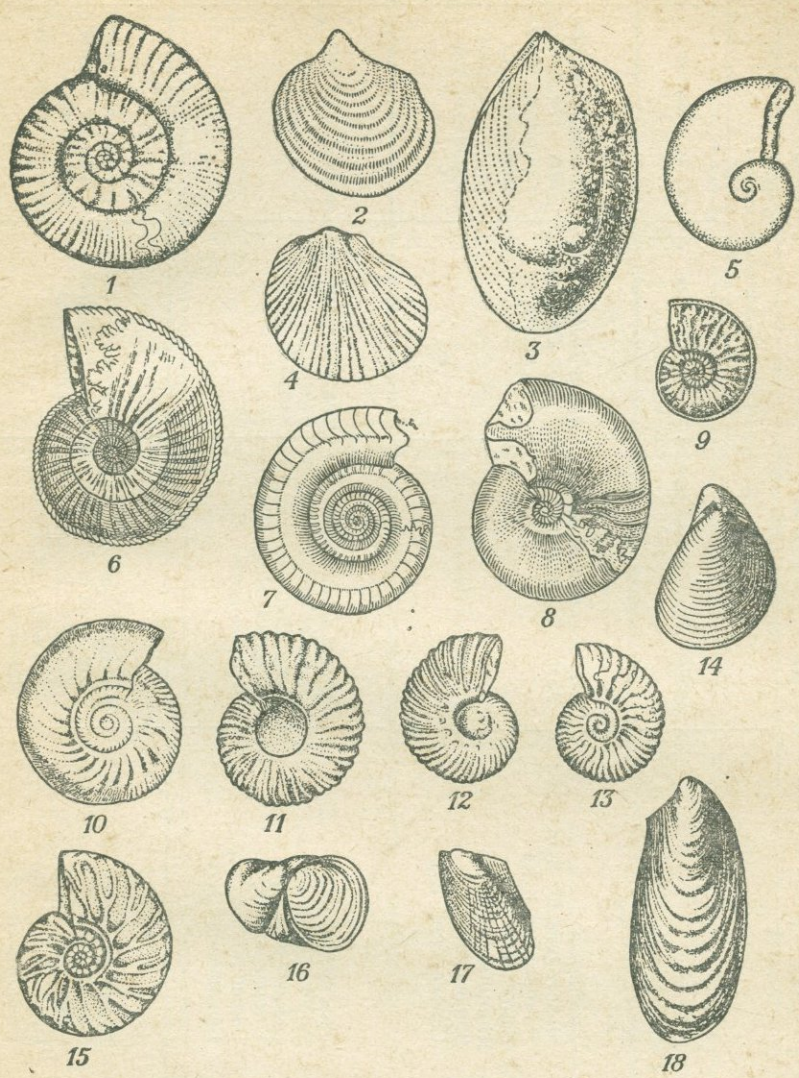


Рис. 272. Руководящие ископаемые мезозоя

1 — *Doricranites bogdoanus* Buch; *2* — *Pseudomonothis clarai* Emmrich; *3* — *Mytilus dalailamae* Varneuil; *4* — *Monotis achotica* Keyserling; *5* — *Pinacoceras regiforme* Diener; *6* — *Amaltheus margaritatus* Montfort; *7* — *Hildoceras bifrons* Bruguiere; *8* — *Leioceras opalinum* Reinecke; *9* — *Cardioceras alternans* Buch; *10* — *Cadoceras elatmae* Nikitin; *11* — *Rjasanites rjasanensis* Nikitin; *12* — *Hoplites dentatus* Sowerby; *13* — *Deshayesites deshayesi* Leymere; *14* — *Aucella volgensis* Lahusen; *15* — *Schloenbachia varians* Sewerby; *16* — *Inoceramus involutus* Sowerby; *17* — *Inoceramus cardissoides* Goldfuss; *18* — *Inoceramus labiatis* Schlotheim

Таблица 33

Схема стратиграфического деления и некоторые руководящие ископаемые мезозойской группы

Группа	Система	Отдел	Ярус	Некоторые руководящие ископаемые: аммоноидеи, наутилоидеи	белемниты	двустворки	морские ежи
Мезозойская MZ	Меловая K	Верхний K_2	Датский K_2d Маастрихтский K_2m Кампанский K_2kp Сантонский K_2s Коньякский K_2cn Туронский K_2t Сеноманский K_2c	*Heraglossa danica, Schloenbachia varians*	*Belemnitella lanceolata, Belemnitella mucronata*	*Inoceramus cardissoides, Inoceramus involutus, Inoceramus labiatus*	*Echinocorys ovatus*
		Нижний K_1	Альбский K_1al Аптский K_1a Барремский K_1br Готеривский K_1h Валанжинский K_1v Берриасский K_1b	*Hoplites dentatus, Dechayesites deshayesi, Heteroceras astierianus, Polyptychites keiserling, Rjasanites rjasanensis*	*Belemnites semicanaliculatus, Pachyteuthis lateralis*	*Aucella volgensis*	—
		Верхний (мальм) J_3	Верхневолжский \ Титон Нижневолжский / ский J_3t Киммериджский J_3km Оксфордский J_3o Келловейский J_3c	*Craspedites nodiger, Virgatites virgatus, Aulacostephanus eudoxus, Cardioceras cordatum, Cadoceras elatmae*	*Belemnites volgensis, Belemnites panderianus*	*Aucella mosquensis, Exogyra virgula*	—
Юрская J		Средний (доггер) J_2	Батский I_2bt Байосский I_2b Ааленский I_2a	*Oppelia fusca, Pseudocosmoceras michalsku, Parkinsonia parkinsoni, Leioceras opalinum*	—	*Trigonia costata, Ostrea marchi*	
		Нижний (лейас) J_1	Тоарский I_1t Плинсбахский I_1p Синемюрский I_1s Геттангский I_1h	*Hildoceras bifrons, Amaltheus margaritatus, Arietites buckiandi, Psiloceras planorbis*	—	—	—
Триасовая T		Верхний T_3	Рэтский T_3r Норийский T_3n Карнийский T_3k	*Pinacoceras regiforme*	—	*Pseudomonotis caucasica, Monotis ochotica*	—
		Средний T_2	Ладинский T_2l Анизийский T_2a	*Ceratites nodosus*	—	—	—
		Нижний T_1	Оленекский T_1o Индский T_1i	*Doricranites bogdoanus, Columbites, Tirolites cassianus*		*Mytilus dalailamae, Pseudomonotis clarai*	

со специфическими чертами строения и особенностями развития. Соответственно в мезозойском комплексе принято выделять три системы — триасовую, юрскую и меловую (табл. 33).

§ 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ТРИАСА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Триасовые отложения были описаны еще в XVIII в. Вначале к этим отложениям в Западной Европе были отнесены три свиты пород: пестрый мергель, или кейпер, раковинный известняк и пестрый песчаник. Значительно позднее, уже в 1834 г., триасовые отложения получили стратиграфическую самостоятельность как система и были названы по числу выделенных отделов (свит).

Триасовый период — время весьма интенсивного поднятия всех платформенных массивов. Благодаря этому на обширной территории платформы как в северном, так и в южном полушарии установился континентальный режим. Процессы денудации заметно преобладали над процессами осадконакопления, поэтому на значительной площади платформ отложения триасовой системы вообще отсутствуют. В тех же районах, где они имеются, триас представлен почти исключительно континентальными образованиями. На территории Европы, Северной Америки и Африки, где преобладал сухой климат, распространены преимущественно красноцветные песчано-глинистые породы. В Азии, где климат был в основном влажным, умеренным или субтропическим, широко развиты сероцветные угленосные осадки.

Триас Восточно-Европейской платформы. На Восточно-Европейской платформе континентальные красноцветные отложения распространены в бассейне Северной Двины, в Поволжье, в районе Оренбурга, в Прибалтике и на северо-западной окраине Донбасса. Представлен триас разнозернистыми песками и песчаниками, красноцветными глинами и мергелями. В породах встречается масса кварцевых и яшмовых галек, состав которых несомненно свидетельствует об их уральском происхождении.

Мощность триаса в этих районах изменяется в пределах от нуля до 200—300 м. Такие небольшие мощности долгое время считались признаком неполноты разреза триасовых отложений в пределах Восточно-Европейской платформы. Часто они выделялись совместно с верхнепермскими, как пермо-триасовая нерасчлененная толща.

В Прикаспийской впадине наряду с континентальными красноцветами развиты морские осадки триаса, представленные главным образом известняками и мергелями. Именно такие образования развиты на горе Богдо в окрестностях оз. Баскунчак и в районе оз. Индер. Наиболее полный разрез триаса вскрыла Аралсорская сверхглубокая скважина, пробуренная в центре Прикаспийской впадины. Этот разрез по стратиграфической полноте и мощности оказался уникальным не только для Северного Прикаспия, но и для всей территории Русской платформы.

В Аралсорской скважине триасовые отложения выделены в интервале 2645—5500 м. Суммарная мощность триаса 2855 м (рис. 273). В разрезе присутствуют осадки нижнего, среднего и верхнего отделов триасовой системы.

Нижний триас представлен отложениями ветлужской и баскунчакской серий. Ветлужская серия сложена красноцветными терригенными породами — аргиллитами, глинами, песчаниками. В красноцветной толще содержатся остатки рыб, раковины конхострак

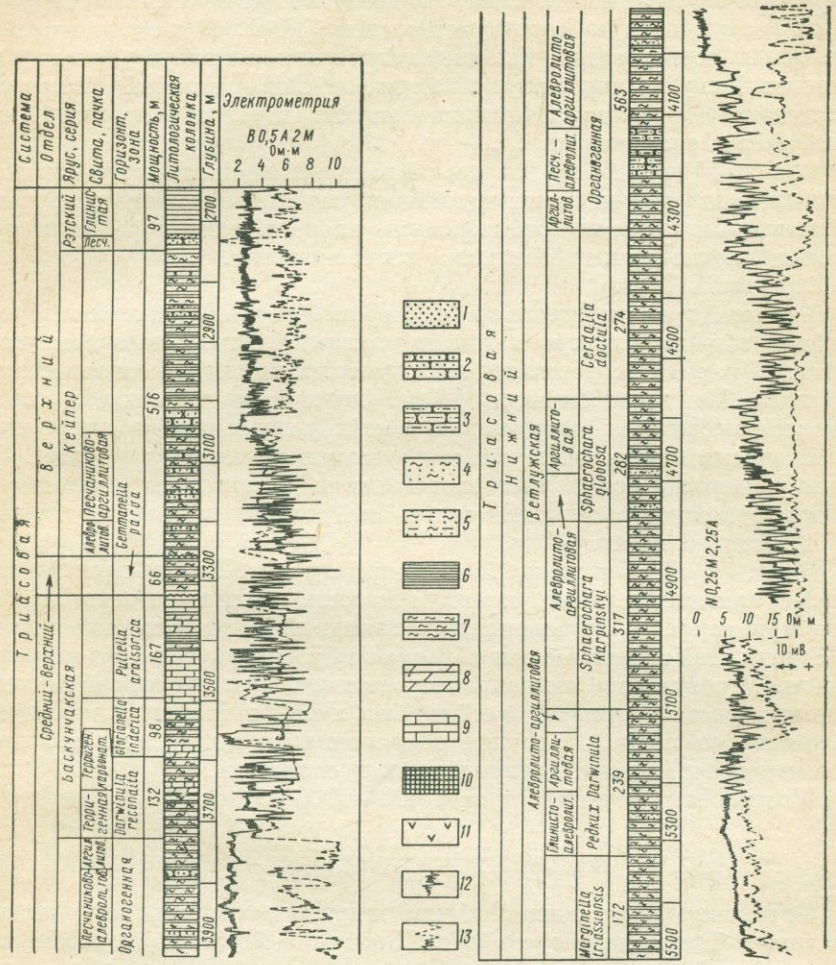


Рис. 273. Разрез триасовых отложений Аралсорской сверхглубокой скважины

1 — пески; *2* — песчаники; *3* — песчаники глинистые; *4* — алевролиты; *5* — глины алевритистые; *6* — глины; *7* — аргиллиты; *8* — мергели; *9* — известняки; *10* — мел; *11* — ангидриты; *12* — кривая $\rho_к$; *13* — кривая ПС

и остракод, гирогониты харовых водорослей, пыльца голосеменных и споры папоротников и папоротникообразных растений. На основе комплексного изучения палеонтологических остатков в разрезе ветлужской серии выделено шесть самостоятельных стратиграфических горизонтов.

Мощность ветлужской серии 1775 м.

Красноцветные отложения ветлужской серии вверх по разрезу постепенно сменяются сначала пачкой пестроцветных глин, а затем мощной толщей сероцветных известняков и глинисто-мергелистых пород. Пестроцветные и глинисто-известковистые отложения образуют баскунчакскую серию мощностью 400 м. В результате комплексных исследований палеонтологических остатков удалось расчленить баскунчакскую серию на три горизонта, каждый из которых отличается определенным комплексом остракод и характерным литологическим составом пород.

Средний триас в разрезе Аралсорской скважины выделен условно. Он сложен преимущественно серыми и зеленовато-бурыми аргиллитами, серыми косослоистыми алевролитами и редкими прослоями светло-серых известковистых песчаников.

Мощность 70 м.

Верхний триас представлен кейперской серией и рэтским ярусом Кейпер выражен пестроцветными глинами, аргиллитами, песчаниками. В породах содержатся пыльца голосеменных и споры птеридофитов. Мощность кейпера 480 м. Отложения рэтского яруса по литологическому составу сходны с кейперскими и образуют с ними практически единую пестроцветную глинисто-песчаную толщу. Однако содержащиеся в них растительные остатки свидетельствуют о принадлежности верхней части этой толщи к рэтскому ярусу.

Мощность яруса 130 м.

Триас Сибирской платформы. На Сибирской платформе континентальные, преимущественно вулканогенные отложения триаса распространены в ее западной и центральной частях. В Тунгусской синеклизе они образуют туфогенную толщу тунгусской свиты. В результате активного проявления вулканической деятельности в составе триаса преобладают лавы, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты. Осадочные образования представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами.

Мощность туфогенной толщи 600—1000 м.

§ 3. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ТРИАСА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Триасовые отложения особенно широко распространены на территории Средиземноморской и Верхояно-Колымской геосинклинальных областей.

Триас Средиземноморской геосинклинальной области. На территории Средиземноморской геосинклинальной области отложения триасовой системы отличаются большим разнообразием. В западной части Средиземноморья (Пиренеи, южная Испания, северная Африка) на протяжении большей части триасового периода сохранялись континентальные и лагунные условия и происходило накопление континентальных красноцветных и лагунных соленосных отложений — преимущественно сланцев, аргиллитов, глин, песчаников с многочисленными прослоями и линзами гипса, ангидрита и каменной соли.

В восточной части Средиземноморской геосинклинальной области (Альпы, Карпаты, Кавказ, Гималаи) в триасовом периоде господствовали морские условия осадкообразования. Здесь формировались главным образом органогенные осадки — водорослевые и коралловые известняки, известняки-ракушечники, мергели, известковистые глины. Лишь на северной окраине Средиземноморской геосинклинальной области (Крым, Копет-Даг, Памир, Индокитай), где геотектонический режим отличался большой сложностью, происходило накопление преимущественно терригенных осадков — глинистых сланцев, песчаников, конгломератов.

На всей территории Средиземноморской геосинклинальной области в течение триасового периода проявлялись магматическая деятельность как эффузивного, так и интрузивного типа. В результате в триасовой системе Средиземноморья наряду с осадочными породами присутствуют типичные вулканогенные образования.

Мощность триаса составляет 3—5, иногда до 10 км.

Триас Верхояно-Колымской геосинклинальной области. На территории Верхояно-Колымской складчатой области отложения морского триаса распространены на весьма значительной площади. Они выполняют Янскую и Индигиро-Колымскую впадины, слагают Верхоянскую складчатую зону, Анюйский антиклинорий, Новосибирские острова.

Нижний и средний отделы триаса сложены мощной толщей полимиктовых среднезернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с богатой фауной аммонитов и пелеципод. В разрезе преобладают песчаники.

В верхнем отделе также распространены песчаниково-сланцевые образования, но преобладают сланцы. В рэтском ярусе широко развиты туфогенные сланцы и туфы.

Общая мощность триасовых отложений 2500—3000 м.

§ 4. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЮРЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Юрские отложения широко распространены в Европе и на других континентах. Впервые юрская система как самостоятельная стратиграфическая единица была выделена в 1839 г. в юрских горах Швейцарии, откуда и получила свое название. Благодаря обилию в юрских отложениях разнообразной фауны их удалось детально расчленить и подробно изучить. Особенно полно они изучены на территории Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Юра Восточно-Европейской платформы. Юрские отложения покрывали более половины территории Восточно-Европейской платформы. В результате размывов в ряде мест они оказались уничтоженными. Тем не менее, на значительных пространствах эти отложения сохранились и в настоящее время хорошо исследованы.

Отложения юры имеются в бассейнах рек Печоры, Северной Двины, Камы, в Подмосковном бассейне, Поволжье, Прикаспийской низменности, Прибалтике, северо-западной части Донбасса и на севере Украины (рис. 274).

Нижнеюрские отложения достоверно установлены только в Прикаспийской синеклизе и Донбассе. В этих районах они выражены преимущественно континентальными песчано-галечниковыми отложениями с линзами бурых углей. Местами в верхней части отдела появляются песчано-глинистые прослои с остатками морской фауны. Максимальная мощность нижней юры 80—120 м.

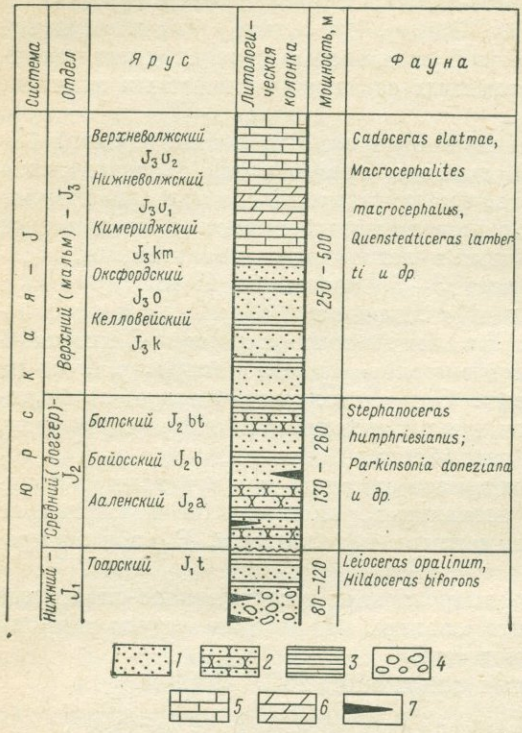


Рис. 274. Схематический стратиграфический разрез юрских отложений Русской платформы
1 — пески; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — конгломераты; *5* — известняки; *6* — мергели; *7* — линзы каменного угля

Среднеюрские отложения широко распространены в Прикаспийской и Украинской синеклизах. Они представлены сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками. Породы, как правило, содержат обильные растительные остатки. Нередко встречаются прослои и линзы бурых углей. В Донбассе средняя юра сложена глинами с редкими прослоями известняков и пачками туфогенных песчаников. Мощность среднеюрских отложений 130—260 м.

Верхнеюрские отложения распространены более широко. Помимо Донбасса, Прикаспийской и Украинской синеклиз, они развиты в Поволжье, Подмосковье, Прибалтике, Печорской низменности. Они представлены келловейским, оксфордским, кимериджским, нижневолжским и верхневолжским ярусами. Первые три яруса сложены преимущественно песчано-глинистым комплексом. Пески кварцево-глауконитовые с фосфоритами. Глины темно-серые и черные, слоистые. Нижневолжский ярус, как правило, выражен мергелями и известняками с богатой фауной аммонитов и пелеципод. Нередко среди известняково-мергелистой толщи встречаются пачки черных сланцеватых глин с горючими сланцами.

Верхневолжские отложения развиты лишь в северных районах Восточно-Европейской платформы и представлены глинами и кварцево-глауконитовыми песками с прослоями фосфоритовых желваков.

Мощность верхней юры 250—500 м.

Общая мощность отложений юры изменяется от нескольких десятков метров в Подмосковье до 700—900 м в Прикаспийской синеклизе.

Юра Сибирской платформы. На территории Сибирской платформы юрские осадки наиболее широко развиты в Ленско-Вилюйской синеклизе. Имеются они также в Хатангской синеклизе и на юго-западной окраине платформы в Канской и Иркутской впадинах.

В Ленско-Вилюйской впадине нижняя юра представлена песками и конгломератами континентального происхождения. Средняя юра сложена глинами с остатками морских животных. Верхний отдел юры (мальм) выражен континентальными осадками — песками и глинами с прослоями углей. В юрских отложениях среднего течения р. Лены открыты крупные залежи природного газа.

В Хатангской синеклизе все отделы юры представлены морскими песчано-глинистыми отложениями с обильными фаунистическими остатками.

Канская и Иркутская впадины выполнены континентальными угленосными отложениями. Крупные залежи углей в Канском и Черемховском угольных бассейнах связаны с юрскими отложениями.

Мощность юры в Ленско-Вилюйской синеклизе колеблется в значительных пределах — от 300 м на окраинах до 1500 м в центральной части.

5. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЮРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Примером типичных геосинклинальных образований могут служить разрезы юры Средиземноморской и Верхояно-Колымской геосинклинальных областей.

Юра Средиземноморской геосинклинальной области. Разрезы юры на территории Средиземноморья отличаются большим разнообразием. Это является следствием дифференциации Средиземноморской геосинклинальной области на многочисленные участки, часть которых интенсивно прогибалась (собственно геосинклинали), а другая часть оставалась стабильной или интенсивно воздымалась (геоантиклинали). Геосинклинали в рельефе морского дна были выражены глубокими впадинами, геоантиклинали представляли собой подводные или надводные островные гряды — кордильеры. В пределах геосинклинальных прогибов накапливались мощные толщи глинистых сланцев, мергелей, известняков. Осадконакопление сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, в результате которой образовались мощные толщи основных лав — спилитов. В геоантиклинальных зонах осадконакопление либо вообще не происходило, либо приводило к образованию мелководных отложений — конгломератов, брекчий, песков, песчаников, коралловых известняков. Наряду с мелководными морскими осадками нередко формировались континентальные образования. Такие песчано-сланцевые угленосные отложения известны в некоторых районах Крыма, Кавказа и других областей.

Во внутренних районах Средиземноморской геосинклинальной области, например в Альпах, происходило накопление глубоководных органогенных илов — радиоляритов. Таковы, в частности, тонкозернистые кремнистые породы, почти нацело состоящие из скелетов радиолярий и губок, широко распространенные в Центральных и Восточных Альпах.

По окраинам Средиземноморской геосинклинальной области в юрский период формировалась флишевая толща, представленная чередованием тонких прослоев песчаников, сланцев, мергелей, глин.

Мощность юрских отложений, так же как и их литологический состав, отличается большим непостоянством и изменяется в пределах 3—10 км.

Юра Верхояно-Колымской геосинклинальной области. В пределах Верхояно-Колымской геосинклинальной области, и в частности на территории Колымского срединного массива, нижнеюрский отдел представлен мощной толщей туфов, туффитов, туфогенных песчаников и сланцев мощностью 1300—1500 м. Средний отдел сложен андезитовыми туфами и туффитами мощностью до 400 м. Верхняя юра выражена толщей андезитов, порфиритов, базальтов и туфов с прослоями сланцев. Мощность ее 1000—1100 м.

Во впадинах юрская система представлена мощной толщей глинистых и углистых сланцев с прослоями каменных углей с силлами диабазов.

§ 6. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МЕЛА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Меловая система получила свое название в связи с тем, что ее верхний отдел почти целиком сложен белым писчим мелом. В самостоятельную стратиграфическую единицу меловая система была выделена в 1822 г. в Западной Европе. Хорошо изучены меловые отложения в пределах Восточно-Европейской платформы.

Мел Восточно-Европейской платформы. Наиболее широко меловые отложения распространены на Восточно-Европейской платформе, главным образом в ее южной половине. Широкая полоса распространения меловых пород охватывает южную часть Прибалтики и Белоруссии, Украину, Молдавию, Курскую, Воронежскую, Тамбовскую и Пензенскую области, Среднее и Нижнее Поволжье, Прикаспийскую низменность. В пределах этой полосы отложения меловой системы либо непосредственно выходят на поверхность, либо перекрыты чехлом неоген-палеогеновых и четвертичных образований. Кроме того, меловые отложения имеются в Подмосковье, а также на северо-востоке Русской платформы — в бассейнах Печоры, Северной Двины и Камы.

Меловые отложения Восточно-Европейской платформы в разных ее частях неодинаковы как по литологическому составу, так и по объему, что является результатом сложной системы колебательных движений и связанных с ними трансгрессий и регрессий моря. В общем нижний мел сложен главным образом песчано-глинистыми

осадками — кварцево-глауконитовыми песками с фосфоритовыми желваками и темными глинами. В основании верхнего мела обычно залегают такие же кварцево-глауконитовые фосфоритоносные пески и глины. Большая часть этого отдела представлена карбонатными отложениями, среди которых видное место занимает белый писчий мел. Здесь же присутствуют мергели, а местами известняки. В Урало-Эмбенской нефтеносной области нижнемеловые отложения нефтеносны. Общая мощность меловых отложений колеблется в пределах от нескольких десятков метров в Подмосковье до 1500 м в Прикаспийской синеклизе (рис. 275).

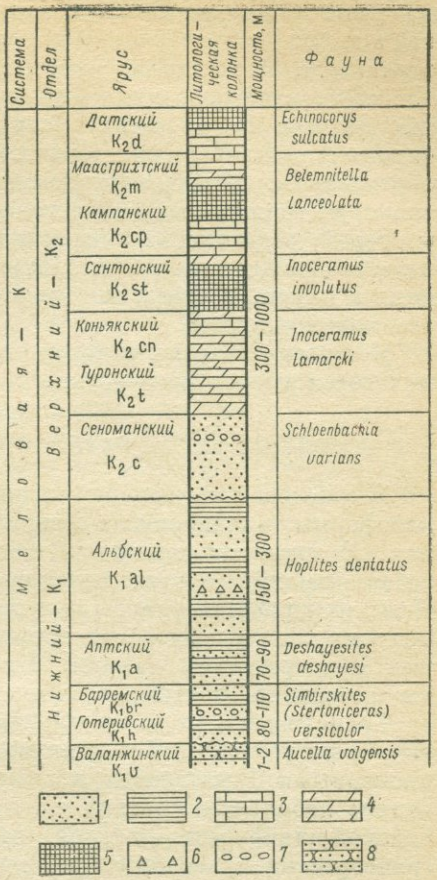


Рис. 275. Схематический стратиграфический разрез меловых отложений Восточно-Европейской платформы

1 — пески; *2* — глины; *3* — известняки; *4* — мергели; *5* — писчий мел; *6* — опоки; *7* — фосфориты; *8* — песчаники

Мел Сибирской платформы. На Сибирской платформе как в верхнем, так и в нижнем мелу преобладают песчано-глинистые отложения. В Хатангской синеклизе в них содержатся ископаемые остатки морских организмов. В Ленско-Вилюйской синеклизе меловые отложения являются исключительно континентальными образованиями, причем нижний мел здесь угленосен, а в верхнем мелу содержатся лишь тончайшие прослойки бурого угля. Нижний мел сложен песками, песчаниками, алевритами и глинами. В верхнем мелу преобладают ожелезненные песчаники, белые каолиновые пески, галечники, глины. Мощность меловой системы изменяется в широких пределах — от нескольких сотен метров до 2000 м в центральной части Ленско-Вилюйской синеклизы.

7. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МЕЛА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Мел Средиземноморской геосинклинальной области. В Средиземноморской геосинклинальной области меловые отложения характеризуются большим разнообразием, обусловленным значительной дифференциацией рельефа и сложными тектоническими процессами, сопровождавшимися многократными

излияниями магмы. Во внутренних районах геосинклинальной области широко распространены коралловые известняки, мергели, глины, песчаники. Значительное место в меловых разрезах Закавказья и Гималаев занимают вулканические туфы и различные вулканогенные породы. Во внешних прогибах геосинклинальной области (Северные Альпы, Карпаты, Кавказ) широко распространены флишевые образования. Флишевый комплекс представляет собой мощную слоистую толщу, состоящую из чередующихся пластов разноцветных мергелей, мергелистых и известковистых сланцев, глин, известняков, известковистых песчаников. Пласты разнообразных пород группируются в пачки, представляющие собой продукт своеобразных циклов осадконакопления.

Мощность меловых отложений изменяется в пределах от нескольких сотен метров до 3—5 км.

§ 8. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ В МЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В триасовом периоде на земном шаре существовали две обширные платформы — Лавразия в северном полушарии и Гондвана — в южном. В пределах платформ на обширной территории сохранялся установившийся в конце позднего палеозоя континентальный режим. Продукты разрушения горных хребтов выносились за пределы герцинских складчатых зон и широко распространялись на значительных пространствах равнин. Триас был эпохой образования преимущественно континентальных осадков.

Трансгрессии моря на платформах развивались лишь в отдельных сравнительно небольших по площади участках и были кратковременными. В частности, в нижнем триасе морскими водами покрывались небольшие участки на крайнем юго-востоке Восточно-Европейской платформы — в Прикаспийской синеклизе. Кратковременные трансгрессии развивались в Западной Европе и в районе архипелага Шпицберген.

На Гондване, так же как и в северном полушарии, формировались красноцветные континентальные толщи. Только в районе Мозамбикского пролива известны морские осадки триаса. Причем на этой территории площадь моря расширилась по сравнению с его площадью в верхнепермском периоде, что можно рассматривать как начальную стадию заложения впадины Индийского океана и начало расчленения Гондванского материка.

В пределах герцинид, главным образом в межгорных впадинах, накапливались мощные толщи грубообломочных осадков, нередко угленосных. Такие угленосные свиты триаса известны в Челябинском бассейне, в Ферганской и Кузнецкой впадинах, а также в некоторых районах Западной Европы.

В начале юры на платформах почти повсеместно существовал континентальный режим, процессы денудации преобладали над процессами аккумуляции осадков. В результате этого отложения нижней юры в большинстве случаев в разрезе отсутствуют и наблюдаются только в Прикаспийской низменности и Донбассе, где имеют пре-

имущественно континентальный песчано-галечниковый состав и включают линзы бурых углей.

В среднеюрскую эпоху трансгрессия моря охватила весь юг Восточно-Европейской платформы — Прикаспий, Донбасс, Украину — и северные районы платформы — Большеземельскую тундру. В это время формировались преимущественно песчано-глинистые толщи, которые в Эмбенском районе содержат нефтеносные горизонты, а в других районах — пласты и линзы каменного угля.

В позднеюрскую эпоху развилась одна из величайших на земном шаре трансгрессий. Море, наступившее с севера (бореальное море), соединилось с южным бассейном, распространявшимся со стороны Средиземноморья охватив, таким образом, значительную часть Восточно-Европейской платформы. Происходило накопление темных сланцеватых глин и кварцево-глауконитовых песков с прослоями и линзами фосфоритовых конкреций.

В конце верхней юры наметилась смена обстановки: трансгрессия сменилась регрессией, в результате чего морские осадки волжского яруса верхней юры известны лишь в восточных районах Восточно-Европейской платформы, а в других местах отсутствуют.

В пределах Гондваны по берегам Индийского океана в юре формировались своеобразные прибрежно-морские отложения. Во второй половине юры развилась обширная трансгрессия. В это время образовались терригенно-карбонатные отложения.

В юрское время на юге и востоке Африки возник ряд крупных разломов. Расколы фундамента сопровождались излияниями и интрузиями основной магмы. Образовались южноафриканские траппы, аналогичные пермско-триасовым траппам Сибирской платформы.

В юрское время происходило образование крупных прогибов в пределах Гондваны, распад единого Гондванского материка и обособление Австралии и Африки от Азиатского континента. В это время возникла обширная впадина Индийского океана в ее современных границах.

В области герцинских складчатых сооружений отложения юры выполняют главным образом впадины, формировавшиеся как до юрского периода, так и на протяжении его.

В позднеюрское время обстановка изменилась. Обширная трансгрессия охватила всю Западно-Сибирскую низменность, значительная область была вовлечена в погружение. В условиях платформенного режима формировались песчано-глинистые отложения с прослоями фосфоритовых желваков. Таким образом, начиная с поздней юры Западно-Сибирская область развивалась как типичная платформа. Такая же картина развития характерна для западноевропейских герцинид.

В южной зоне Урало-Тяньшаньской области герцинид в межгорных впадинах накапливались мощные толщи континентальных угленосных отложений — песков, песчаников и конгломератов с прослоями каменных углей. С такими участками связаны месторождения угля Карагандинской, Ферганской, Кузнецкой, Чулымской впадин.

Изучение разрезов мела показывает на развитие в пределах Восточно-Европейской платформы двух трансгрессий. Одна из них в раннемеловое время охватила главным образом южную половину Восточно-Европейской платформы. После кратковременной регрессии в начале позднего мела развилась исключительная по своим размерам позднемеловая трансгрессия, охватившая обширные участки платформы и значительную часть океанических впадин.

На Гондване трансгрессия моря охватила огромные пространства в Северной Африке, Южной Америке, Индостане в Австралии, а также впадины Индийского и южной части Атлантического океанов. В это время впадина Индийского океана приобрела примерно современные очертания. В результате образования обширной впадины в южной части Атлантики Южная Америка обособилась от Африки.

Возникновение впадин сопровождалось интенсивным проявлением траппового вулканизма. Помимо Африканской платформы, мощные излияния и интрузии траппов отмечаются на Индийской платформе, где они известны под названием деканских траппов.

Таким образом, для меловых отложений Гондваны наиболее типичны терригенно-карбонатные отложения с мощными траппами. Местами развита известняково-рудистовая формация.

В области палеозойских складчатых сооружений в меловую эпоху сохранилась обстановка, характерная для верхней юры. Во впадинах происходило накопление типично платформенных образований — кварцево-глауконитовых песков с желваками фосфоритов, глин и опок, почти не отличимых от аналогичных по возрасту образований Русской платформы. Подобные отложения накапливались на обширной Западно-Сибирской равнине, в Тургайском прогибе, на территории Кызыл-Кумов и Кара-Кумов, в Ферганской и других впадинах Средней Азии. Повсюду в названных районах развиты преимущественно морские осадки, но кое-где обнаружены красноцветные нижнемеловые отложения континентального происхождения.

§ 9. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ В МЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В триасовом периоде продолжали развиваться Кордильерская, Верхояно-Колымская, Средиземноморская геосинклинальные области, а также небольшая часть Монголо-Охотской области. Для всех этих областей был характерен почти исключительно морской режим.

На северо-востоке СССР, в Приморье, на Новосибирских островах и о-ве Врангеля, обширные пространства были покрыты сланцами и песчаниками с обильными остатками морской фауны. Местами установлены вулканогенные породы — вулканические туфы и туффиты, указывающие на интенсивный вулканизм подводно-эффузивного типа. Значительная мощность эффузивно-обломочных и сланцевых толщ указывает на большую амплитуду прогибания и на длительные устойчивые погружения.

Аналогичные сланцево-глинистые отложения с прослоями полимиктовых песчаников и конгломератов и эффузивно-обломочные образования типичны и для других геосинклинальных областей — Восточно-Китайской, Индокитайской, Кордильерской. Повсюду сланцево-глинистые и эффузивно-обломочные образования имеют значительную мощность. Широкое распространение этих образований свидетельствует об интенсивном прогибании обширных участков литосферы, характерном для первой стадии развитии мезозойских геосинклинальных областей.

В конце триасового периода на некоторых участках геосинклинальных областей происходило складкообразование. Наиболее резко складчатость проявилась в пределах Тихоокеанского кольца (на побережье Тихого океана в Азии и Америке). Эта складчатость получила название древнекиммерийской.

В некоторых районах древнекиммерийская складчатость привела к определенным тектоническим результатам. Так, например, в пределах Мангышлака и Туаркыра возникли устойчивые складчатые сооружения — киммериды.

В юрское время почти вся территория геосинклинальных областей была покрыта морем, имевшим островной характер. В условиях геосинклинального режима активно проявились складкообразование и вулканизм. Все это способствовало широкому накоплению мощных эффузивно-обломочных толщ — песков, песчаников, глин, сланцев, конгломератов, лав, туфов и туфобрекчий. Мощность юры, как правило, измеряется многими километрами.

В Средиземноморской геосинклинальной области, в том числе и в Крымско-Кавказской зоне, в самом начале юрского периода существовало море островного типа и активно проявлялась эффузивная деятельность. Нижняя и средняя юра выражены почти исключительно песчаниками и глинистыми сланцами. В Закавказье средняя юра местами (Ткварчели, Ткибули) угленосна. В верхнеюрское время в Крымско-Кавказской зоне и на Памире почти повсеместно накапливались мощные толщи известняков с фауной. По окраинам этой зоны формировалась флишевая формация — бедная фауной тонкослоистая серия песчаников, сланцев и известняков.

Юрская эпоха характеризуется развитием в ряде геосинклинальных областей складчатых процессов. Складчатость проявилась в конце нижней юры, в конце средней юры и особенно интенсивно в конце верхнеюрской эпохи. Эта последняя наиболее активная складчатость получила название новокиммерийской. Она охватила почти все геосинклинальные области и привела к значительным изменениям рельефа и климата.

В меловую эпоху в геосинклинальных областях имели место две трансгрессии — нижнемеловая и верхнемеловая, последняя из которых достигла наибольших размеров. Погружения значительных участков земной коры в геосинклинальных областях сопровождались интенсивной эффузивно-магматической деятельностью. В результате в меловых отложениях геосинклинальных областей широкое распространение получили кислые эффузивы, туфы, туффиты.

Меловые отложения разных геосинклинальных областей имеют различный характер. В Верхояно-Колымской (в том числе и в Анадырском крае) и Кордильерской геосинклиналях распространены эффузивно-обломочная и угленосная формации. В Средиземноморской геосинклинали преобладают иные типы осадков. В центральной части этой области развита эффузивно-обломочная формация, а по окраинам — терригенно-обломочная (без эффузивов), флишевая и известняково-рудистовая формации.

В геосинклинальных областях в течение раннего мела имела место верхоянская, или австрийская, фаза складчатости. С наибольшей силой эта складчатость проявилась в Верхояно-Колымской геосинклинальной области. Результатом ее было завершение геосинклинального режима развития этой области и образование системы горных складчатых сооружений на северо-востоке СССР и на восточном побережье Азиатского материка. В конце позднего мела проявилась ларамийская фаза складчатости, которая привела к оформлению складчатых сооружений Скалистых гор.

§ 10. МЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ЕЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Характер движений земной коры в мезозое дает наглядное представление о тектонической обстановке этой эпохи. Триас и юра были периодами преимущественного погружения, сопровождавшегося неоднократными проявлениями складчатости и эффузивно-вулканической деятельности подводного типа. В эту эпоху происходило формирование эффузивно-обломочного и известнякового комплекса в центральных зонах геосинклинальных областей и терригенно-карбонатной и флишевой формаций на их окраинах. Наиболее интенсивно складчатые процессы проявлялись в конце триаса (древнекиммерийская фаза складчатости) и в конце юры (новокиммерийская фаза). В это же время образовывались интрузии.

Меловое время представляло собой период преимущественного поднятия, проявления интрузивной и эффузивно-наземной вулканической деятельности и складкообразовательных процессов. В это время наряду с морскими осадками в условиях сложного рельефа формировались угленосные отложения. Складчатость наиболее активно проявлялась в конце раннего мела (верхоянская или австрийская фаза) и в конце позднего мела (ларамийская фаза). Эти фазы складчатости вместе с древне- и новокиммерийскими циклами образуют мезозойскую эпоху складчатости.

Структура земной коры в течение мезозойской эры претерпела глубокие изменения. Некоторые геосинклинальные области, как например, Верхояно-Колымская и Монголо-Охотская, перестали существовать, а оставшиеся геосинклинальные области в той или иной степени сократились в размерах. Резко сократились размеры Кордильерской и Средиземноморской геосинклинальных областей. Устойчивые складчатые сооружения (рис. 276) возникли на северо-востоке СССР (хребты Черского, Верхоянский, Чукотский, Джуг-Джур, Становой), на Дальнем Востоке, в восточном Китае и Индо-

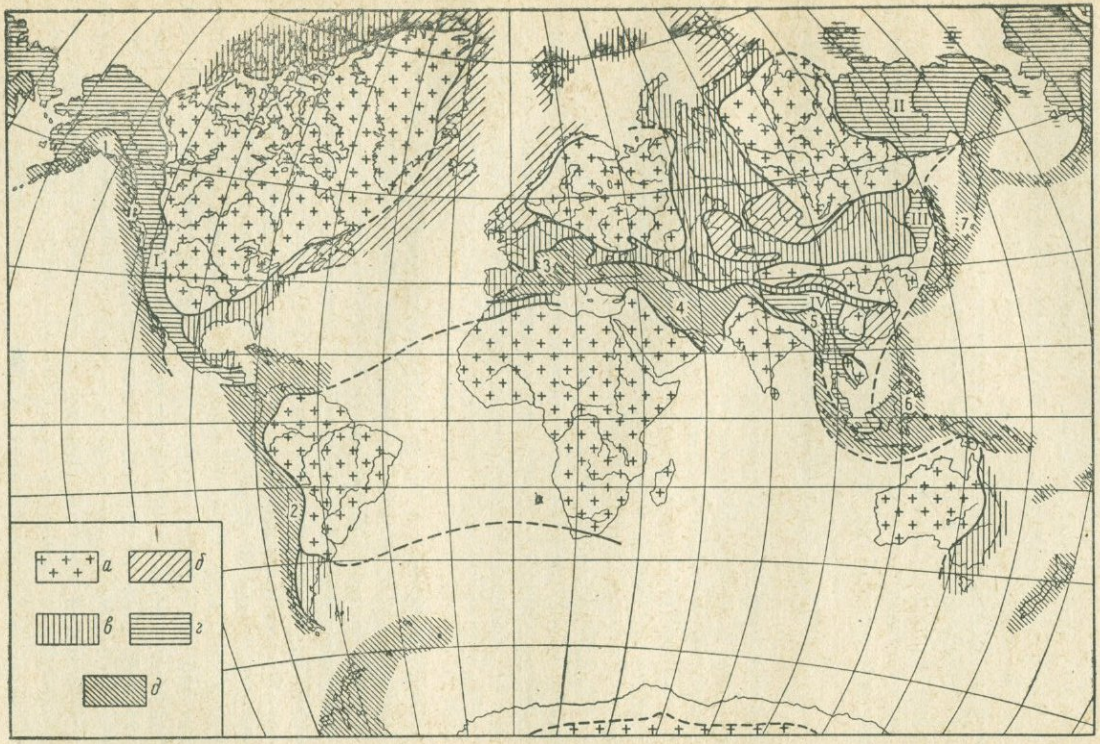


Рис. 276. Тектоническая схема земной коры в конце мезозоя

а — докембрийские платформы; *б* — эпикаледонские области; *в* — эпигерцинские платформы; *г* — области мезозойской складчатости: *I* — Кордильерская, *II* — Верхоянско-Колымская, *III* — Дальневосточная, *IV* — Индокитайская; *д* — геосинклинальные области: *1* — береговых хребтов, *2* — Андская, *3* — Средиземноморская, *4* — Понто-Иранская, *5* — Гималайская, *6* — Индонезийская, *7* — Восточно-Азиатская

китае, на Мангышлаке и в зоне Скалистых гор (Северная Америка). За счет отмирания геосинклинальных областей резко увеличилась площадь платформ. Последние в связи с мезозойской складчатостью также не остались без изменения. В мезозое произошла значительная дифференциация докембрийских и палеозойских платформ. Преобразования платформ выразились прежде всего в формировании крупных впадин и выступов. Тектонические процессы привели также к расчленению платформ по линиям разломов и к обширным траповым излияниям магмы. Расколы и опускания обусловили образование таких обширных впадин, как океанические впадины Индийского и Атлантического океанов. Обширные траповые излияния мезозойского возраста имеются в Сибири, Индостане, Африке и Южной Америке (в Бразилии). В мезозое возникли впадины и менее крупных размеров, такие как Западно-Сибирская, Тургайская, Чулымская, Каракумская, Кызылкумская, Ферганская, Карагандинская, Иркутская и многие другие.

В ряде районов в зоне контакта мезозоид с платформами возникли передовые прогибы. Наиболее крупным из них является Предверхоянский прогиб на восточной окраине Сибирской платформы.

§ 11. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И КЛИМАТ МЕЗОЗОЯ

В начале триасового периода почти вся территория Лавразии и Гондваны, а также многие участки геосинклинальных областей были приподняты выше уровня моря. Однако вскоре геосинклинальные области были залиты морскими водами. Платформенные же массивы в течение почти всего триасового периода оставались континентами.

Платформы триасового времени отличались возвышенным и, что особенно важно, сильно расчлененным рельефом. Все это предопределяло накопление почти исключительно континентальных терригенных образований, характеризующихся большим разнообразием фаций и исключительным непостоянством литологического состава пород.

Климатические зоны были выражены слабо. Европа и Северная Африка представляли собой засушливые области. Об этом свидетельствует широкое распространение красноцветных эоловых накоплений и соленосных образований. Аппалачи, Тунгусский бассейн, Индокитай отличались, по-видимому, влажным и теплым климатом, способствующим массовому развитию растений и образованию залежей каменных и бурых углей.

Юрский период был временем широкого развития морских трансгрессий и накопления преимущественно морских осадков. По характеру морских образований выделяют два типа юры: средиземноморской юре противопоставляют северную, или бореальную. Для первого типа характерно массовое распространение рифостроящих кораллов и разнообразных моллюсков, выделяющих известь. В бореальной юре, широко распространенной на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, рифостроящие кораллы и моллюски,

выделяющие известь, отсутствуют. В бореальной юре известняков, как правило, нет и преобладают пески и глины.

Климат юрского периода на обширных пространствах был теплым и влажным. Установилась определенная климатическая зональность. Так, в юре арктических островов (Шпицберген, Новосибирские, Земля Франца Иосифа) встречаются остатки деревьев с ясно выраженными годовыми кольцами, что указывает на умеренный или даже теплый климат этой области. В Средиземноморской области флора имела тропический характер. В Таджикистане встречены даже соленосные фации юры, свидетельствующие о наличии засушливого климата.

Структурные преобразования земной коры в меловой период существенно повлияли на характер физико-географической обстановки. Распределение суши и моря в разные эпохи мелового периода было различным. Весьма разнообразными были и условия осадконакопления. Во многих районах обстановка благоприятствовала образованию угленосных свит. Особенно интенсивное угленакопление происходило в прогибе, расположенном к востоку от Скалистых гор.

§ 12. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕЗОЗОЯ

Мезозойский комплекс богат полезными ископаемыми. Наиболее важное значение имеют полиметаллы и горючие полезные ископаемые, а также фосфориты, сера и строительные материалы.

Месторождения полиметаллов связаны главным образом с изверженными породами, которые широко распространены в зонах мезозойской складчатости. На востоке Сибири в результате активного магматизма в мезозое возник так называемый тихоокеанский рудный пояс, с которым связаны многочисленные месторождения цветных и редких металлов. Аналогичные месторождения распространены в восточной части Китая и Индокитая.

Промышленные залежи углей отмечены в отложениях всех систем мезозоя. Преобладают бурые угли, но встречаются и каменные. По запасам угля мезозойские отложения уступают палеозойским, тем не менее с ними связано несколько крупных угленосных бассейнов, имеющих важное промышленное значение. Такие бассейны обычно приурочены к впадинам. Наиболее крупными из мезозойских угольных бассейнов являются Канский, Черемховский, Ленский, Буреинский и другие.

С отложениями триаса, средней юры и мела связаны многие месторождения нефти и газа в Урало-Эмбенской области, на Мангышлаке, в Западной Сибири, Северном Предкавказье, Якутии, Сахаре. Нефтегазоносные горизонты имеются в мезозойском комплексе Ферганы, Предкарпатья.

Широко распространены горизонты фосфоритов, разрабатываемые во многих пунктах нашей страны и за рубежом. Промышленные месторождения фосфоритов имеются, например, в ряде районов Подмосковья, Среднего и Нижнего Поволжья, общего Сырта.

Мощные толщи мергелей и мела, приуроченные к верхнемеловому отделу Восточно-Европейской платформы, являются отличным сырьем для изготовления цемента. Особенно интенсивно такие месторождения эксплуатируются в районах Поволжья и Украины.

Глава XXVIII

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

§ 1. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР КАЙНОЗОЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕГО РАЗВИТИЯ. СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ

Растительный мир кайнозоя характеризуется расцветом и широким распространением покрытосеменных растений. Развитие покрытосеменной флоры шло путем увеличения родового и видового состава. Из других групп растений определенное место во флоре кайнозоя занимали голосеменные (особенно хвойные) и папоротники, а также водоросли и мхи. Однако эти группы растений по сравнению с покрытосеменными имели подчиненное значение.

Из беспозвоночных животных в кайнозое наибольшим распространением пользовались пелециподы, гастроподы и простейшие. На протяжении кайнозоя родовой и видовой состав их постоянно обновлялся, в результате чего среди них можно выделить большое число руководящих ископаемых (рис. 277).

Из простейших наиболее важное значение имеет семейство нуммулитов, которые являются не только руководящими формами, но и породообразующими организмами. Остатки их нередко слагают мощные толщи нуммулитовых известняков, которые весьма часто встречаются в палеогеновом комплексе на всем протяжении Средиземноморской зоны от Центральной Америки до Малайского архипелага. В умеренных широтах палеогеновых морей распространение получили кремневые водоросли (диатомеи), остатки которых участвовали в формировании опок и трепела — характернейших образований палеогенового периода.

Из хордовых в кайнозое весьма широко представлены классы рыб, птиц и млекопитающих. В палеогене достигли расцвета акуловые, в неогене и в четвертичное время — костистые рыбы. Птицы в кайнозое постепенно приобретали современный вид и те особенности распространения, которые характерны для современной эпохи.

Млекопитающие в кайнозое прогрессивно развивались. Для палеогена характерны представители насекомоядных, лошадиных, хоботных, китообразных, грызунов. В неогене достигли расцвета плацентарные млекопитающие. Среди них выделяются все основные группы — хищные, травоядные и приматы. В это время появились медведи, мастодонты, носороги, быки, человекообразные обезьяны, а в конце неогена — слоны, гиппопотамы, гиппарионы и настоящие

лошади. В неогене и в четвертичное время животные, так же как и растения, постепенно приобретали современный облик.

Четвертичная система — время появления человека, период эволюции его от питекантропа до современного человека.

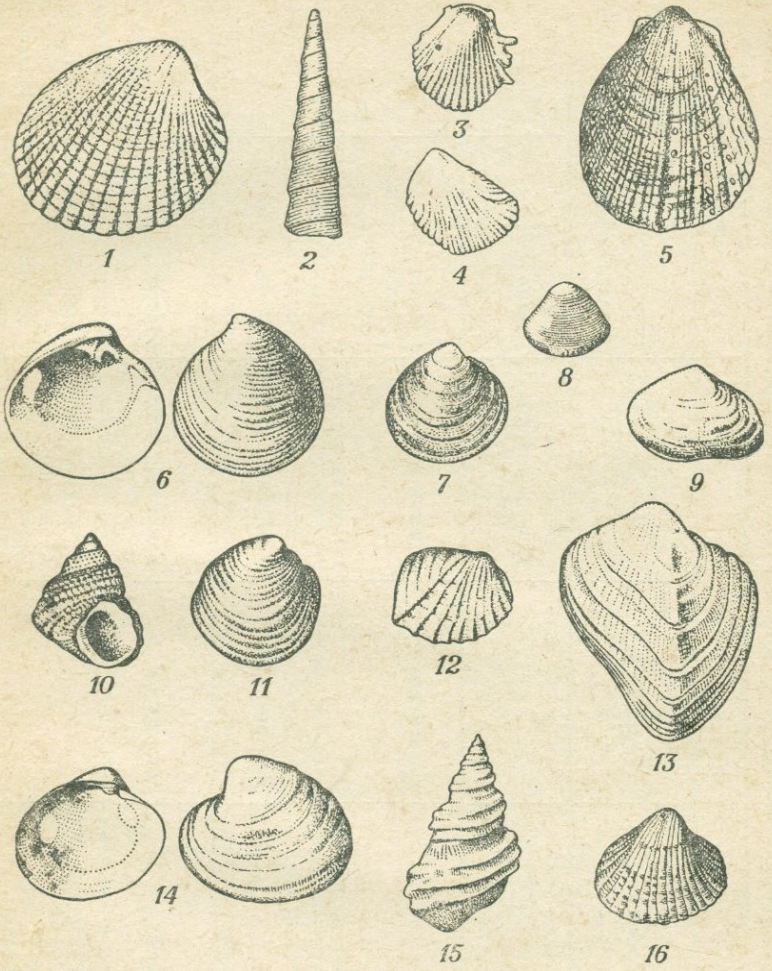


Рис. 277. Руководящие ископаемые кайнозоя

1 — Cardita volgensis Barbot de Marny; *2 — Turritella kamyschinensis* Netschaew; *3 — Spondylus buchi* Phillippi; *4 — Ostrea prona* Wood; *5 — Spondylus tenuispina* Sandberger; *6 — Spaniodontella pulchella* Baily; *7 — Venus konkensis* Sokolow; *8 — Corbula gibba* Olivi; *9 — Mactra caspia* Eichwald; *10 — Trochus podolicus* Dibois be Montperlux; *11 — Dosinia maeotica* Andrussow; *12 — Paradacna abichi* Hoerner; *13 — Arcicardium acardo* Deshayes; *14 — Apscheroenia propinqua* Eichwald; *15 — Viviparus mandarinicus* Seninsky; *16 — Cardium edule* Linne

Кайнозойская группа в настоящее время подразделяется на три системы: палеогеновую, неогеновую и четвертичную. До недавнего времени палеоген и неоген в ряде стран считались отделами третичной системы, но в последние годы они переведены в разряд самостоя-

Таблица 34

Схема стратиграфического деления и некоторые руководящие ископаемые кайнозойской группы

Группа	Система	Отдел	Ярус, оледенение			Руководящие ископаемые		
			Западная Европа	Европейская часть СССР	Средняя Азия, Прикаспийская низменность	моллюски		
						двустворчатые	брюхоногие	простейшие
ская KZ	Четвертичная (антропогеновая) Q современная	Современный (голоцен) Q_4	—	—	Новокаспийские слои	*Cardium edule*	—	*Ostracoda*
		Новочетвертичный (неоплейстоцен) Q_3	Вюрм	Валдайское	Хвалынские слои	*Didacna praetrigonoides*, *Didacna protracta*	—	
		Среднечетвертичный (мезоплейстоцен) Q_2	Рисс	Днепровское	Хазарские слои	*Didacna nalivkini*	—	
		Древнечетвертичный (эоплейстоцен) Q_1	Миндель	Лихвинское	Бакинские слои	*Didacna rudis*	—	
		Верхний (плиоцен) N_2	—	—	Апшеронский Акчагыльский Киммерийский Понтический	*Apscheronia propinqua*, *Didacna intermedia*, *Mactra subcaspia*, *Arcicardium acardo*, *Parodacna abichi*	*Viviparus mandarinicus*, *Valenciensis annulatus*	—
Кайнозой	Неогеновая N	Нижний (миоцен) N_1	Тортонский N_1t Гельветский N_1g Бурдигальский N_1b Аквитанский N_1a	—	Мэотический N_1m Сарматский N_1s горизонты: Конкский, Караганский, Чокракский, Тарханский	*Dosinia maeotica*, *Mactra caspia*, *Cardium fittoni*, *Corbula gibba*, *Venus concensis*, *Amussium denudatus*, *Spaniodontella pulchra*	*Trochus podolicus*, *Buccinum dyplicatum*	—
	Палеогеновая P	Верхрий (олигоцен) P_3	Хатский P_3h Рупельский P_3r Латторфский P_3l	Полтавский P_3p Харьковский P_3hr	Масагетский Сумсарский Ханабадский	*Ostrea prona*, *Ostrea ventilabrum*, *Exogyra galeata*, *Spondylus tenuispina*	—	*Foraminifera*
		Средний (эоцен) P_2	Лигурийский P_2lg Вемельский P_2v (Бартокский) Ледский P_2ld Лютетский P_2pt Ипрский P_2i	Киевский P_2kv Бучакский P_2b Каневский P_2k	Исфарийский Риштанский Туркестанский Алайский Сузакский	*Spondylus buchi*, *Variamussium fallax*, *Gryphaea esterhazyii*		*Nummulites*, *Globigerina*
		Нижний (палеоцен) P_1	Танетский P_1t Монтский P_1m	Саратовский Сызранский	Бухарский	*Cardita volgensis*, *Griphaea sinzovi*	*Turritella Kamyschinensis*	*Globigerina*, *Globorotalia*

тельных систем. В отношении же подразделения их на ярусы единого мнения не существует. Дело в том, что, начиная с палеогенового периода, на земном шаре уже не существовало таких обширных бассейнов, какие были известны в предыдущие периоды. Соответственно не было и такого широкого распространения однотипных организмов, как раньше. Все это в значительной степени осложняет сопоставление стратиграфических горизонтов отдельных районов. Поэтому в различных странах в кайнозойской толще выделяют разные ярусные подразделения, иногда не сопоставляющиеся друг с другом. Для территории СССР, несмотря на хорошую изученность палеогеновых разрезов, не удалось добиться необходимой универсальности, в результате чего в различных регионах до сих пор применяют местные подразделения, имеющие различные названия и объем. Наиболее распространенные стратиграфические подразделения показаны в табл. 34.

§ 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПАЛЕОГЕНА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отложения палеогеновой системы покрывают значительную площадь. Они выстилают обширные впадины, тянущиеся непрерывной цепочкой через всю южную окраину Восточно-Европейской платформы от Нидерландов на западе до Уральских гор на востоке. Огромная территория Северного Предкавказья, Западно-Сибирской низменности и Средней Азии также покрыта осадками палеогеновой системы. Имеются они в Африке, Северной и Южной Америке, в Австралии и на других континентах.

Впервые палеогеновая система была выделена в 1866 г. в Западной Европе. Разработанная тогда схема ее расчленения до сих пор служит эталоном.

Наиболее подробно палеогеновые отложения изучены на Восточно-Европейской платформе.

Палеоген Восточно-Европейской платформы. На Восточно-Европейской платформе наиболее полные разрезы палеогена известны в пределах Украинской и Прикаспийской синеклиз (рис. 278).

В Украинской синеклизе разрез палеогена начинается с верхних горизонтов палеоцена. Они представлены кварцево-глауконитовыми песками, аргиллитами, глинами и опоками с фауной устриц и губок. Эоцен сложен глауконитовыми песками и песчаниками, светлыми мергелями и карбонатными глинами. Нижняя часть олигоцена представлена кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками, а на востоке Украины — опоками. Верхняя часть олигоцена выражена белыми кварцевыми каолинистыми песками континентального происхождения. Нередко в них содержатся прослойки бурого угля. Мощность палеогена на Украине составляет 100—350 м.

Несколько отличный разрез палеогена отмечается в Поволжье и Прикаспийской низменности. Здесь наиболее полно развит палеоцен, представленный трепелами, опоками, опоковидными глинами, глауконитовыми и кварцевыми песками и песчаниками. Эоцен выра-

жен песчано-глинистой толщей, в верхней части разреза переходящей в глинисто-мергельно-карбонатные породы. Олигоцен сложен темными сланцеватыми глинами с остатками рыб и микрофауной мелких глобигерин.

Мощность палеогена в Поволжье равна 150—200 м, а в Прикаспийской впадине часто превышает 300—500 м. Одна из скважин в центральной части впадины прошла по палеогену около 3 км.

В Урало-Сибирской области палеоген представлен главным образом песчано-глинистыми породами (песками, песчаниками, глинами, опоками) с морской фауной. Завершается разрез палеогена континентальными песками. В Средней Азии палеоген выражен известняками с прослоями песков. Эоценовые пески Ферганской впадины нефтеносны.

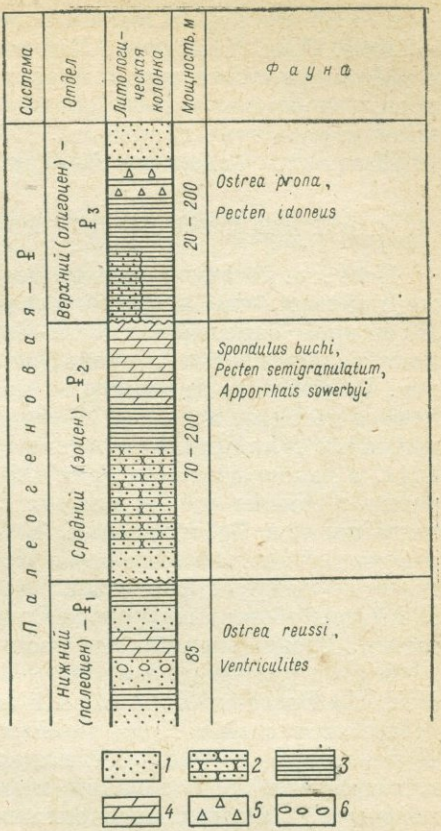


Рис. 278. Схематический стратиграфический разрез палеогеновых отложений Восточно-Европейской платформы

1 — пески; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — мергели; *5* — опоки; *6* — фосфориты

§ 3. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПАЛЕОГЕНА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Палеоген Средиземноморской геосинклинальной области. Палеогеновые отложения весьма широко распространены в Средиземноморской геосинклинальной области. В Карпатах палеоген представлен флишеобразным переслаиванием глинистых и песчаных пластов. В Крыму формировались нуммулитовые известняки и мощная толща темных сланцеватых глин майкопской свиты. На Северном Кавказе палеоцен и эоцен представлены так называемой фораминиферовой толщей — серией известняков и мергелей с богатой фауной простейших. Олигоцен здесь выражен глинистой майкопской свитой. Фораминиферовые слои и майкопская свита на Северном Кавказе содержат нефтеносные горизонты. В Закавказье в палеогене формировались морские осадки. Наряду с этим в результате бурной вулканической деятельности происходило накопление андезитовых лав и туфов.

Мощность палеогена достигает 5 км.

Палеоген Камчатки и Сахалина. На северо-востоке СССР (Анадырь, Камчатка, Сахалин) в палеогене наряду с эффузивно-обломочными морскими отложениями встречаются угленосные континентальные образования. В палеогене Сахалина имеются нефтеносные горизонты.

Мощность палеогена 3—4 км.

4. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НЕОГЕНА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Неогеновые отложения на территории платформы развиты в тех же районах, что и палеоген, но распространены менее широко. На южной окраине Восточно-Европейской платформы они выполняют впадины, протягиваясь узкой полосой от Дании до Уральских гор. По долинам крупных рек языки неогеновых осадков прослеживаются до Камы и Вятки. Значительная площадь покрыта континентальными отложениями неогена в Воронежской и Тамбовской областях, а также на территории Общего Сырта. Не менее широко они распространены на территории Устюрта, Западно-Сибирской низменности и в Средней Азии. В Северной Америке мощной толщей отложений неогена выполнена Примексиканская впадина. В Южной Америке они распространены в бассейнах Амазонки и Параны. В Африке обширные участки Сахары покрыты неогеновыми отложениями. Весьма широко они развиты и на Аравийском полуострове.

Неоген Восточно-Европейской платформы. На Восточно-Европейской платформе наиболее полные разрезы неогена известны в Причерноморской и Прикаспийской синеклизах. В неогене Причерноморья выделяются два отдела: миоценовый и плиоценовый. В основании миоцена залегают песчано-глинистые породы с углистыми включениями, выше — пески, известняки-ракушечники и глины с прослоями гипса. В этой части разреза в некоторых районах встречаются известняковые рифы, сложенные остатками мшанок, червей и моллюсков. Заканчивается разрез миоцена пачкой известковистых глин с прослоями органогенных известняков.

Отложения плиоценового отдела трансгрессивно перекрывают породы миоцена. Плиоцен представлен преимущественно раковинными известняками, замещающимися вверх по разрезу глинами и песками с остатками пресноводных моллюсков.

Мощность неогена в Причерноморской впадине колеблется от нуля до 150—200 м.

Второй обширной областью распространения неогеновых осадков является Прикаспийская впадина. Здесь развиты главным образом отложения плиоценового отдела. Осадки миоцена — песчано-глинистые породы и известняки-ракушечники сарматского яруса — встречаются спорадически лишь в некоторых грабенах отдельных соляных куполов.

Отложения плиоцена представлены акчагыльским и апшеронским ярусами. Акчагыльские осадки несогласно перекрывают отложения самого различного возраста от палеогена до карбона включительно. Они выражены серыми мергелистыми глинами с маломощными про-

слоями алевритов и мелкозернистых песков. Апшеронский ярус сложен песками, алевролитами и глинами с богатой фауной пелеципод и гастропод.

Мощность неогена изменяется от нуля до 500 м.

§ 5. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НЕОГЕНА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Неогеновые отложения являются наиболее широко распространенными образованиями в пределах альпийских геосинклиналей. Они покрывают обширные площади в Средиземноморской геосинклинальной области, образуя множество крупных и мелких зон распространения неогена на всем протяжении от Центральной Америки до Индонезии. Широко развиты они также на побережье Тихого океана и в особенности на территории Камчатки и Сахалина.

Неогеновые толщи геосинклинального типа наиболее подробно изучены в пределах Карпат, Крымо-Кавказской зоны (на Апшеронском полуострове) и на о. Сахалин.

Неоген Апшеронского полуострова. На Апшеронском полуострове разрез неогена начинается с чокракского горизонта, который выражен темными глинистыми сланцами, доломитовыми глинами и песками. Последние нередко нефтеносны. Караганские и конкские слои вследствие перерыва в разрезе выражены нечетко. Их мощность невелика. Сарматский ярус сложен преимущественно глинами и прослоями мергелей и доломитов. В верхней части яруса появляются песчаники и конгломераты. Мэотический ярус представляет собой толщу светло-зеленых глин с прослоями горючих сланцев. Местами в этой толще встречаются прослои оолитовых известняков, известняков-ракушечников, песчаников и конгломератов. Понтический ярус — песчано-глинистая толща с известняками в верхней части разреза.

Продуктивная толща является весьма характерной частью неогенового разреза Апшеронского полуострова. Она сложена континентальными, главным образом аллювиальными отложениями, косослоистыми песчаниками, глинами, конгломератами. Мощность продуктивной толщи местами достигает 2 км. В ней содержатся богатые нефтенасыщенные горизонты.

Акчагыльский ярус представлен глинами и песками с прослоями и линзами вулканического пепла. Апшеронский ярус выражен песчаниками и известняками с богатой фауной пелеципод.

Мощность неогена нередко достигает 3,5—5 км.

Неоген о-ва Сахалин. На Сахалине неогеновые осадки пользуются самым широким распространением. При этом разрезы неогена западного и восточного побережий острова существенно отличаются один от другого. На западном побережье развиты осадочно-эффузивные образования, в то время как в восточной части острова — главным образом мелководные морские песчано-глинистые осадки с большим числом нефтегазоносных горизонтов.

Миоценовый отдел выражен переслаивающимися пачками песчаников, глинистых сланцев, туфов и туффитов. В средней части

миоцена встречаются прослои каменных углей. Плиоцен сложен конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами.

Мощность неогена очень велика. В ряде районов она достигает 8 км.

§ 6. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения четвертичной системы, являясь наиболее молодыми образованиями земного шара, довольно резко отличаются от всех рассмотренных более древних комплексов. Они имеют повсеместное распространение и почти сплошным чехлом покрывают всю поверхность литосферы. В большинстве районов четвертичные отложения залегают несогласно, перекрывая различные по возрасту геологические образования. Представлена четвертичная система исключительно рыхлыми осадками — супесями, суглинками, песками, глинами, галечниками. Следы вулканической деятельности и метаморфизма четвертичных пород встречаются крайне редко.

Нормальные морские осадки четвертичного возраста находятся главным образом на дне современных морей и океанов. Изучение их связано с большими трудностями. На континентах морские четвертичные образования распространены на ограниченной площади. Они известны на территории Прикаспийской впадины, на побережье Мексиканского залива, Черного моря и некоторых районов Северного Ледовитого океана. На остальной территории всех материков и островов четвертичная система представлена исключительно континентальными образованиями самого различного генезиса. В долинах современных рек они выражены аллювиальными, плохо отсортированными косослоистыми песками и глинами с остатками пресноводной фауны. В пустынных и полупустынных областях огромные площади покрыты эоловыми песками и лёссом. Озерные и болотные котловины заполнены тонкослоистыми («ленточными») глинами и песчано-глинистыми породами с прослоями торфа. Межгорные впадины и предгорные равнины заполнены грубообломочными галечно-песчаными образованиями. Горные хребты, столовые горы и возвышенности покрыты корой выветривания, минералогический состав которой мало отличается от состава тех материнских пород, за счет разрушения которых она образуется. Обширные площади равнин покрыты делювием и пролювием. Весьма широко распространены ледниковые образования, представленные бесструктурными моренными глинами с валунами и грубозернистыми, плохо отсортированными флювиогляциальными песками с гравийниками.

В континентальных образованиях четвертичной системы органические остатки сохраняются очень плохо. Кроме того, продолжительность четвертичного периода (около 2 млн. лет) настолько мала, что животный и растительный мир не мог за это время существенно измениться. Все это в значительной мере затрудняет изучение четвертичных образований и не позволяет использовать палеонтологический метод для расчленения и сопоставления разрезов этого возраста. Поэтому изучение четвертичных разрезов базируется на ана-

лизе условий залегания и литолого-петрографического состава четвертичных образований. Условия залегания и литолого-петрографический состав пород, как известно, тесно зависят от условий осадконакопления, весьма различных в периоды оледенений и в межледниковые периоды, во время образования древних и молодых речных террас. Именно эти различия и используют при изучении отложений четвертичной системы.

Одной из важнейших особенностей геологического развития Земли в четвертичное время являются обширные материковые оледенения, охватившие громадные площади континентов северного полушария. В южном полушарии также известны ледниковые образования, но они покрывают значительно меньшую площадь. Большинство специалистов считает, что похолодание климата началось еще в конце неогенового периода. Однако максимального развития оледенение достигло в четвертичное время.

В Европе центрами оледенения являлись Скандинавские горы и Альпы. Особенно большие следы оставил Скандинавский ледник. Это выразилось в выработке своеобразного рельефа (ледникового ландшафта) и в накоплении моренных осадков в северной части Европы.

Обширные четвертичные оледенения характерны также для Азиатской части СССР и для Канады. Центры этих оледенений находились, по-видимому, на Новой Земле, Таймыре, в Забайкалье и Гренландии. На территории Сибири достоверно установлены только два оледенения.

Четвертичные отложения Восточно-Европейской платформы. Ледниковые образования четвертичной системы обычно выражены двумя-тремя моренно-валунными комплексами, чередующимися с осадками межледниковых периодов. Последние представлены песками и глинами озерного и аллювиального происхождения, а также лёссом и лёссовидными суглинками. Среди лёсса и суглинков нередко присутствуют прослои ископаемой почвы — темно-серые суглинки, в значительной степени обогащенные перегнойным веществом. Нередко в суглинках встречаются известковые стяжения («журавчики») и окатанные и испещренные царапинами обломки известняков, кварцитов, песчаников, гранитов.

Мощность ледниковых отложений обычно составляет 20—30 м, но на отдельных участках превышает 100 м.

Морские образования четвертичной системы широко распространены на территории Прикаспийской низменности. Они сложены песками и глинами с остатками морских моллюсков. В течение четвертичного периода морские трансгрессии трижды покрывали Прикаспийскую низменность, в результате чего в разрезе четвертичной системы довольно отчетливо выделяются три самостоятельных комплекса осадков — бакинский, хазарский и хвалынский. Четвертый — новокаспийский — комплекс формируется в настоящее время в прибрежной зоне и на дне современного Каспийского моря.

Мощность четвертичных отложений на территории Прикаспийской низменности обычно равна 20—30 м, но местами достигает 80—100 м.

§ 7. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ В КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В начале палеогена обширная трансгрессия моря охватила южные части Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, герциниды Западной Европы и Западно-Сибирской низменности, Кызыл-Кумы, Кара-Кумы, север Африканской платформы. Эта трансгрессия достигла наибольшего размаха к концу эоцена — началу олигоцена. Считают, что именно в палеогеновое время Северо-Американский материк отделился от Евразии. В конце олигоценовой эпохи в связи с общим поднятием, охватившим почти все платформенные массивы, развилась регрессия, в результате которой почти вся территория платформ освободилась от морских вод и стала сушей.

В условиях морской трансгрессии происходило накопление нормальных морских осадков, среди которых наибольшее распространение получили песчано-глинистые, мергелистые и кремнистые породы. В конце олигоцена формировались преимущественно сильно ожелезненные косослоистые пески и песчаники континентального происхождения.

На территории Гондваны продолжалось дальнейшее развитие расколов земной коры. В частности, в палеогеновое время ряд крупных разломов возник в Африке. Некоторые из них, очевидно, обусловили образование впадины Красного моря и котловин восточноафриканских озер — Альберт, Эдуард, Киву, Танганьика, Ньяса. Развитие «великах африканских разломов» сопровождалось излияниями базальтовой магмы.

В межгорных впадинах мезозойских складчатых областей в палеогеновое время формировались континентальные, преимущественно красноцветные, местами угленосные осадки.

Неоген был периодом преимущественного поднятия значительных участков земной коры, периодом активного формирования континентальных образований. Поднятия в конце олигоцена привели к тому, что в пределах платформ северного полушария в неогене установился континентальный режим. Морские трансгрессии в неогене уже не имели большого размаха. Моря, как правило, приобрели характер замкнутых опресненных водоемов, большая часть которых постепенно превращалась в лагуны и озера. При этом моря охватывали только краевые участки платформы. Так, например, южные участки Русской платформы периодически заливались морскими водами, проникавшими с юга, со стороны соседней Средиземноморской геосинклинальной области.

В начале неогена эти водоемы имели прямую связь с морями Средиземноморья, однако интенсивные процессы складкообразования и поднятия в Альпах, Карпатах, на Кавказе привели к обособлению этих бассейнов. В юго-восточной части Европы возникло огромное

изолированное озеро — море. Это Сарматское море простиралось на сотни километров от Венгрии вдоль Предкавказья до Аральского моря. В пределах этого бассейна на юге Восточно-Европейской платформы, в Предкавказье и Закаспии отлагались пески, глины, известняки и ракушечники с богатой фауной пелеципод, гастропод, фораминифер, кораллов, мшанок и других морских организмов.

В плиоцене морской бассейн Юго-Восточной Европы расчленился на ряд изолированных водоемов. В верхнем плиоцене развилась новая трансгрессия, охватившая всю Прикаспийскую низменность. Языки моря по долинам палеорек Волги, Камы, Урала проникли далеко на север. Плиоценовые моря были сильно опреснены, в них формировались исключительно песчано-глинистые отложения, содержащие наряду с морской и пресноводную фауну моллюсков.

На остальной части платформенных массивов северного полушария в неогене формировались континентальные образования, среди которых широко распространены озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения с галечниками. В Сибири, особенно в Западно-Сибирской низменности, неоген развит широко. Представлен он почти исключительно континентальными образованиями. В Средней Азии, например в Ферганской котловине, в неогене образовалось двухкилометровая толща красноцветных песчаников, глин и конгломератов.

В конце плиоцена отмечается новое, весьма интересное в геологическом смысле явление — омоложение рельефа в герцинских и каледонских складчатых областях. Это явление связано с активным проявлением дизъюнктивных (разрывных) дислокаций, в результате которых многие участки древних горных сооружений испытали интенсивное воздымание. Таким образом, на месте древних складчатых сооружений возникли новые горы. К таким «омоложенным» горным сооружениям принадлежат каледонские структуры Скандинавии, герцинские структуры Урала, Казахстана, Средней Азии.

Уже в конце неогенового периода распределение суши и моря на земном шаре стало близким к современному и в четвертичное время существенно не изменялось. Однако и в течение четвертичного времени, несомненно, проявлялись медленные («вековые») колебательные движения, в результате которых ряд районов Европы, Азии и Северной Америки испытал погружение или поднятие.

В раннечетвертичную эпоху Европа и Северная Америка через Исландию были соединены сушей. Великобританских островов не существовало, на их месте располагался материк. Азия соединялась с Аляской. Берингов пролив отсутствовал. Не существовало еще и Гибралтарского пролива, вследствие чего Европа непосредственно соединялась с Африкой. Эгейское море, Босфор и Дарданеллы отсутствовали. На их месте располагалась суша, соединявшая Европу с Малой Азией. Черное море имело значительно меньшие размеры. Каспийское море, наоборот, было вдвое больше современного. Помимо современного бассейна, оно охватывало и всю территорию Прикаспийской низменности.

На протяжении четвертичного периода морские бассейны неоднократно меняли контуры. Одновременно изменялись их соленость и состав органического мира. Так, например, на месте Черного моря в начале четвертичного периода существовал морской бассейн, получивший название чаудинского. В среднечетвертичное время на его месте сформировался древнеэвксинский бассейн, который, так же как и чаудинский, по размерам заметно уступал современному Черному морю. Иной была и конфигурация древнеэвксинского бассейна. Главной особенностью этих бассейнов была их значительная опресненность. Об этом свидетельствует фауна моллюсков, остатки которых находят в чаудинских и древнеэвксинских толщах. Все они являются представителями фаунистического комплекса, типичного для древнего Каспийского бассейна. По-видимому, в то время Черное море не было связано со Средиземным, а свободно через Манычский пролив сообщалось с Каспийским бассейном.

В начале позднечетвертичной эпохи в связи с опусканием Эгейской суши возникли проливы Дарданеллы и Босфор. Средиземноморские воды проникли в Черноморскую впадину и образовали новый карангатский бассейн. Соленость этого бассейна резко возросла и была даже выше солености современного Черного моря. Это вызвало в нем резкую смену фауны. Вскоре связь со Средиземным морем нарушилась и возник новый полупресноводный бассейн, получивший название новоэвксинского. Фауна этого бассейна вновь приобрела каспийский облик.

В начале современной эпохи по расширившемуся и опустившемуся Босфорскому проливу воды мирового океана вновь устремились в Черноморскую впадину. Связь с Каспийским бассейном, наоборот, утратилась. В сильно засоленной обстановке вновь возникшего древнечерноморского бассейна получил развитие новый фаунистический комплекс.

Современное Черное море характеризуется дальнейшим повышением солености.

Не менее сложной является геологическая история Каспийского и Балтийского морей.

§ 8. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ В КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Геологическая история геосинклинальных областей в кайнозойское время определялась прежде всего развитием альпийской складчатости. Особенно интересной в этом отношении была история развития Средиземноморской геосинклинальной области.

Начало кайнозоя характеризовалось интенсивным погружением значительных участков Средиземноморской геосинклинальной области. Широкое развитие получила морская трансгрессия, образовавшая обширный морской бассейн Тетис. На протяжении палеоценовой и эоценовой эпох накапливались главным образом карбонатные осадки. В прибрежных участках формировались толщи нуммулито-

вых известняков, в глубоководных участках открытого моря — известковистые мергели и фораминиферовые известняки. В Закавказье и Карпатах образовались мощные флишевые толщи.

Вулканическая деятельность в палеоцене и эоцене проявлялась слабо. Вулканогенные образования распространены на отдельных участках Закавказья и Гималаев.

На границе эоцена и олигоцена в геологической истории Средиземноморской геосинклинальной области наступил существенный перелом: получила развитие пиренейская фаза складкообразования. Складчатые процессы сопровождались эпейрогеническими воздыманиями некоторых участков в центральных районах геосинклинальной области. Море было оттеснено к периферии области, где начали активно формироваться краевые прогибы. Развитие этого процесса, с одной стороны, привело к полному осушению восточной части геосинклинальной области (Гималаи и Индокитай) и, с другой — к разделению западной части моря Тетис на два самостоятельных бассейна полосой суши, простирающейся от Альп через Балканы и Малую Азию в Иран и Афганистан.

История развития вновь образовавшихся бассейнов в послепалеогеновое время была различна. Южный бассейн, занимавший в основном область современного Средиземного моря, в течение всего неогена свободно сообщался с Мировым океаном и сохранял нормальную соленость вод. Лишь в конце миоцена эта связь нарушилась и в условиях засолоненного бассейна началось накопление соленосных отложений.

Северный бассейн, располагавшийся у подножия Альп, прошел сложный путь развития: его очертания, соленость вод и состав фауны и флоры многократно изменялись. В олигоценовую и миоценовую эпохи здесь образовалась молассовая формация, состоящая главным образом из конгломератов и грубозернистых песчаников с прослоями угленосных отложений.

В геосинклинальных зонах в конце олигоцена активно проявилась еще одна фаза складчатости — савская. Она привела к значительному усложнению структуры и рельефа земной поверхности.

В неогене Средиземноморская и Тихоокеанская геосинклинальные области были заняты морем островного типа. В виде островов возвышались горные сооружения, возникшие в палеогене. На протяжении неогена в геосинклинальных областях неоднократно проявлялись складчатость и горообразовательные процессы достигли наибольшей силы в конце миоцена и в конце плиоцена.

В некоторых районах Средиземноморья и Тихоокеанского кольца складчатость сопровождалась активной вулканической деятельностью. Так, например, в Закавказье в неогене возникли лавовые покровы, образовались толщи вулканических туфов. На Сахалине эффузивы также входят в состав неогеновой толщи.

В процессе альпийской складчатости возникла серия высоко приподнятых дуг складчатых сооружений, между которыми располагались обширные морские котловины. Наряду с ними образовывались межгорные и предгорные прогибы. Эти прогибы заполнялись

мощными толщами песчано-глинистых осадков. В неогеновых отложениях ряда прогибов как Средиземноморской, так и Тихоокеанской геосинклинальной областей формировались богатые месторождения нефти и газа.

В таких сложных условиях на территории геосинклиналей формировались разнородные геологические образования. Наибольшее распространение получили эффузивно-обломочная, молассовая, флишевая, угленосная и нефтепроизводящая формации.

Соотношения между морем и сушей в неогене и четвертичном периоде неоднократно менялись. Морские бассейны Средиземноморской геосинклинальной области несколько раз объединялись и разъединялись. Соответственно изменялись их очертания. Только в четвертичное время морской бассейн юго-восточной Европы окончательно разъединился на ряд изолированных водоемов, наиболее крупными из которых были Средиземное, Черное и Каспийское моря.

В четвертичном периоде продолжалось дальнейшее воздымание альпийских складчатых сооружений, дальнейшее усложнение рельефа. Особенно активно горообразовательные процессы проявились в Альпийской зоне. Именно здесь возникли наиболее высокие горные хребты. Горообразовательные процессы охватили также многие районы древних и молодых платформ. Здесь они вызвали глыбовые перемещения отдельных блоков литосферы, что привело к омоложению древних гор.

§ 9. АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ЕЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В течение кайнозойской эры основные тектонические процессы развивались в Средиземноморской и Тихоокеанской геосинклинальных областях. Складкообразование в кайнозое проявлялось неоднократно. Особенно активно оно развивалось в конце эоцена (пиренейская складчатость), в конце олигоцена (савская складчатость), в конце миоцена (штирийская складчатость) и в конце плиоцена (валахская складчатость). В результате возникли альпийские складчатые сооружения — Альпы, Балканы, Карпаты, Кавказ, Памиро-Алай, Гималаи, Корякский и Камчатский хребты, Кордильеры, Анды. Развитие горных сооружений не закончилось и до настоящего времени: многие участки Средиземноморской и Тихоокеанской геосинклинальных областей продолжают активно развиваться поныне. Об этом свидетельствуют поднятие горных хребтов этих областей, проявление вулканизма и землетрясений, а также продолжающееся опускание межгорных впадин. Особенно активно в настоящее время развивается Тихоокеанская геосинклинальная область и в первую очередь ее азиатская часть.

В целом альпийская складчатость создала две обширные зоны складчатых структур, первая из них образует Средиземноморский пояс, вторая, охватывая западное и восточное побережья Тихого океана, образует так называемое Тихоокеанское кольцо (рис. 279).

Мощные тектонические движения проявились и на территории древних складчатых сооружений в пределах мезозоид, герцинид,

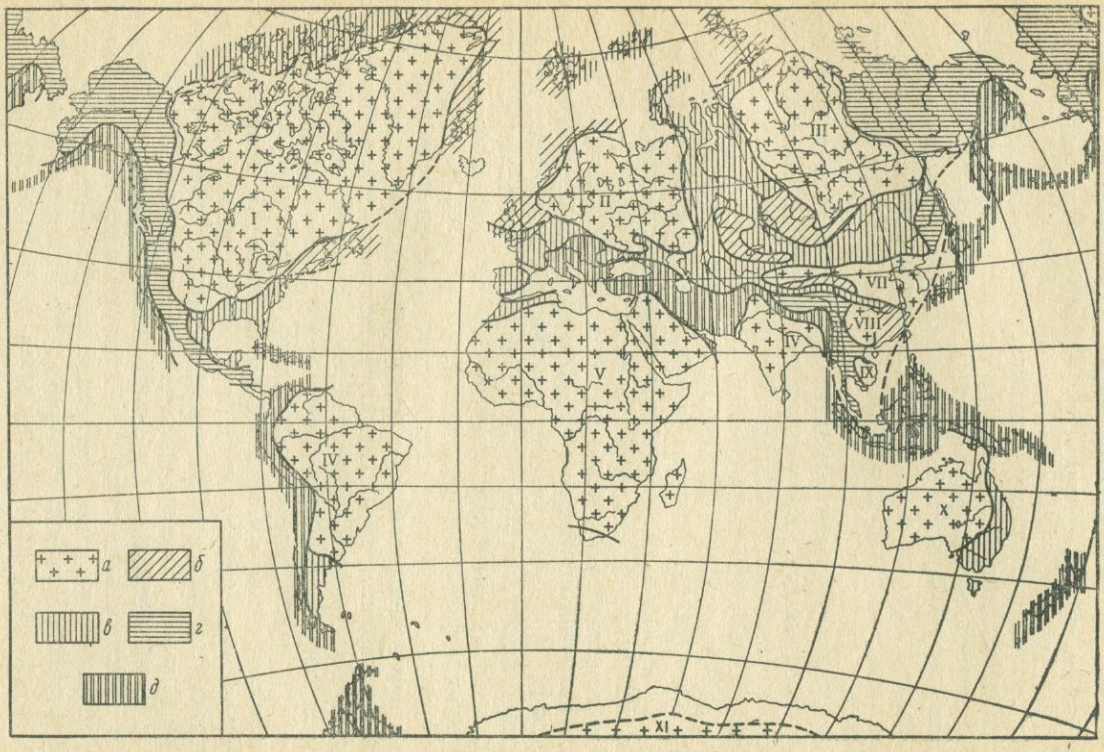


Рис. 279. Современная тектоническая схема земной коры

а — докембрийские платформы; *б* — эпикаледонские области; *в* — эпигерцинские платформы; *г* — эпимезозойские области; *д* — области альпийской складчатости (номера древних платформ см. на рис. 258)

каледонид и даже докембрийских платформ. Древние складчатые сооружения испытали «омоложение», заключавшееся в образовании ряда разрывных нарушений, вторичных глыбовых воздыманиях и возникновении новых высоких гор.

Наряду со складкообразовательными и разрывными дислокациями в кайнозое широко проявлялись медленные колебательные движения. В результате этих процессов произошла дальнейшая дифференциация платформенных массивов: продолжали развиваться старые и возникли новые впадины, сводовые поднятия и другие структурные элементы.

§ 10. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И КЛИМАТ КАЙНОЗОЯ

Начало кайнозойской эры характеризовалось развитием морских трансгрессий. Судя по характеру осадков, выраженных преимущественно карбонатными разностями, можно предполагать, что в палеоценовую и особенно эоценовую эпохи рельеф земной поверхности был сильно сглаженным. Денудационные процессы протекали слабо, в связи с чем в морские бассейны поступало очень мало обломочного материала.

В олигоценовую эпоху палеогеографические условия коренным образом изменились. Вследствие интенсивных складкообразующих процессов в геосинклинальных областях и активных эпейрогенических поднятий обширных участков земной коры на платформах весьма значительная территория освободилась от морских вод. Контуры материков приняли очертания, близкие к современным. Физико-географические условия осадконакопления также приблизились к современным.

В неогеновое время в пределах современных континентов море покрывало лишь области некоторых краевых прогибов и примыкающие к ним окраинные участки платформ и складчатых зон. К концу неогеновой эпохи и эти области в основном освободились от морских вод. В четвертичное время материки, океаны и моря постепенно приобрели современные очертания.

По мере развития альпийской складчатости возникали все новые и новые цепи высокогорных хребтов. Контрастность рельефа земной поверхности резко увеличилась. Соответственно усилилась напряженность денудационных процессов, что привело к образованию огромных масс грубообломочного материала и формированию мощных толщ грубых терригенных пород молассового типа.

Климат палеогена и большей части миоцена отличался большой мягкостью. Зона тропического и субтропического климата простиралась далеко за пределы Средиземноморья. Об этом свидетельствуют находки в палеогеновых и миоценовых отложениях Бельгии, ГДР и ФРГ, Южной Украины, Северного Предкавказья и Нижнего Поволжья остатков пальм, магнолий, лавра и других заведомо теплолюбивых растений. Севернее располагалась зона умеренного климата с широким развитием широколиственных лесов из дуба, бука, каштана. Эта зона охватывала весь север Европы, включая Грен-

ландию и Шпицберген. Умеренный климат был характерен также для Анадырского края и Аляски. Арктической климатической зоны в северном полушарии, по-видимому, вообще не существовало.

В палеогеновом периоде имелись также области с сухим полупустынным климатом. К ним можно отнести Туркмению, Монголию, Египет, Испанию, где в палеогеновое время наряду с терригенными породами формировались гипсы и соли.

В конце миоценовой эпохи произошло некоторое похолодание климата. Но особенно усилился этот процесс в плиоцене; растительный покров в это время резко изменился за счет массового распространения таких типичных представителей флоры умеренного пояса, как клен, береза, ель, сосна и другие. Именно такой растительный покров распространен в Европе, Северной Азии и Северной Америке.

Для четвертичного периода, как говорилось выше, характерны общее похолодание, периодическое образование обширных ледниковых покровов и резкая дифференциация земного шара на ряд четко выраженных климатических зон.

§ 11. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАЙНОЗОЯ

Нефть, горючие газы, уголь, железные и марганцевые руды — главнейшие полезные ископаемые кайнозоя. По запасам нефти и горючих газов неоген-палеогеновая толща занимает ведущее положение, так как на долю этих отложений приходится около половины мировой добычи нефти и газов.

В Советском Союзе нефть и газ добывают из неогеновых и палеогеновых отложений в Прикарпатье, Предкавказье, на Апшеронском полуострове, в Туркмении и Средней Азии, на Сахалине. Продуктивные горизонты имеются по всему разрезу неоген-палеогеновой толщи, основные же из них приурочены к продуктивной толще плиоцена (на Апшеронском полуострове и в Западной Туркмении), фораминиферовым слоям и майкопской серии палеогена (в Крыму, на Северном Кавказе, в Ферганской впадине).

Добыча нефти ведется не только на суше, но и в открытом море. Нефтяные Камни в Каспийском море — первое морское месторождение, успешно осваиваемое азербайджанскими нефтяниками.

Важное значение для развития газовой промышленности СССР имеют крупнейшие газовые месторождения Ставрополья и Краснодарского края, также связанные с палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Месторождения нефти и газа в неоген-палеогеновых толщах обнаружены не только в СССР. С этой серией осадков связаны нефтяные и газовые месторождения США, Румынии, Ближнего Востока, Малайского архипелага, Японии.

Кайнозойские отложения в целом характеризуются значительной угленосностью, однако на территории СССР с ними связаны главным образом второстепенные месторождения углей. Тем не менее, разработка кайнозойских угольных месторождений ведется в Хабаровском крае, Приморье и отчасти на Украине.

К отложениям палеогена приурочены месторождения марганцевых руд осадочного типа. Они играют важную роль в народном хозяйстве СССР и служат предметом экспорта в другие страны. Наиболее крупными марганцевыми месторождениями являются Никопольское на Украине и Чиатурское в Закавказье.

Осадочные железные руды известны в неогеновых отложениях Керченского и Таманского полуостровов.

Кайнозойские отложения являются надежной базой для производства строительных материалов. Их используют для изготовления кирпича, стекла, бутового и строительного камня, цемента и т. д. Широко распространенные на юге Украины и в Закаспии ракушечные известняки легко поддаются обработке и служат незаменимым материалом для строительных целей. Из сарматских известняков построены жилые дома и производственные помещения многих городов юга СССР. В Закавказье отличным строительным материалом служат неогеновые вулканические туфы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горшков Г. П., Якушева А. Ф. Общая геология. М., Изд-во МГУ, 1974, 573 с. с ил.
2. Друщиц В. В., Обручева О. П. Палеонтология. М., Изд-во МГУ, 1971, 414 с. с ил.
3. Жуков М. М., Славин В. С., Дунаева Н. И. Основы геологии. М., «Недра», 1970, 519 с с ил.
4. Земля (введение в общую геологию) М., «Мир», 1974, 824 с. с ил. Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др.
5. Иванова М. Ф. Общая геология. М., «Высшая школа», 1974, 399 с.
6. Историческая геология. М., «Недра», 1974, 318 с. Авт.: Г. И. Немков, М. В. Муратов, И. А. Гречишникова и др.
7. Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М., «Недра», 1970, 288 с. с ил.
8. Малахов А. А. Краткий курс общей геологии. М., «Высшая школа», 1962, 237 с. с ил.
9. Общая геология. М., «Просвещение», 1974, 470 с. с ил. Авт.: Г. Д. Ажгирей, Г. П. Горинов, Е. В. Шанцер и др.
10. Общая и историческая геология, учебное пособие к лабораторным занятиям. М., «Недра», 1975, 140 с. с ил. Авт.: В. П. Гаврилов, В. С. Мильничук, Р. Г. Никитина, А. П. Шафранов.
11. Основы геологической практики. М., «Недра», 1973, 248 с. с ил. Авт.: М. С. Бурштар, Ю. М. Васильев, В. Г. Кузнецов и др.
12. Панюков П. Н., Перфильева З. Г. Основы геологии. М., «Недра», 1968, 346 с. с ил.
13. Холмс А. Основы физической геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 590 с. с ил.
14. Чарыгин М. М. Общая геология. М., «Недра», 1963, 374 с. с ил.
15. Чарыгин М. М., Васильев Ю. М. Общая и историческая геология. М., «Недра», 1968, 441 с. с ил.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 5

ЗЕМЛЯ КАК ПЛАНЕТА

Глава I. Земля во Вселенной 10

§ 1. Млечный Путь и другие галактики 10
§ 2. Характеристика Солнечной системы 12
§ 3. Земля в Солнечной системе 20
§ 4. Форма, размеры, масса и плотность Земли 22

Глава II. Внутреннее строение Земли 26

§ 1. Основные границы раздела в Земле 26
§ 2. Краткая характеристика геосфер 28
§ 3. Физические свойства геосфер Земли 32
§ 4. Прикладное значение методов, используемых при изучении внутреннего строения Земли 35

Глава III. Химический состав Земли 39

§ 1. Методы и результаты изучения состава оболочек Земли 39
§ 2. Породообразующие минералы 46
§ 3. Описание минералов 55

Глава IV. Тепловое поле Земли 68

§ 1. Солнечная радиация 68
§ 2. Глубинное тепло Земли 71
§ 3. Источники внутреннего теплового поля Земли 74
§ 4. Распределение температуры в Земле 77
§ 5. Практическое значение изучения теплового поля Земли 79

Глава V. Электромагнетизм Земли 83

§ 1. Электрическое поле Земли 83
§ 2. Характеристика внешнего магнитного поля Земли 85
§ 3. Палеомагнетизм Земли 91
§ 4. Природа земного магнетизма 96
§ 5. Некоторые вопросы практического использования земного магнетизма 99

Глава VI. Возраст и происхождение Земли. Проблема времени в геологии 100

§ 1. Время в геологии. Единицы времени 100
§ 2. Возраст Земли 102
§ 3. Определение возраста горных пород 105
§ 4. Геохронологическая таблица 106
§ 5. Происхождение Земли 112

ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ 117

Глава VII. Геологическая деятельность атмосферы 118

§ 1. Строение и общая характеристика атмосферы 118
§ 2. Свойства атмосферы 122
§ 3. Процессы выветривания 128
§ 4. Геологическая деятельность ветра 131

Глава VIII. Геологическая деятельность рек и временных потоков 135

§ 1. Общие сведения о реках 135
§ 2. Работа рек, формирование профиля равновесия 138
§ 3. Периоды и циклы речной эрозии 141
§ 4. Речные аккумулятивные формы 145
§ 5. Перемещение водоразделов и перехваты речных долин. Денудация и пенеплен 148
§ 6. Устья рек 150

§ 7. Временные потоки и пролювий 153
§ 8. Россыпные месторождения полезных ископаемых 154

Глава IX. Геологическая деятельность подземных вод 154

§ 1. Физическое состояние и виды воды в горных породах 154
§ 2. Коллекторские свойства горных пород 156
§ 3. Происхождение подземных вод 158
§ 4. Классификация подземных вод по условиям залегания 160
§ 5. Источники (родники) 164
§ 6. Воды нефтяных и газовых месторождений 168
§ 7. Карстовые процессы и механическая суффозия 172
§ 8. Отложение осадков подземными водами 175
§ 9. Оползни и обвалы 177
§ 10. Грязевые вулканы 178

Глава X. Геологическая деятельность ледников 182

§ 1. Свойства льда и типы ледников 182
§ 2. Геологическая деятельность ледников 185
§ 3. Причины оледенений 188

Глава XI. Геологическая деятельность моря 191

§ 1. Распределение воды и суши на Земле. Морфологические элементы дна Мирового океана 191
§ 2. Области Мирового океана 195
§ 3. Физико-химическая характеристика морской среды 196
§ 4. Движение воды в морях и океанах 200
§ 5. Органический мир моря 203
§ 6. Разрушительная работа моря (абразия) 204
§ 7. Перенос обломочного материала 206
§ 8. Созидательная деятельность моря и накопление осадков в различных зонах морского бассейна 208

Глава XII. Осадочные горные породы и формы их залегания . . . 215

§ 1. Общие сведения о горных породах 215
§ 2. Стадии образования осадочных горных пород 216
§ 3. Минеральный состав, структура и текстура осадочных горных пород 220
§ 4. Форма залегания осадочных пород 232
§ 5. Горный компас и определение элементов залегания слоя (пласта) 233
§ 6. Пликативные и разрывные дислокации 236
§ 7. Геологические карты и разрезы 242

ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

Глава XIII. Магматизм 256

§ 1. Формы проявления магматизма 256
§ 2. Интрузивный магматизм 258
§ 3. Эффузивный магматизм, вулканизм 259
§ 4. Типы вулканической деятельности 262
§ 5. Распространение вулканов 264
§ 6. Магматические горные породы 264

Глава XIV. Метаморфизм горных пород 273

§ 1. Виды метаморфизма 273
§ 2. Главнейшие типы метаморфических горных пород 277

Глава XV. Тектонические движения и этапы развития земной коры 282

§ 1. Общая характеристика движений земной коры 282
§ 2. Стадии эволюционного развития земной коры 286
§ 3. Характеристика основных структурных областей 291
§ 4. Краткая история формирования земной коры 294

Глава XVI. Землетрясения 296

§ 1. Общая характеристика и распространение землетрясений 296
§ 2. Регистрация землетрясений 300
§ 3. Типы землетрясений 303
§ 4. О прогнозе землетрясений 309

Глава XVII. Основные геотектонические гипотезы 311

§ 1. Гипотезы изменяющегося объема Земли 312
§ 2. Гипотезы горизонтального дрейфа континентов 314
§ 3. Радиологические гипотезы 321
§ 4. Другие геотектонические гипотезы 323

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава XVIII. Принцип актуализма и его значение в геологии . . . 325

Глава XIX. Методы определения возраста горных пород 328

Глава XX. Восстановление физико-географических условий, направления и амплитуды тектонических движений земной коры 335

Глава XXI. Восстановление геотектонического режима развития земной коры 342

ОСНОВЫ ПАЛЕОНТОЛОГИИ

Глава XXII. Эволюция органического мира. Некоторые правила зоологической номенклатуры. Руководящая фауна . . . 348

Глава XXIII. Краткий обзор животного и растительного мира и стратиграфическое распространение главнейших ископаемых 352

§ 1. Животные 352
Тип Protozoa (простейшие) 352
Тип Spongia (губки) 355
Тип Archaeocyatha (археоциаты) 356
Тип Coelenterata (кишечнополостные) 356
Тип Annelida (кольчатые черви) 359
Тип Arthropoda (членистоногие) 360
Тип Mollusca (моллюски) 361
Тип Bryozoa (мшанки) 369
Тип Brachiopoda (брахиоподы) 369
Тип Echinodermata (иглокожие) 372
Тип Hemichordata (полухордовые) 375
Тип Chordata (хордовые) 376
§ 2. Растения 381
Thallophyta (низшие, или слоевцовые, растения) 381
Cormophyta (высшие растения) 381
Тип Psilopsida (псилофитовидные) 382
Тип Bryopsida (моховидные) 382
Тип Lycopsida (плауновидные) 382
Тип Sphenopsida (членистостебельные) 383
Тип Pteropsida (папоротниковидные) 383

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава XXIV. Докембрийский этап развития Земли 384

§ 1. Органический мир докембрия 384
§ 2. Строение и состав докембрия 386
§ 3. Главнейшие черты развития земной коры в докембрийское время 388
§ 4. Строение земной коры в конце докембрия 389
§ 5. Физико-географические условия и климат докембрия 389
§ 6. Полезные ископаемые докембрия 391

Глава XXV. Раннепалеозойский этап развития Земли 392

§ 1. Органический мир раннего палеозоя и основные этапы его развития. Стратиграфия раннего палеозоя 392
§ 2. Строение и состав кембрия платформенных областей 394
§ 3. Строение и состав кембрия геосинклинальных областей 396
§ 4. Строение и состав ордовика платформенных областей 397
§ 5. Строение и состав ордовика геосинклинальных областей 398
§ 6. Строение и состав силура платформенных областей 399
§ 7. Строение и состав силура геосинклинальных областей 400
§ 8. Основные черты развития платформ в раннепалеозойское время 401
§ 9. Основные черты развития геосинклинальных областей в раннепалеозойское время 402
§ 10. Каледонская складчатость и ее результаты 404
§ 11. Физико-географические условия и климат раннего палеозоя 406
§ 12. Полезные ископаемые нижнего палеозоя 406

Глава XXVI. Позднепалеозойский этап развития Земли 407

§ 1. Органический мир позднего палеозоя и основные этапы его развития. Стратиграфия позднего палеозоя 407
§ 2. Строение и состав девона платформенных областей 411
§ 3. Строение и состав девона каледонских складчатых областей 413
§ 4. Строение и состав девона геосинклинальных областей 414
§ 5. Строение и состав карбона платформенных областей 415
§ 6. Строение и состав карбона каледонских складчатых областей 417
§ 7. Строение и состав карбона геосинклинальных областей 417
§ 8. Строение и состав перми платформенных областей 419
§ 9. Строение и состав перми геосинклинальных областей 421
§ 10. Основные черты развития платформ в позднепалеозойское время . . . 421
§ 11. Основные черты развития каледонских складчатых областей в позднепалеозойское время 423
§ 12. Основные черты развития геосинклинальных областей в позднепалеозойское время 424
§ 13. Герцинская складчатость и ее результаты 425
§ 14. Физико-географические условия и климат позднего палеозоя 427
§ 15. Полезные ископаемые позднего палеозоя 428

Глава XXVII. Мезозойский этап развития Земли 429

§ 1. Органический мир мезозоя и основные этапы его развития. Стратиграфия мезозоя 429
§ 2. Строение и состав триаса платформенных областей 434
§ 3. Строение и состав триаса геосинклинальных областей 436
§ 4. Строение и состав юры платформенных областей 437
§ 5. Строение и состав юры геосинклинальных областей 439
§ 6. Строение и состав мела платформенных областей 440
§ 7. Строение и состав мела геосинклинальных областей 441
§ 8. Основные черты развития платформ в мезозойское время 442
§ 9. Основные черты развития геосинклинальных областей в мезозойское время 444
§ 10. Мезозойская складчатость и ее результаты 446
§ 11. Физико-географические условия и климат мезозоя 448
§ 12. Полезные ископаемые мезозоя 449

Глава XXVIII. Кайнозойский этап развития Земли 450

§ 1. Органический мир кайнозоя и основные этапы его развития. Стратиграфия кайнозоя 450
§ 2. Строение и состав палеогена платформенных областей 454
§ 3. Строение и состав палеогена геосинклинальных областей 455
§ 4. Строение и состав неогена платформенных областей 456
§ 5. Строение и состав неогена геосинклинальных областей 457
§ 6. Особенности строения четвертичных отложений 458
§ 7. Основные черты развития платформ в кайнозойское время 460
§ 8. Основные черты развития геосинклинальных областей в кайнозойское время 462
§ 9. Альпийская складчатость и ее результаты 464
§ 10. Физико-географические условия и климат кайнозоя 466
§ 11. Полезные ископаемые кайнозоя 467

Список литературы 468

ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ВАСИЛЬЕВ
ВИКТОР СТЕПАНОВИЧ МИЛЬНИЧУК
МИХАИЛ СТЕПАНОВИЧ АРАБАДЖИ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Редактор издательства *Т. А. Дементьева*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Переплет художника *В. Д. Петухова*
Техн. редактор *В. Л. Прозоровская*
Корректор *Т. М. Столярова*

Сдано в набор 3/XII 1976 г. Подписано в печать 18/III 1977 г. Т-06134.
Формат 60 × 90¹/₁₆. Печ. л. 29,5. Уч.-изд. л. 33,0.
Бумага № 2. Заказ 1358/6623-7.
Тираж 10000 экз. Цена 1 р. 52 к.

Издательство «Недра», 103633. Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2154

НЕАРА