

М. Дж. Бредшоу

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ



М. Дж. Брэдшоу

СОВРЕМЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ



М. Дж. Брэдшоу

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО
В. З. МАХЛИНА и Ю. Р. ТКАЧЕВА

2332

ЛЕНИНГРАД «Н Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1977



БРЭДШОУ М. ДЖ. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ, Пер. с англ., Л., «Недра», 1977. 279 с.

Книга известного английского геолога и педагога М. Дж. Бредшоу представляет собой удачное по содержанию и форме популярное изложение основ современной геологии. В ней дана общая характеристика Земли как планеты, рассмотрены действующие на ней геологические процессы и результаты их действия — горные породы и слагаемые ими структуры, показано общее строение, происхождение и развитие Земли, в частности эволюция основных групп ископаемых организмов и движение континентов. Изложены основные принципы и методы геологических исследований. Книга иллюстрирована объемными блок-диаграммами.

Книга рассчитана на широкий круг читателей, интересующихся актуальными проблемами строения и развития Земли и других планет. Она представит интерес и для специалистов.

Табл. 12, ил. 139.

От переводчиков

Геология — одна из важнейших естественных наук, она занимается изучением строения, происхождения и развития Земли, исследует сложные явления и процессы, протекающие на ее поверхности и в недрах. Современная геология, опирающаяся на многовековой опыт познания Земли и разнообразные специальные методы исследований, является синтетической наукой, хотя в то же время распадается на множество взаимосвязанных отраслей, научных дисциплин, изучающих Землю в разных аспектах и получающих сведения об отдельных геологических явлениях и процессах. Об этой особенности геологии еще в начале текущего столетия очень точно высказался выдающийся французский геолог и популяризатор геологических знаний Эмиль Ог во введении к своему знаменитому курсу общей геологии: «Изучение нашей планеты может быть предпринято с самых различных точек зрения, и поэтому немного найдется наук, которые имели бы такое обширное содержание...» *.

Все частные сведения о строении и развитии Земли фокусируются в той области геологической науки, которая называется общей геологией. Эта дисциплина играет ведущую роль и в деле обучения основам геологии, в связи с чем потребность в курсах по общей геологии постоянно растет, причем особенно велик спрос на популярные издания, рассчитанные на приобщение к геологии самого широкого круга читателей.

В нашей стране вышло в свет, да и сейчас издается немало хороших книг по геологии. В их числе ставшие классическими книги В. А. Обручева «Основы геологии. Популярное изложение» (М., 1956), А. Е. Ферсмана «Рассказы о самоцветах» (Л., 1954) и «Занимательная минералогия» (Свердловск, 1954), а также книги ряда ныне живущих советских и зарубежных ученых. Тем не менее книг, излагающих в доступной форме все «обширное содержание» геологии, не хватает.

* Э. Ог. Геология. Т. 1. Пер. с франц. М., 1914, с. 1.

Предлагаемая вниманию читателей книга М. Дж. Брэдшоу представляет собой популярное, краткое, но достаточно строгое научное изложение основ современной геологии. Будучи высококвалифицированным геологом и опытным специалистом в области преподавания геологии и подготовки учебных пособий по наукам о Земле, автор удачно справился со стоявшей перед ним задачей. Ему удалось достичь необходимой глубины и цельности в освещении как традиционной геологической проблематики и методики, так и новейших открытий, концепций и направлений в современной геологии и в то же время облечь представленный материал в выдержанную в едином стиле и наглядную форму (речь, в частности, идет о многочисленных объемных иллюстрациях — блок-диаграммах).

Привлекает внимание план построения книги. Отталкиваясь от общей характеристики Земли как планеты и вводя читателя в круг немых свидетелей прошлого — минералов и горных пород (часть первая), М. Дж. Брэдшоу переходит сначала к рассмотрению действующих на земной поверхности природных агентов и соответствующих процессов (часть вторая), затем к описанию процессов, происходящих в недрах Земли, и характеристике результатов всех геологических процессов — горных пород и слагаемых ими структур (часть третья) и, наконец, на этой основе к рассмотрению общего строения, происхождения и развития Земли (часть четвертая). Параллельно с описанием геологической реальности автор касается основных методов геологии, останавливаясь, правда, только на общей идее того или иного метода.

Таким образом, М. Дж. Брэдшоу удачно сочетает освещение «объективной логики» геологической реальности с характеристикой определяемых ею методов геологических исследований. Это позволяет читателю не только получить сводку сведений о строении и развитии Земли, но и проникнуться логикой научного геологического познания, увидеть, как геологи находят связи между различными, казалось бы не имеющими ничего общего, явлениями, какие для этого ставятся задачи и каким образом они решаются.

Автор сознательно идет на конспективность в освещении частных вопросов, порой ограничивается упоминанием отдельных проблем, важнейшие понятия вводит без каких-либо специальных определений, часто упоминает их как бы вскользь, но все детали находятся у него на вполне определенных местах и в конечном счете увязываются воедино, сквозь них просматривается

каркас современной геологии и возникает та общая картина строения и развития Земли, которую эта наука рисует на современном этапе познания. В этой связи обращает на себя внимание сочувственное отношение автора к новейшей глобальной тектонической гипотезе дрейфа континентов и движения литосферных плит, чему он посвятил отдельную главу (гл. 14).

При переводе книги пришлось столкнуться с рядом трудностей. Основная из них — чрезвычайная лаконичность, лапидарность авторского стиля. Кроме того, для многих специальных терминов нередко приходилось приводить не один, а два русских эквивалента или добавлять необходимые поясняющие слова. Как правило, удавалось находить однозначные русские эквиваленты английских терминов, однако в ряде случаев пришлось столкнуться с существенными расхождениями, например кварцевые песчаники, подвергшиеся региональному метаморфизму средней степени интенсивности, автор называет гранулитами, между тем как в русской литературе в этот термин вкладывается более широкий и нередко факультативный смысл. Некоторые из используемых автором терминов редко употребляются в отечественной литературе, по-видимому потому, что обозначаемые ими объекты или явления малоизвестны. Таковы термины «бахада», «ганистеры», «сабха», «риас», «бергшруд» и др. Все они сохранены в переводе в принятой русской транскрипции.

Во многих случаях, где трактовки автором геологических явлений, концепций или отдельных вопросов отличаются от принятых в отечественной геологической литературе, текст перевода снабжен подстрочными примечаниями переводчиков. Кроме того, ряд примечаний имеет целью просто дополнить или пояснить приведенные автором сведения.

Все отступления от оригинала могут быть оправданы стремлением в максимальной степени проявить основные положительные качества книги — последовательность изложения, целостность, ясность и простоту логики и стиля. Именно из этих соображений полностью опущены три главы, содержащие краткий очерк геологической истории Британских островов, а также очень короткая учебно-рекомендательная глава по методике полевых и лабораторных геологических наблюдений. Все эти главы стоят явно особняком от остального текста и помимо того, что излишне увеличили бы объем книги, безусловно, нарушили бы целостность основного изложения.

Научное редактирование русского текста книги осуществлено переводчиками.

Читателям, которые заинтересуются более подробным изложением основ современной геологии, может быть рекомендован для чтения ряд других научно-популярных книг, специальных учебников и монографий.

- ПО ГОРНЫМ ПОРОДАМ: А. Н. Заварицкий «Изверженные горные породы» (М. — Л., 1955), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг «Петрография» (М., 1955), Л. Б. Рухин «Основы литологии» (Л., 1969), Ф. Тернер, Дж. Ферхуген «Петрология изверженных и метаморфических пород» (М., 1961).
- ПО ПАЛЕОНТОЛОГИИ: А. Г. Вологдин «Земля и жизнь» (М., 1976), В. В. Друшиц, О. П. Обручева «Палеонтология» (М., 1971), Д. М. Рауп, С. М. Стэнли «Основы палеонтологии» (М., 1974).
- ПО ВУЛКАНИЗМУ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ: В. И. Влодавец «Вулканы Земли» (М., 1973), Э. Робертс «Когда трясется земля» (М., 1966), Г. Тааиев «Когда земля дрожит» (М., 1967).
- ПО ТЕКТЕНИКЕ: Г. Д. Ажгирей «Структурная геология» (М., 1968), Ю. А. Косыгин «Геотектоника» (М., 1975), В. Е. Ханн «Общая геотектоника» (М., 1973).
- ПО ИСТОРИИ И РАЗВИТИЮ ЗЕМЛИ: А. П. Виноградов «Химическая эволюция Земли» (М., 1959), Г. П. Леонов «Основы стратиграфии» (М., 1973), А. С. Монин «История Земли» (М., 1977).
- ПО ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ: Г. П. Горшков, А. Ф. Якушова «Общая геология» (М., 1973), «Общая геология» под ред. Г. Д. Ажгирея, Г. П. Горшкова, Е. В. Шандера (М., 1974).

Предисловие к первому изданию

Геология — наука, интерес к которой неуклонно возрастает. Однако популяризации ее уделяется еще явно недостаточное внимание, особенно если учесть, что это наука о важнейшей части окружающей среды, которую необходимо постоянно исследовать в целях правильного освоения. Знание геологии открывает широкие возможности и для проведения различных работ прикладного характера на сравнительно простой методической основе и с минимальными затратами. Кроме того, геология является дисциплиной, которая позволяет читателям непосредственно почувствовать всю красоту и практическую значимость научного метода.

Первоочередная цель этой книги — дать читателям достаточно серьезное и систематизированное представление о существе современной геологии, представить им полноценный и стабильный материал по ее основам. В соответствии с этим особое внимание в книге обращено на приобщение читателей к геологической терминологии.

Название книги «Современная геология» оправдано целым рядом обстоятельств. Во-первых, в книге в достаточной степени освещены новые идеи и открытия, являющиеся результатом ежегодно проводимых геологических исследований. Во-вторых, здесь нашли отражение новые направления в том основном подходе к объектам геологии, отправным пунктом которого служит фундаментальное положение: «Настоящее — ключ к прошлому». Эти и другие особенности, например рассмотрение гранитов в самом конце главы о метаморфизме, несомненно, вызовут дискуссию. В-третьих, приведенный материал, значительная часть которого заимствована из различных первоисточников, дополняется неопубликованными примерами и оригинальными иллюстрациями. Поскольку читателям, овладевающим геологией, особенно важно научиться представлять явления и процессы в трехмерном пространстве, большое место в книге отведено блок-диаграммам.

Другими словами, автором предпринята попытка создать не просто еще одну сводку фактического материала по геологии, а книгу, заставляющую читателей мыслить геологическими понятиями, сознательно выбирать пути в научном познании.

Предисловие ко второму изданию

Ряд существенных обстоятельств побудил автора провести значительную перестройку этой книги всего через четыре года с момента ее первого издания.

1. После периода медленного накопления новых результатов исследований произошел определенный скачок в развитии геологии — окончательно оформились некоторые новые концепции в познании Земли, о которых лишь кратко упоминалось в первом издании.

2. Существенно возросло значение геологии как предмета обучения: число книг, претендующих на роль систематизированных курсов, с момента первого издания «Современной геологии» удвоилось, и геология постепенно становится обычной дисциплиной на всех уровнях обучения.

3. Собственные взгляды автора на геологию как предмет обучения, на методику и формы ее преподавания претерпели некоторые изменения. Глава, посвященная ископаемым организмам, полностью переработана, для того чтобы отразить их неразрывную связь с ныне живущими организмами. Значительные изменения внесены и в главу по истории Земли.

4. Существенная переработка книги обусловлена также переходом на метрическую систему.

Как и первое издание, новая публикация «Современной геологии» представляет собой научно-популярную книгу по геологии. Она является своего рода хрестоматией по геологии. Первое издание, в частности, использовалось в качестве школьного учебника. Можно надеяться, что второе издание будет еще более способствовать обучению и популяризации геологии.

ЗЕМЛЯ

1. Геология — наука о Земле

Что изучает геология? Геология — увлекательная наука, которая занимается многими важными для человечества проблемами. В обеспечении своих материальных нужд люди всегда зависели от ресурсов своей планеты, но, кроме того, у человека постоянно возникало множество вопросов о Земле, отражающих его естественную любознательность. Геологи ищут ответы на целый ряд таких вопросов.

Как и когда образовалась Земля?

Какова Земля внутри?

Как проходило развитие нашей планеты, как достигла она нынешнего состояния?

Как создавался окружающий нас ландшафт?

Как выглядели животные и растения в прошлом?

Отчего происходит извержение вулканов?

Где следует соорудить плотину, провести дорогу?

Где искать нефть, уголь, уран и другие полезные ископаемые?

Где можно найти источники воды?

На сколько времени хватит всех этих ресурсов?

Итак, геология — наука, изучающая планету Земля. Знание геологии важно не только для тех, кто посвятил себя этой науке, но и для будущих инженеров, географов или биологов; важно для любого человека, проявляющего интерес к окружающему миру и к будущему человечества. Оно необходимо и астронавтам, высаживающимся на Луну, для того чтобы на современном уровне знаний описать увиденное и правильно отобрать образцы пород. Исследования образцов лунных пород, доставленных на Землю американскими астронавтами, показали, что многие лунные породы по составу сходны с земными базальтами; их абсолютный возраст определялся теми же методами, что и возраст земных пород. Оказалось, что некоторые лунные породы древнее земных.

Большинство геологов полагает, что основная цель их исследований — восстановить историю Земли с момента ее остывания до появления цивилизации. Вероятно, многие из нас считают,

что современный ландшафт — холмы и равнины, озера и водопады, горы и ледники — неизменен. Такая точка зрения близка к истине, если рассматривать эти формы ландшафта на фоне «быстротекущих» событий шеститысячелетней истории человечества. Геологические процессы протекают столь медленно, что за время человеческой жизни редко удается наблюдать скольнибудь значительные изменения ландшафта. Однако если оперировать миллионами лет, то окажется, что территория Великобритании, например, время от времени то заливалась морем, то покрывалась толстым слоем льда, то на ней возвышались горные хребты и простирались пустыни. Геология — это поистине «история изменения нашей планеты на протяжении веков», и знания, получаемые геологами при воссоздании этой истории, оказываются очень важными, имеют широкое практическое применение.

Что наблюдают геологи? Все ученые строят свои идеи, гипотезы и теории на основе фактов, полученных путем наблюдений. Геолог изучает Землю, и большинство фактов, которые он регистрирует, дает ему изучение поверхности планеты. Никто не был в ее глубинах, вся информация относительно ее недр — результат косвенных наблюдений, которые серьезно начали анализировать сравнительно недавно. Некоторые районы Земли изучены детально, но остается много мест, куда еще не ступала нога геолога. Периодически об этом напоминают сообщения об открытии новых месторождений железной руды или нефти в отдельных районах мира.

Горные породы, которые находятся на поверхности, дают геологам основные сведения, необходимые для изучения геологического прошлого. Как минералы, слагающие породы, так и остатки ископаемых организмов, различные структуры и текстуры пород многое говорят нам об условиях их формирования. В некоторых породах видны знаки ряби, подобные наблюдаемым при отливе на песчаном пляже; у других на поверхности развиты трещины, заполненные материалом вышележащего слоя; они очень похожи на трещины, которые образуются в глине, высохшей на солнце (трещины усыхания); встречаются породы с пустотами от газовых включений и другими признаками остывших лавовых потоков, которые можно обнаружить на склонах современных вулканов по всему земному шару.

Сходство свойств современных отложений и образований, возникших многие миллионы лет назад и погребенных под мощными толщами более молодых, наводит на мысль о том, что в далеком прошлом такие природные явления, как дождь, снегопад, солнечное излучение, землетрясения и другие, происходили примерно так же, как и в наши дни. Именно поэтому основной принцип современной геологии гласит: «Настоящее — ключ к прошлому». Правда, к использованию этого принципа следует подходить с осторожностью: ведь несомненно и то, что положение суши и моря, типы животных и растений и многие другие особен-

ности Земли претерпевают необратимые изменения. И все же в целом логично предположить, что основные химические, физические и биологические процессы протекают во все геологические периоды одинаково. Могут изменяться скорости эрозии и осадконакопления, но физические законы этих процессов остаются неизменными.

С учетом этих соображений в распоряжении геологов оказывается другая важная группа фактических сведений: геологи могут не только тщательно исследовать различные типы горных пород, но и непосредственно изучать геологические процессы, протекающие в настоящее время. Под действием этих процессов идет формирование ландшафтов, осуществляется перенос обломочного материала в моря, где он отлагается, создавая основу будущих горных пород, происходят грандиозные перемещения земной поверхности и излияния расплавленного материала из глубин Земли.

2. Планета Земля

Земля — одна из небольших планет, входящих в Солнечную систему и вращающихся вокруг мощной «ядерной печи» — Солнца. Солнечная система в свою очередь находится на периферии спиралевидной Галактики — скопления сравнительно близко расположенных звезд, подобных Солнцу. Это скопление именуется Млечным Путем; во Вселенной существуют миллионы других таких же галактик. Астрономы наблюдают Вселенную веками и по мере совершенствования приборов обнаруживают все больше и больше звезд на огромных расстояниях от Земли, причем многие из самых далеких звезд выявляются только по испускаемым ими радиоволнам.

Грандиозные масштабы Вселенной порождают у землян ощущение своей незначительности, в то время как все полученные до сих пор данные свидетельствуют, что Земля уникальна, по крайней мере в пределах Солнечной системы, по наличию на ней разнообразия форм жизни. Невозможно отрицать вероятность того, что среди многих миллионов планет во Вселенной найдутся и такие, на которых тоже существует жизнь, однако с помощью современных приборов ни на одной из них она пока не установлена. Фактически за пределами Солнечной системы до сих пор вообще не удалось обнаружить ни одной планеты, так как они слишком малы. Однако этот факт не может служить доказательством их отсутствия. Скорее всего, другие планеты существуют, и где-то во Вселенной сложились, как и на Земле, условия, благоприятные для развития высших форм жизни.

Прежде чем обратиться к детальному рассмотрению геологических данных, остановимся на наиболее общих особенностях нашей планеты, установленных к настоящему времени. К наиболее

важным факторам, определяющим особенности Земли, относятся ее размеры, состав и удаленность от Солнца. Два первых фактора вместе обуславливают наличие у Земли сильного гравитационного поля (притяжения), что дает возможность нашей планете удерживать вокруг себя мощный газовый слой (атмосферу). Этот слой в свою очередь играет определяющую роль в поддержании жизни. Удаленность нашей планеты от Солнца изменяется от 145 до 152 млн. км. В связи с этим температура атмосферы вблизи поверхности Земли колеблется всего лишь от -88 до $+58^{\circ}\text{C}$, а это значит, что средняя температура, при которой протекают жизненные процессы (от 0 до $+40^{\circ}\text{C}$), почти всегда поддерживалась на большей части земной поверхности в течение длительного времени. Только небольшие участки Земли, где бывает либо слишком жарко, либо слишком холодно, неблагоприятны для существования и развития жизни.

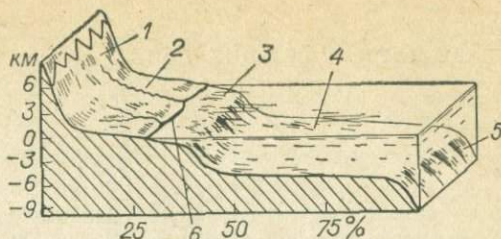
Вода в жидкой фазе имеется почти на всей планете, что позволяет удовлетворять одну из важнейших жизненных нужд организмов. Роль атмосферы в поддержании жизни заключается в рассеивании солнечного излучения и поглощении его вредных компонентов, защите всего живого от ожогов и проникающей радиации. К тому же такие входящие в состав атмосферы газы, как кислород, азот, углекислый газ, водяной пар, играют важную роль в биохимических циклах.

Воздействие солнечного излучения на атмосферу обуславливает формирование климата и погоды. Дождь, снег, туман, ветер и облака — все это результаты движений воздуха и паров воды, вызываемых энергией Солнца. Эти движения способствуют более равномерному распределению тепла в атмосфере и устраняют тем самым возможность возникновения на нашей планете экстремальных температурных условий. Кроме того, происходит постоянное взаимодействие между атмосферой и горными породами на поверхности Земли, что приводит к разрушению, переносу и переотложению пород.

Снимки Земли, сделанные из космоса, в частности с борта космических кораблей «Аполлон», показали все неповторимое своеобразие облика нашей планеты. Она имеет неравномерный облачный покров. На большей части поверхности Земли почти непрерывно расстилаются океаны (71%), лишь 29% ее занимает суша. Особенно резко океаны преобладают над сушей в южном полушарии. Однако водный покров (его средняя толщина 3 км) ничтожно мал по сравнению с радиусом Земли (экваториальный радиус 6378 км). Столь сильное различие между толщиной водного покрова и земным радиусом позволяет получить представление о масштабах рельефа земной поверхности: очевидно, что океаны — это наиболее пониженные ее участки — впадины, заполненные водой, а суша — отдельные наиболее высокие массивы горных пород, поднятые над уровнем океанов. Высочайшие в мире горы (высота г. Джомолунгма в Гималаях 8848 м) лишь на 20 км воз-

Рис. 1. Рельеф земной поверхности.

1 — горы; 2 — низменности; 3 — континентальный шельф; 4 — океаническое дно; 5 — глубоководные впадины; 6 — граница океана и суши.



вышаются над самыми глубокими океаническими впадинами (глубина Марианской впадины в Тихом океане 11 033 м). Соотношение размеров Земли и масштабов рельефа ее поверхности можно проиллюстрировать следующим косвенным экспериментом. Если нарисовать окружность радиусом 6 см, который будет соответствовать (с округлением) радиусу Земли в 6000 км, то толщина даже самой тонкой карандашной линии — 0,25 мм — будет эквивалентна 25 км, т. е. окажется значительно больше высоты рельефа Земли; таким образом, на схеме такого масштаба невозможно показать ни одной горы или океанической впадины.

На рис. 1 видно, что большая часть земной поверхности либо незначительно возвышается над уровнем моря, либо ненамного ниже него. Это означает, что любое, даже не слишком большое, перемещение земной коры, искажающее поверхностный рельеф, способно существенно изменять соотношение воды и суши, т. е. приводить к значительным перемещениям береговой линии и даже к колебаниям уровня моря; по той же причине на уровень моря и положение береговой линии может сильно повлиять замерзание больших масс воды или таяние ледяных покровов как в океанах, так и на суше.

Форма Земли. По размерам Земли, приведенным на рис. 2, видно, что земной шар несколько сплюснут у полюсов и расширен у экватора. Это связано с известным фактом его вращения с периодом в 24 ч. Дело в том, что, хотя Земля и является твердым шаром, в целом она ведет себя так, как если бы состояла из очень плотной жидкости, которая при медленном вращении в течение длительного времени постепенно незначительно деформируется.

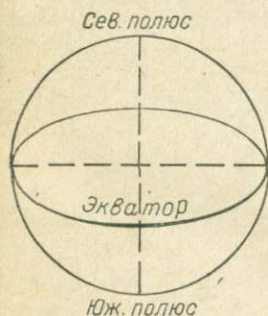


Рис. 2. Сплюснутость земного шара.

Диаметр Земли в плоскости экватора — 12 756 км; длина земной оси между полюсами — 12 713 км.

Рельеф земной поверхности. Наиболее контрастно на поверхности нашей планеты различаются суша и океаны. В табл. 1 приведены их суммарные площади, а также площадь каждого континента и океана; обращает на себя внимание разница цифр, относящихся к Тихому океану и ко всей суше: акватория одного только этого океана значительно превышает площадь всех континентов.

ТАБЛИЦА 1

ПЛОЩАДЬ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

Континенты	Млн. км ²	Океаны	Млн. км ²
Евразия	54,2	Тихий	180,5
Африка	29,8	Атлантический	92,2
Северная Америка	24,2	Индийский	75,0
Южная Америка	18,0	Северный Ледовитый (Арктический)	14,0
Антарктида	13,1		
Австралия	7,7		
Вся суша	147,0	Все океаны	361,7

Как явствует из рис. 1, высочайшие горы и самые глубокие впадины океанов занимают незначительную часть поверхности Земли по сравнению с площадью низменной суши и подводных равнин. Величайшие вершины континентов и наиболее глубокие впадины дна океанов перечислены в табл. 2, 3.

ТАБЛИЦА 2

ВЫСОЧАЙШИЕ ГОРНЫЕ ВЕРШИНЫ

Континенты	Вершины	Высота над уровнем моря, м
Евразия	Джомолунгма (Эверест)	8848
Южная Америка	Аконкагуа	6959
Северная Америка	Мак-Кинли	6193
Африка	Килиманджаро	5895
Антарктида	Винсон	5140
Австралия	Косцюшко	2230

ТАБЛИЦА 3

ГЛУБОЧАЙШИЕ ВПАДИНЫ

Океаны	Впадины	Глубина, м
Тихий	Филиппинская	11 516
	Марианская	11 033
	Тонга	10 882
Атлантический	Пуэрто-Рико	9 200
Индийский	Диамантина	8 047
Северный Ледовитый	Литке	5 449

Строение и состав Земли. Известно, что наша планета имеет три главнейшие соприкасающиеся между собой геосферы: атмосферу, гидросферу (океаны) и наибольшую из трех — литосферу (шар*, состоящий из твердых пород). К их числу можно добавить еще и четвертую — биоорганическую, или биосферу. Интересно сравнить их между собой (табл. 4). Обратите внимание на близость составов воды океанов и вещества живых организмов и на резкое различие составов атмосферы, гидросферы и земной коры. Примечателен и другой бросающийся в глаза факт: высокое содержание кислорода в поверхностных породах и полное отсутствие его в породах ядра Земли.

ТАБЛИЦА 4
ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОСФЕРАХ

Геосферы	Средняя мощность, м	Средняя относительная плотность, г/см ³	Состав, ат. %					
			N	H	C	O	Si	Металлы
Атмосфера	300 000	0—0,0013	76	2		21		
Гидросфера (океаны)	2 630	1,04		66		33		
Биосфера	0,1	1,0	1	60	8	30		
Литосфера								
Земная кора	17 000	2,8		3		60	20	16
Мантия	2 883 000	4,5				54	14	29
Ядро	3 469 000	10,71						100 (?)

Гравитационное и магнитное поля Земли. Следует остановиться еще на двух важных свойствах, присущих нашей планете. Земной шар, состоящий из сравнительно плотных пород, обладает более сильным гравитационным притяжением (полем), чем большинство других планет Солнечной системы. Именно это свойство позволяет нашей планете удерживать атмосферу (в отличие от Луны), с ним же связано выпадение дождей, движение воды и льда по поверхности Земли; короче говоря, гравитационное притяжение является основным фактором, определяющим активность геологических процессов. В дальнейшем мы узнаем, как, измеряя небольшие изменения гравитации на поверхности Земли, можно устанавливать распределение пород на глубине.

* Здесь и в табл. 4 автор придает термину «литосфера» слишком широкий смысл, понимая под ним весь земной шар — от коры до ядра за вычетом гидросферы; обычно же литосферой принято называть только верхнюю твердую оболочку Земли (до глубины 50—70 км на суше и 10—15 км в океанах), которой соответствует понятие «земная кора»; иногда к литосфере относят и верхнюю часть мантии. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 5
ШКАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Млн. лет назад	Породы с обилием окаменелостей	Эра	Период	Эпоха	Длительность, млн. лет	Характеристика проявлений жизни
600		Кайнозойская (современной жизни)	Четвертичный	Голоценовая	0,01 2	Век человека
1000				Третичный *		
2000	Незначительные следы жизни	70 млн. лет назад				
2700	Древнейшие породы Великобритании	Вторичная, или мезозойская (средней жизни)	Меловой Юрский Триасовый		65 45 40	Эпоха рептилий и аммонитов
3000				220 млн. лет назад		
3900	Древнейшие породы Земли Лунные породы	Первичная, или палеозойская (древней жизни)	Пермский Каменноугольный Девонский		50 80	Амфибии, рыбы, насекомые; леса — источник угля
4000					50	
4500	Метеориты		Силурийский Ордовикский Кембрийский		40 60 100	Эпоха беспозвоночных (отсутствие наземной жизни)
5000	Возникновение Земли	600 млн. лет назад				
		Докембрий			4000	Первые следы жизни

Примечание. Обратите внимание, какая небольшая часть временной шкалы истории Земли приходится на породы с обилием остатков прошлой жизни.

* В более детальных шкалах геологического времени третичный период разделяется на два периода — палеогеновый и неогеновый. — *Прим. пер.*

Земля обладает и магнитным полем, ориентированным так, как если бы приблизительно вдоль оси ее вращения (т. е. между Северным и Южным полюсами) располагался удлинённый магнит. Магнитные свойства Земли приобретают в последние годы все большее значение в геологических исследованиях, но на этом вопросе мы подробнее остановимся в гл. 14.

История Земли. Геологические исследования свидетельствуют, что Земля имеет очень древний возраст: он оценивается сотнями* и даже тысячами миллионов лет. Столь длительный промежуток времени с трудом поддается обычному человеческому пониманию. В табл. 5 приведена шкала геологического времени и отмечены некоторые узловые моменты истории Земли. Мы будем обращаться к этой шкале на протяжении всего дальнейшего изложения, а в гл. 15 покажем, как по мере развития геологии были выделены, наименованы и датированы основные периоды геологической истории.

3. Горные породы на земной поверхности

Геологическое исследование по характеру очень напоминает детективное расследование. Ответ на свои вопросы геолог находит в горных породах, выходящих на поверхность. Только на основе изучения пород он способен снять покров таинственности с тех геологических событий, которые происходили в прошлом, задолго до того как человек научился фиксировать картины окружающей действительности в письменной форме.

Наблюдая горные породы в обрывах на морском берегу или в геологическом музее, многие читатели, вероятно, не раз поражались их разнообразию. И действительно, породы сильно различаются по цвету и размеру слагающих их зерен; некоторые из них очень твердые и плотные, другие, напротив, мягкие и хрупкие; одни породы содержат окаменелости, а другие нет; разнообразны и структуры пород. Все эти признаки имеют большое значение при восстановлении истории Земли, поэтому важно научиться наблюдать и фиксировать их с максимальной тщательностью, чтобы записи результатов наблюдения были понятны любому геологу.

ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

В этом разделе мы коснемся только некоторых главных, наиболее бросающихся в глаза характеристик горных пород; в дальнейшем различные их группы будут рассмотрены более детально

* По всем новейшим представлениям о возникновении и развитии Солнечной системы, и в частности Земли, абсолютный возраст последней оценивается не менее чем в 4—5 млрд. лет. — *Прим. пер.*

Когда вы берете в руки кусок горной породы, прежде всего необходимо дать оценку ряда обязательно фиксируемых свойств, используя для описания специальную геологическую терминологию.

I. Порода обычно состоит из различных частиц. Посмотрите, можете ли вы различить их или же они настолько малы, что порода кажется сложенной из единого материала? Вполне определенно отличаются друг от друга породы, в которых частицы ясно видны невооруженным глазом (крупнозернистые), едва различимы, причем породы шероховаты на ощупь (среднезернистые), а также породы гладкие на ощупь и однородные по виду (тонкозернистые).

II. В тех случаях, когда отдельные частицы в породе визу-ально неразличимы (т. е. если порода относится к средне- или тонкозернистым), необходимо получить ответ на следующие во-просы.

1. Каков основной цвет породы? Многие известные породы имеют весьма характерные цвета. Так, мел (осадочная порода) белого цвета; базальтовая лава (изверженная порода), некоторые чистые сланцеватые глины (осадочные породы) и так называемые аспидные глинистые сланцы (метаморфические породы) черного; известняк (осадочная порода) нередко серого или кремового; оса-дочные породы, образовавшиеся на суше в условиях обогащения окисью железа, обычно обладают красным цветом.

2. Содержит ли порода ископаемые остатки животных или растений (окаменелости)? Они встречаются исключительно в оса-дочных породах, образующихся в результате накопления и за-хоронения глинистого и песчаного материала, раковин или фраг-ментов растений. (В отличие от осадочных изверженные породы возникают в результате остывания и затвердения расплавленного и газообразного материала, поступающего из земных недр; мета-морфические породы образуются, например, из осадочных, под-вергнутых сильному нагреванию и высокому давлению, вслед-ствие чего содержащиеся в этих породах окаменелости сильно деформируются, перекристаллизовываются или даже полностью разрушаются).

3. Каковы минимальные размеры различаемых в породе эле-ментов слоистой текстуры или трещиноватости? Если в породе наблюдается явное расслоение, то она, вероятнее всего, относится к числу осадочных пород (хотя иногда слоистостью обладают и изверженные породы, а метаморфические породы, образовав-шиеся, например, из глин, имеют тонкую сланцеватую тек-стуру).

4. Входит ли в состав породы карбонатный материал? Породы, содержащие определенное количество карбоната кальция, бы-вают, как правило, осадочными и легко распознаются, поскольку при воздействии холодной разбавленной соляной кислотой они вскипают. Порода, в которой карбонат кальция является глав-ной составной частью, называется известняком; однако нередко

он выступает в роли цемента, скрепляющего другой материал, например песчаные зерна. В этом случае порода может быть названа известковистым песчаником.

III. В том случае, когда отдельные частицы, слагающие породу, отчетливо различимы, они могут быть отнесены к двум основным видам. Частицы первого вида представляют собой округлые или угловатые обломки пород (галька, песчаные зерна), скрепленные обычно тонкозернистым цементом; порода, состоящая из таких частиц, является осадочной. Частицы второго вида нередко выглядят как совокупность плотно соединенных, как бы взаимно сросшихся зерен — кристаллов различных минералов, которые выделились из подвижного расплавленного материала земных недр (в случае образования изверженных пород) или же возникли при перекристаллизации пород в условиях интенсивного давления и разогрева (в случае образования метаморфических пород, которые часто содержат удлиненные кристаллы, вытянутые в одном направлении).

Все только что изложенное позволяет убедиться, что горные породы одного типа всегда имеют сходные свойства. В то же время очевидно, каким непростым делом является отнесение пород, представленных рядом несвязанных образцов, даже к одному из главных типов (изверженные, метаморфические, осадочные). Поэтому, для того чтобы по-настоящему овладеть умением надежно распознавать разновидности горных пород и объяснять их происхождение, необходимо подробнее ознакомиться еще с целым рядом их свойств, а также со многими геологическими процессами. В частности, необходимо:

а) научиться определять минералы, которыми слагаются горные породы;

б) получить представление о том, какие именно геологические процессы приводят к образованию тех или иных пород;

в) овладеть умением устанавливать взаимоотношения пород различных типов в естественном залегании.

ЗНАКОМСТВО С МИНЕРАЛАМИ

Горные породы состоят из минералов или обломков более древних пород, которые в свою очередь сложены минералами. Иногда минералы в породах нельзя рассмотреть невооруженным глазом, и тогда они могут быть определены только под микроскопом. Чрезвычайно важно научиться распознавать такие минералы, поскольку подчас именно они указывают на тип исследуемой породы и помогают получить правильное представление о ее происхождении.

Минералами принято называть неорганические вещества, которые встречаются в природных условиях и имеют определенный химический состав и физические свойства, изменяющиеся в известных пределах. Большинство минералов состоит из нескольких

химических элементов; очень редко в природе встречаются минералы, которые представляют собой чистые элементы одного типа. Основными химическими элементами, которые входят в состав минералов, слагающих породы земной коры, являются кислород (46,6%), кремний (27,7%), алюминий, железо, кальций, натрий, калий и магний; эти восемь элементов в сумме составляют 98,5% от массы всех порообразующих минералов.

Большая часть минералов имеет определенный внутренний порядок расположения атомов, который внешне выражается в том, что минералы принимают обычно форму кристаллов. Свой характерный облик (габитус) кристаллы различных минералов приобретают лишь тогда, когда могут расти свободно. Однако поскольку обычно их рост протекает в стесненных условиях взаимной «борьбы за пространство», хорошо развитые кристаллы встречаются редко. Кристаллы какого-либо одного минерала всегда имеют вполне определенную геометрическую форму, в частности постоянные углы между соответствующими гранями.

Хотя внутреннюю атомную структуру минерала увидеть невозможно, судить о ней позволяет форма его кристалла, которая отражает способ упаковки атомов. Так, например, атомы натрия и хлора в обычной поваренной соли уложены в форме куба и кристаллы этого минерала имеют соответственно кубическую форму. Кристаллы какого-либо одного минерала могут различным образом срастаться друг с другом; в случае, когда такое срастание имеет геометрически правильный вид, говорят о явлении двойникования кристаллов. Двойникование весьма обычно, например, для полевых шпатов и является важным диагностическим признаком минералов.

Как определяют минералы? Большинство минералов имеет настолько характерный облик, что они могут быть определены в образцах визуально. Для диагностики некоторых редких (труднодиагностируемых) минералов и проверки результатов визуального определения легкодиагностируемых необходимо просмотреть их под микроскопом или провести специальное опробование, используя паяльную трубку и химические реактивы. Иногда может даже понадобиться исследование минералов с помощью рентгеновских лучей (рентгеноструктурный анализ).

К счастью, все минералы, о которых в дальнейшем пойдет речь, могут быть определены без специального оборудования, надо лишь получить ответ на следующие вопросы.

1. Каков цвет минерала? Этот признак имеет важное диагностическое значение, хотя посторонние включения в минерале подчас искажают его нормальный цвет. Так, например, кварц обычно бесцветен (горный хрусталь), но он может быть и темно-коричневым (дымчатый кварц), розовым, розовато-лиловым (аметист) и др. В то же время иногда меньше отличаются по цвету различные, хотя и близкие по составу минералы, скажем, пирит (светлый бронзово-желтый) и халькопирит (латунно-желтый).

2. Каков цвет черты минерала? Обычно он более устойчив, чем цвет самого минерала; определяется либо трением минералом по матовой (неглазированной) поверхности фарфоровой пластинки, называемой бисквитом, либо растиранием на ней тонкой пудры, соскобленной с поверхности минерала, или порошка, полученного в результате его дробления. Например, гематит (окись железа) может быть красным или черным, а черта его всегда вишнево-красная.

3. Каков блеск минерала при обычном освещении? Минерал может иметь металлический, алмазный или стеклянный блеск. Многие минералы лишены блеска, имеют тусклый, матовый вид. Различают минералы и по степени прозрачности.

4. Обладает ли минерал трещиноватостью, ориентированной в определенных направлениях, и способностью раскалываться по трещинам? Это свойство минералов называется спайностью. Многие из них легко раскалываются вдоль тех плоскостей, называемых плоскостями спайности, где почему-либо ослаблены связи в кристаллической решетке. При этом вскрываются основные грани кристаллов; так, авгит имеет две главные плоскости спайности. Другие минералы не обладают спайностью, разбиты не-закономерно ориентированными трещинами, причем каждому из них присуща характерная трещиноватость, которая определяет вид его излома. Кварц, например, имеет раковистый излом, а асбест — волокнистый минерал — занозистый (поперек волокон).

5. Какова твердость минерала? Минералы существенно различаются по сопротивляемости внешнему механическому воздействию, в частности царапанью. Для оценки твердости минералов разработана шкала относительной твердости (шкала Мооса), где за эталоны приняты следующие 10 минералов в порядке увеличения твердости от 1 до 10 баллов (от мягких к твердым):

Тальк	1	Ортоклаз	6
Гипс	2	Кварц	7
Кальцит	3	Топаз	8
Флюорит	4	Корунд	9
Апатит	5	Алмаз	10

6. Тяжелее ли образец определяемого минерала образцов того же размера других минералов? Очевидно, это зависит от их плотности. Образцы многих металлических руд (таких, как свинцовая или железная) намного тяжелее образцов обычных пород или нерудных (неметаллических) минералов.

7. Каков внешний облик (габитус) минерала? Об этом свойстве уже говорилось выше при рассмотрении кристаллической формы минералов. Основная масса минералов встречается в виде зерен неправильной формы, не имеющих явно выраженных кристаллических граней; хорошо образованные кристаллы — явление редкое. Кроме того, минералы могут встречаться в виде округлых зерен, желваков (конкреций).

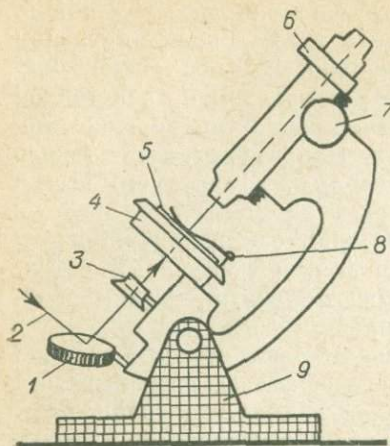


Рис. 3. Поляризационный микроскоп. 1 — зеркало; 2 — луч света; 3 — поляризатор; 4 — предметный столик; 5 — шлиф породы, прикрепленный к предметному стеклу; 6 — анализатор; 7 — винт для наводки на фокус; 8 — препаратодержатель (лапка); 9 — штатив.

ная масса составляющих их минерального вещества.

Поляризационный микроскоп. Этот оптический прибор используется геологами для определения минералов и исследования горных пород (его часто называют еще петрографическим микроскопом). Чтобы получить пригодный для исследования под микроскопом препарат, способный пропускать свет, из образца породы алмазной пилой вырезают тонкую пластинку. Одну ее сторону тщательно шлифуют и с помощью смолы с особыми оптическими свойствами (так называемого «канадского бальзама») наклеивают на предметное стекло. После этого шлифуют противоположную сторону пластинки до тех пор, пока ее толщина не станет равной 0,03 мм, а затем ее заклеивают тонким покровным стеклом.

Приготовленный таким образом препарат называется шлифом горной породы.

Простейший тип поляризационного микроскопа изображен на рис. 3. Он похож на обычный биологический микроскоп, но в отличие от последнего снабжен двумя прозрачными пластинками (или пленками) с особыми оптическими свойствами. Эти пластинки, называемые поляроидами, или николями*, способны поляризовать проходящий через них свет. Обычный свет обладает волно-

8. Имеет ли минерал какие-либо другие отличительные свойства? Некоторые минералы могут быть магнитными (окиси железа типа магнетита), легкорастворяющимися в слабых кислотах. По последнему свойству явно различаются, например, упоминавшиеся уже кальцит и кварц: первый бурно вскипает под действием разбавленной соляной кислоты, а второй совсем не реагирует на воздействие ею.

Все отмеченные свойства могут быть использованы для определения различных минералов и непосредственно отражают их внутреннее (атомное) строение: силы притяжения между атомами и способ их совместной упаковки определяют спайность и твердость минералов, а относительная атом-элементов — плотность минерального

* По имени изобретателя поляризационной призмы английского физика, профессора Эдинбургского университета Уильяма Николя (1768—1851 гг.). — Прим. пер.

выми колебаниями, ориентированными во всех направлениях в плоскости, перпендикулярной к направлению его распространения (лучу); поляризованный свет — колебаниями только в одном из этих направлений. Один поляроид, называемый поляризатором, входит в осветительное устройство микроскопа и помещается ниже его предметного столика; другой — анализатор — находится над ним и может подключаться к оптической системе микроскопа.

С помощью поляризационного микроскопа можно проводить исследования тремя различными способами, каждый из которых позволяет выявлять те или иные диагностические признаки минералов в зависимости от используемого для их анализа света (обычный или поляризованный).

Простейший способ микроскопического исследования — просмотр шлифов пород в обычном проходящем свете, без включения поляризатора и анализатора. При этом выявляется, что многие минералы имеют спайность и трещиноватость; одни выглядят прозрачными и бесцветными, другие — непрозрачны и окрашены. Отдельные минералы имеют ясно очерченные контуры и рельефную, иногда даже как бы ямчатую поверхность. По соотношению минералов в шлифе можно установить порядок их формирования: первыми образовались минералы с хорошо выраженной, типичной для них формой кристаллов. Нередко в шлифах обнаруживаются ископаемые остатки растений и животных, в том числе микроскопических, которые следует попытаться определить.

Второй способ — исследование минералов в плоскополяризованном свете: между источником обычного света и шлифом вводится поляризатор; анализатор не включается. При этом устанавливается наличие или отсутствие такой важной особенности окрашенных минералов, как способность их изменять цвет при вращении столика микроскопа. Минералы, существенно меняющие свою окраску, называются плеохроичными. Плеохроичные минералы приобретают различные цвета в зависимости от ориентировки их кристаллов по отношению к направлению колебаний поляризованного света. Типичным примером сильно плеохроичного минерала является биотит, цвет которого меняется от коричневого до желтого при полном повороте предметного столика микроскопа.

Оба способа микроскопического исследования горных пород обычно используют совместно, они дополняют друг друга.

Третий способ — исследование минералов с одновременным включением поляризатора и анализатора (они поляризуют свет в двух взаимно перпендикулярных направлениях — николи скрещены). В таких условиях некоторые минералы, главным образом те, у которых кристаллы имеют кубическую форму, становятся совершенно черными («погасают») при вращении столика микроскопа. Большинство минералов при скрещенных николях приобретает характерную окраску, так называемую поляризацион-

ную, имеющую различную интенсивность (от ярких до пастельных оттенков) и меняющуюся в спектре от серых до красных, зеленых и синих цветов. У некоторых минералов контрастнее выражается и явление двойникования: в то время как одни двойники погасают, другие становятся светлыми, и наоборот.

Основные пороодообразующие минералы. Для геологов представляют интерес три группы минералов: главные пороодообразующие, рудные (руды), имеющие промышленно-экономическое значение, и драгоценные камни. Две последние группы будут рассмотрены в гл. 10, здесь мы остановимся только на первой группе.

Кислород и кремний являются важнейшими элементами, входящими в состав пород земной коры. Главное образуемое ими химическое соединение — кремнезем SiO_2 , наиболее обычная форма которого — широко известный всем кварц. Абсолютное большинство минералов в породах земной коры — различные силикаты, представляющие собой определенные химические комбинации кремнезема с окислами других элементов. Особенно характерны силикаты для изверженных и метаморфических пород, где они абсолютно преобладают. В изверженных породах, образующихся из расплава силикатов, различают семь групп силикатных минералов, которые в сумме составляют 99% всех этих пород. Это — группы оливинов, пироксенов, амфиболов, слюд, полевых шпатов, фельдшпатоидов и кварца. Метаморфические породы, возникшие в результате изменения различных первичных пород под действием нагревания и (или) давления, обладают более широким набором минералов, но это тоже преимущественно силикаты. Породы третьего типа — осадочные — образуются путем отложения слоев обломочного материала (например, песчаного или глинистого), возникшего из различных горных пород, либо путем накопления раковин, разложившихся остатков организмов и растений или химических осадков. Среди минералов осадочных пород различают унаследованные, перешедшие в них из пород других типов (например, кварц — наиболее устойчивый к разрушению минерал), и новообразованные, возникшие в результате особых химических реакций; к числу новообразованных относятся глинистые минералы (и другие сложные силикаты), карбонаты и соли.

По особенностям состава, который определяет окраску силикатов, они разделяются на темноокрашенные, содержащие высокий процент железа и магния (мафические, или фемические, силикаты), и светлоокрашенные полевые шпаты и кварц, богатые кремнием и алюминием (салические, или фельзические, силикаты). В табл. 6 приведены диагностические признаки основных пороодообразующих и металлорудных минералов.

С и л и к а т н ы е м и н е р а л ы. *Группа оливинов.* Минералы этой группы по сравнению с другими силикатами характеризуются самым простым химическим составом и минимальным содержанием кремнезема; именно поэтому они встречаются главным образом в темноокрашенных изверженных породах, в которых

доля кремнезема не превышает 55%. Большинство минералов этой группы представляет собой смесь железа и магния в соединении с кремнеземом: $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Атомы элементов плотно уложены в кристаллической решетке, благодаря чему оливин образует компактные бесцветные кристаллы стекловидного облика. О л и в и н кристаллизуется при очень высокой температуре, т. е. раньше многих других минералов, и поэтому часто имеет хорошо выраженные кристаллы; однако он легко разлагается и превращается в другие минералы — зеленый серпентин и черные окислы железа. Под микроскопом без анализатора оливин остается бесцветным, но приобретает отчетливый рельефный, как бы ямчатый облик и резкие черные контуры; обычно он рассекается дугообразными трещинами, а зеленоватые продукты разложения выглядят как бы ввевшимися в грани минерала. При скрещенных николях оливин приобретает яркие поляризационные цвета — от красного до зеленого и синего.

Группа пироксенов. Минералы этой достаточно обширной группы характеризуются более высоким, чем оливины, содержанием кремнезема. Они тоже чаще встречаются в темноцветных изверженных породах. Самым типичным представителем группы является а в г и т. Состав его может изменяться в довольно широких пределах. Формула авгита $Ca(Mg, Fe, Al)_2[(Al, Si)_2O_6]$; примечательно, что в силикатной части минерала некоторые атомы кремния замещаются атомами алюминия. Авгит образует четырех- или восьмигранные кристаллы и обладает характерной спайностью, видной под микроскопом. Без анализатора авгит обычно выглядит бесцветным или светло-коричневым, а при скрещенных николях имеет яркие поляризационные цвета.

Группа амфиболов. В минералах этой группы, еще более обширной, чем предыдущая, содержание кремнезема превышает таковое в пироксенах. Самым известным представителем группы является р о г о в а я о б м а н к а. Характерная особенность амфиболов — удлиненная, волокнистая форма образуемых ими кристаллов, благодаря чему некоторые их разновидности имеют асбестовый облик (амфибол-асбесты). По составу амфиболы — очень сложные соединения, которые в отличие от пироксенов содержат гидроксильную группу (гидроксильный ион OH^-); поэтому они могут быть названы водосодержащими кальциево-магнезиально-железистыми силикатами. Роговая обманка образует вытянутые уплощенные кристаллы, которые, подобно авгиту, окрашены в цвета, близкие к черному, но, в противоположность тусклым по облику кристаллам последнего, обладают сверкающим, шелковистым блеском. В шлифах под микроскопом (без анализатора) роговая обманка плеохроирует (меняет окраску) от зеленого до желтого цвета и имеет отчетливые линии спайности, подчеркивающие удлиненность кристаллов, однако поляризационные цвета (при скрещенных николях) нередко вуалируются основным цветом минерала.

ТАБЛИЦА 6
 ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГЛАВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ И МЕТАЛЛО

Минералы	Состав	Цвет
Породообразующие		
Оливин	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	Бесцветный
Авгит (пироксен)	Силикат Ca, Mg, Fe, Al	Черный
Роговая обманка (амфибол)	Силикат Ca, Mg, Fe, Al, Na	Черный
Биотит (слюда)	Силикат Mg, Al, K, H, Fe	Коричневый
Мусковит (слюда)	Силикат Al, K, H	Белый
Ортоклаз (полевой шпат)	$KAlSi_3O_8$	Белый, розовый
Плагиоклаз (полевой шпат)	$(Ca, Na)AlSi_3O_8$	Белый, серый
Кварц	SiO_2	Белый, бесцветный
Кальцит	$CaCO_3$	Белый
Металлорудные		
Магнетит	Fe_3O_4	Черный
Гематит	Fe_2O_3	Красный с черной коркой
Лимонит	$2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$	Бронзовый, желтый
Железный колчедан (пирит)	FeS_2	Бледный бронзово-желтый
Медный колчедан (халькопирит)	$CuFeS_2$	Латунино-желтый
Малахит	$Cu_2CO_3(OH)_2$	Ярко-зеленый
Азурит	$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	Сине-голубой
Галенит	PbS	Свинцово-серый
Цинковая обманка (сфалерит)	ZnS	Черный, коричневый
Касситерит	SnO_2	Черный
Другие минералы		
Плавиновый шпат (флюорит)	CaF_2	Обычно фиолетовый
Барит	$BaSO_4$	Белый, розовый, голубой
Графит	C	Черный, темно-серый
Каменная соль (галит)	NaCl	Чистые разновидности бесцветны
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Чистые разновидности бесцветны

РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Твердость, баллы	Плотность, г/см ³	Цвет черты	Другие свойства
6—7	3,2—4,3		Зеленые продукты разложения (серпентин)
5—6	3,2—3,5		Призматические кристаллы
5—6	3—3,47		Призматические кристаллы; характерна асбестовая форма
2,5—3	2,7—3,1		Тонкое расслаивание (листоватость)
2—2,5	2,76—3		Тонкое расслаивание (листоватость)
6	2,57		Множественное (полисинтетическое) двойникование
6	2,6—2,76		Стеклообразный блеск
7	2,65		Реакция с холодной разбавленной кислотой
3	2,71		
5,5—6,5	5	Черная	} Сильно магнитные, металлический блеск
5,5—6,5	4,9—5,3	Вишнево-красная	
5—5,5	3,6—4	Желто-коричневая	
6,5	4,7—5,1	Зеленовато-черная	} Тусклый облик
3,5—4	4,1—4,3	Зеленовато-черная	
3,5—4	4		
3,5—4	3,7—3,8		
2,5	7,5	Свинцово-серая	} Кубические кристаллы
3,5—4	4	Белая	
6—7	7		
4	3—3,25		} Кубические кристаллы
3—3,5	4,5 (тяжелый шпат)		
1	2—2,3	Черная	} Металлический блеск
2,5	2,2		
2	2,3		Перламутровый блеск

Группа слюд и глинистых минералов. Минералы этой группы представляют собой водосодержащие калиево-алюминиевые силикаты (алюмосиликаты). Главная отличительная особенность слюд — тонкослоистое (листоватое) строение, обусловленное наличием многочисленных плоскостей спайности. Они возникают между обособленными непрерывными листами (слоями) силикатных молекул, которые связаны друг с другом очень сильно, в то время как связи между соседними листами относительно слабы. Известны две главные разновидности слюд: мусковит (светлоокрашенный, иногда даже бесцветный минерал) и биотит (темноцветная, подчас почти черная разновидность, окраска которой обусловлена повышенным содержанием железа). Обе разновидности обладают типичной, очень хорошо развитой спайностью, из-за которой кристаллы этих слюд под микроскопом имеют обычно очень неровные, ломаные контуры. Без анализатора мусковит выглядит бесцветным, а при скрещенных николях окрашивается в яркие розовые и зеленые цвета, в то время как биотит без анализатора имеет темно-коричневую окраску и сильно плеохроирует (до светло-желтого цвета). При скрещенных николях облик биотита почти не меняется, интенсивный основной цвет минерала вуализирует розовые и зеленые поляризационные цвета.

Глинистые минералы по составу и структуре близки к слюдам. Образуются в результате разложения полевых шпатов и железисто-магнезиальных минералов. Глинистые минералы представляют собой водосодержащие алюмосиликаты, которые в виде мельчайших частиц легко транспортируются реками, а при отложении образуют слои глины. Эти отдельные частицы настолько малы, что различаются только под очень сильным микроскопом. Одним из наиболее важных глинистых минералов может считаться каолинит, который является главной составной частью каолина (фарфоровой глины*).

Группа полевых шпатов. Эти безводные калиевые, натриевые и кальциевые алюмосиликаты играют ведущую роль среди всех минералов изверженных горных пород, в которых их содержание может достигать 75%, как, например, в граните. Различают две главные разновидности полевых шпатов — ортоклаз (калиевый полевой шпат) и плагиоклаз, под которым подразумевается непрерывный ряд минералов, содержащих натрий и кальций в любых пропорциях. Богатые натрием плагиоклазы обычно встречаются (вместе с ортоклазом) в светлоокрашенных изверженных породах, в то время как плагиоклазы, обогащенные кальцием, чаще входят в состав темноцветных пород того же происхождения. Ортоклаз бывает белым или розовым, обладает отчетливой спайностью с гладкими блестящими плоскостями. Под микроскопом

* О происхождении каолина более подробно говорится в гл. 8 и 11, посвященных осадочным и метаморфическим породам. — *Прим. пер.*

без анализатора полевые шпаты выглядят бесцветными, линии спайности проявляются неотчетливо, но при скрещенных николях минералы окрашиваются в серый цвет и могут быть определены по характерной картине двойникования: кристаллы ортоклаза иногда разделяются на две части (простое двойникование), а плагиоклазы почти всегда обладают серией узких параллельных пластинок-двойников (полисинтетическое двойникование).

Группа фельдшпатоидов. Фельдшпатоиды составляют особую группу минералов, встречающихся в горных породах с небольшим содержанием кремнезема, но существенно обогащенных щелочными элементами, такими, как натрий и калий.

Группа кварца. Чистый кремнезем (кварц) встречается в значительных количествах в светлоокрашенных изверженных породах, например в граните. Первичный расплавленный материал этих горных пород содержал так много кремнезема, что его хватило на то, чтобы сначала смогли выделиться все возможные высокотемпературные минеральные соединения кремнезема с другими компонентами расплава и остался еще некоторый избыток кремнезема, кристаллизовавшийся в чистом виде при более низких температурах. В граните кварц образует бесцветные стекловидные кристаллы или жилы белого цвета. Кварц — один из наиболее твердых (тверже стали) и очень устойчивых к химическому воздействию минералов; он часто сохраняется в виде окатанных зерен в осадочных породах, возникших из материала каких-либо разрушенных первичных пород (например, изверженных). Под микроскопом без анализатора кварц распознается не столько по наличию, сколько по «отсутствию» ярко выраженных признаков. Он не имеет цвета, спайности или определенной трещиноватости; кроме того, поскольку кварц обычно образуется в числе последних минералов, он нередко бывает стиснут другими минеральными образованиями и поэтому не имеет характерной для него кристаллической формы. Поляризационные цвета кварца серые, белые, изредка желтоватые, не искаженные явлениями, сопутствующими двойникованию, хотя нередко в кристаллах наблюдается волнистое погасание, которое свидетельствует о том, что минерал подвергался давлению.

Группа гранатов. Большинство минералов метаморфических пород относится к обычным силикатам, подобным пироксенам и амфиболам, но встречаются и необычные, сравнительно редкие минералы. К ним относятся гранаты, образующие в породах темно-красные или зеленые кристаллы кубической формы. Под микроскопом без анализатора они имеют розовый или серый цвет, а при скрещенных николях всегда приобретают черную окраску.

Несиликатные минералы. Карбонаты. Важнейшими среди них являются кальцит CaCO_3 и доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Подобно глинистым минералам, они встречаются главным образом в осадочных породах и их метаморфизованных аналогах (например, известняк — мрамор). Кальцит и доломит легко различимы,

поскольку кальцит вскипает при воздействии на него холодной разбавленной соляной кислоты, а доломит — подогретой.

Галоиды и сульфаты. Каменная соль NaCl и ангидрид CaSO_4 — наиболее важные минералы этой группы. Они возникают при выпаривании солоноватоводных озер; образуют мягкие и пластичные кристаллические отложения, нередко пестроокрашенные благодаря присутствию в них различных примесей. Каменная соль легко диагностируется по ее характерному вкусу.

Окислы и сульфиды. Это главным образом железистые минералы, подобные магнетиту Fe_3O_4 и пириту (железному колчедану) FeS_2 . Магнетит встречается в небольших количествах во многих изверженных породах, образует черные ромбовидные кристаллы; пирит — чаще в осадочных породах в виде отдельных кристаллов и конкреций, которые хорошо заметны по серебристой и бронзово-желтой окраске.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

4. Климат и ветер

Большая часть поверхности суши на нашей планете непрерывно разрушается. Основная масса возникающего при этом размельченного и химически разложенного материала сносится в моря и отлагается на морском дне. Периодически дно морей воздымается, горные породы, образовавшиеся из накопившихся на нем отложений, выводятся на дневную поверхность и формируют новые, нередко гористые, участки суши; затем весь процесс начинается снова. Такая полная драматизма смена геологических явлений закономерна на всех этапах истории Земли. Из сказанного следует, что для познания таких явлений правомочно прибегнуть к непосредственному изучению современных геологических процессов, действующих на поверхности Земли.

Каждая форма рельефа — дельта, пещера, песчаная дюна, обрыв или котловина — результат действия вполне определенных природных процессов и соответствующих агентов (например, текучих, речных, или морских вод, ветра и льда).

С постепенным разрушающим воздействием этих агентов связана определенная последовательность в возникновении форм рельефа (начиная от поднятия земной поверхности выше уровня моря и образования гор или возвышенностей и кончая выравниванием ее и превращением в почти совершенно плоскую низменность), называемая циклом поверхностных геологических процессов. Он начинается с того, что вновь образовавшаяся горная цепь подвергается атмосферному воздействию, при котором слагающие ее породы растрескиваются и крошатся, а их обломки скатываются к подножию гор (выветривание). Дальнейшее общее понижение рельефа (денудация) осуществляется и завершается различными агентами, которые воздействуют на породы подобно режущим инструментам (эрозия), причем перенос (транспортировка) и отложение обломочного материала заканчиваются формированием новых слоев осадков. Последние постепенно уплотняются и затвердевают (литификация), превращаясь в крепкие осадочные породы,

которые в конечном итоге снова выходят на поверхность и образуют очередную горную цепь, и весь цикл начинается сначала.

Рассмотрим различные поверхностные геологические процессы более подробно, разбирая последовательность их действий по разрушению горных пород, переносу обломочного и растворенного материала и формированию новых слоев осадочных пород и черт рельефа

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Обнажаясь на поверхности Земли, горные породы подвергаются постоянному воздействию атмосферы и других природных агентов и претерпевают выветривание, т. е. постепенно превращаются в обломочный или растворенный материал. Известны два главных типа выветривания — физическое и химическое. Оба типа обычно проявляются совместно, причем значимость каждого зависит от климатических условий.

Физическое выветривание. В тех местах, где протекание природных химических реакций ограничено недостатком влаги или тепла, что характерно для пустынь и холодных областей, основную роль в процессе выветривания играют температурные колебания атмосферы. Так, в пустынях с их жарким климатом перепады между дневными и ночными температурами нередко достигают 40°C . В течение дня поверхностные слои пород непрерывно разогреваются солнцем, при этом слагающие их минералы расширяются, но в различной степени, в результате чего в породах создаются внутренние ослабляющие их напряжения. Ночью протекает обратный процесс — быстрое охлаждение пород и столь же неравномерное сжатие минералов. Те, кому доводилось бывать в пустынях, вероятно слышали громкий треск при раскалывании пород в результате непрерывного чередования расширения и сжатия (рис. 4).

Установлено, что даже небольшое количество воды (например, утренняя роса) ускоряет дезинтеграцию пород. Испарение воды с поверхности пород ведет к выносу из них легких, хорошо растворимых солей и к последующему развеванию последних; в то же

время тяжелые, трудно-растворимые соли железа, наоборот, накапливаются на поверхности пород в виде своеобразной коричневой корочки — так называемого «пустынного загара».

В горах и тундре, для которых характерны сильные колебания низких температур, происходит по-

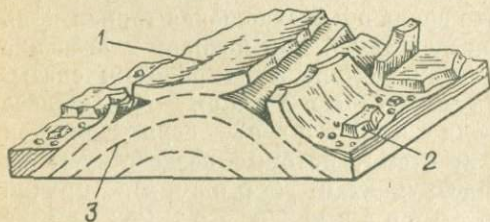


Рис. 4. Поверхностное отслаивание пород под действием физического выветривания.

1 — отслоившиеся чешуи породы; 2 — мелкие обломки породы и песчаные зерна; 3 — трещины.

стоянное чередование процессов замерзания поверхностных вод и последующего таяния возникшего льда. Вода, скопившаяся в порах, трещинах и расщелинах пород, ночью превращается в лед, объем которого на 9% превышает первоначальный объем воды. Вследствие этого лед давит на вмещающие породы, как бы разрывает их изнутри, в результате чего породы распадаются на отдельные мелкие частицы и зерна или на более крупные фрагменты (щебень). Причудливый облик скал и утесов в Альпах и других высоких горах — результат рассмотренного процесса, а громадные осыпи щебня у подножий склонов в горных районах показывают, насколько интенсивно он протекает.

Физическому выветриванию пород нередко способствует разрушение их корнями растений (особенно деревьев), сверлящими животными и даже многократное поражение высоких горных вершин молниями.

Химическое выветривание. Более интенсивное и глубокое разложение пород происходит в теплых и одновременно очень влажных областях. Умеренный климат Британских островов в известной мере благоприятен для химического выветривания, однако наиболее сильно оно протекает в сырых тропических областях нашей планеты.

Природные химические реакции очень сложны, и пока еще трудно полностью описать их и установить наиболее важные. В общих чертах все сводится к следующему. Дождевые воды, выпадающие на землю и проходя через атмосферу, поглощают из нее некоторые газы (кислород, углекислый газ), захватывают и растворяют мельчайшие рассеянные в атмосфере частички различных солей. Достигнув земной поверхности, эти воды растворяют некоторые находящиеся в почве органические кислоты и становятся, таким образом, способными вступать в химические реакции с минералами горных пород. Под действием химически активных вод минералы постепенно разлагаются или просто растворяются, причем многие продукты разложения выносятся подземными водами либо увеличиваются в объеме, оказывая тем самым давление на окружающие более стойкие минералы.

Отдельные минералы действительно весьма устойчивы к химическому воздействию. Кварц, например, способен без видимого химического изменения пройти через несколько циклов выветривания, транспортировки в море, переотложения в осадке и нового выведения на сушу в составе пород, слагающих активно воздымающиеся горы. Полевые шпаты разрушаются значительно легче, так как подвержены химическому разложению, в результате которого калий, натрий и кальций выносятся из них в виде растворимых соединений, а оставшиеся продукты разложения превращаются в глинистые минералы. Железисто-магнезиальные минералы наименее устойчивы к химическому выветриванию, они тоже превращаются в глинистые минералы и растворимые карбонаты и окислы. Некоторые из природных химических реакций могут

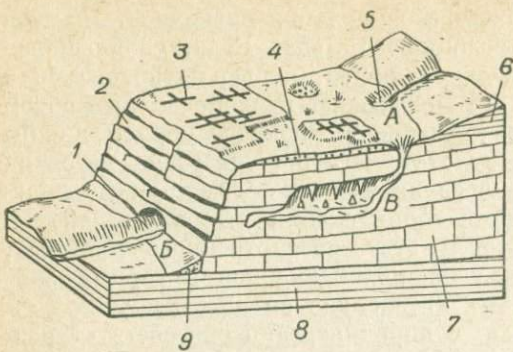
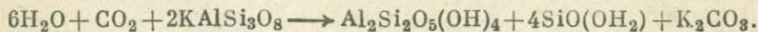


Рис. 5. Карстовый ландшафт.

1 — известковый туф; 2 — обрыв обнаженных пород; 3 — «известняковая мостовая»; 4 — тонкий слой почвы; 5 — воронка понижения (повор); 6 — глина; 7 — известняк; 8 — непроницаемая порода (глина); 9 — известняковый щебень.

Поверхностный сток в области распространения известняков отсутствует, поскольку в точке А, где выклиниваются непроницаемые глины, река уходит под землю, снова появляясь изпод известнякового обрыва только в точке В. Река течет через карстовую пещеру В, в которой формируются характерные натечные образования.

быть представлены в виде известных химических уравнений, хотя формулы многих минералов очень сложны и нередко известны лишь приблизительно. Вот, например, как представляется ход реакции разложения полевого шпата:



Дождевая
вода

Ортоклаз
(полевой
шпат)

Глинистый
минерал

Кремневая
«кислота»

(в рас-
творе)

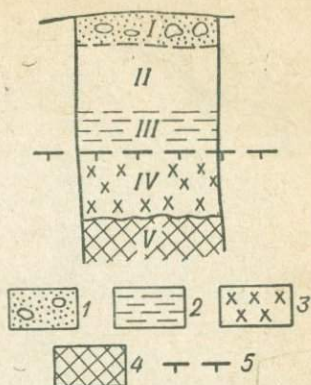
Известняки с высоким процентом карбоната кальция растворяются даже слабой кислотой дождевых вод. При этом трещины в известняках постепенно расширяются, на горизонтальной поверхности обнажений образуются очень характерные формы рельефа: так называемые «известняковые мостовые» и широко открытые впадины растворения, а на глубине — обширные карверны и пещеры. В результате возникает особый тип ландшафта, известный под названием карстового (рис. 5). Название «карст» возникло в Югославии, где известняк — весьма обычная порода и где существует сильно подверженное растворению известняковое плато того же названия. Характерные по облику площади развития карста можно наблюдать и в Великобритании — в горах Мендип-Хилс и в округе Пик (графство Дербишир), а также в районе Мэлхэм — Инглборо в Центральных Пеннингах*.

При химическом выветривании в зонах рудной минерализации (жилах), выходящих на поверхность, может произойти такое растворение и разложение минералов, в результате которого полезные рудные компоненты опустятся до уровня подземных вод и возникнет обогащение ими нижней части зоны или жилы (рис. 6). При последующей эрозии такие обогащенные участки зон рудной

* Наиболее известные области распространения карста в СССР — Крым, Кавказ, Урал и Приуралье, Западная Украина, Средняя Азия, Южная Сибирь, Дальний Восток. В настоящее время обнаружены и взяты на учет около 4000 карстовых пещер. Самая протяженная из пещер — «Оптимистическая» (109 км) в Западной Украине, а самая глубокая — «Снежная» (700 м) на Кавказе. — *Прим. пер.*

Рис. 6. Обогащение пород рудами в результате выветривания.

Зоны: I — выветривания; II — выщелачивания (активного просачивания вод); III — окисления; IV — обогащения; V — первичных руд. 1 — гидратированные окислы железа (результат изменения халькопирита); 2 — медные руды, сформированные путем замещения; 3 — вторичные руды; 4 — медный колчедан (халькопирит); 5 — водное зеркало.



минерализации могут обнажиться на поверхности и быть обнаружены в качестве месторождений соответствующих полезных ископаемых.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Дождевые воды, попадая на землю, либо стекают в ближайшие водотоки, либо просачиваются в почву и коренные породы, либо, наконец, испаряются. Хотя в недра просачивается лишь небольшая часть дождевых вод, последствия этого явления чрезвычайно важны, а его масштабы определяются характером пород, подстилающих земную поверхность.

Пористой называют породу, в которой большая часть пространства не занята твердым материалом, а его зерна упакованы неплотно и не сцементированы. Такая порода может вмещать большое количество воды или нефти, образовывать водоносные горизонты или нефтяные пласты-коллекторы. Наиболее пористы обычно песчаники.

Проницаемой называется порода, легко пропускающая воду. Она может быть пористой или трещиноватой. Так, очень пористый песок, слагающий дюны, характеризуется и хорошей проницаемостью; крепкий трещиноватый известняк хотя и не обладает пористостью, тоже проницаем; глина может быть очень пористой, но из-за ничтожного размера пор вода сквозь них не просачивается, вследствие чего эта порода обычно непроницаема.

Верхний уровень вод, насыщающих породы, известен под названием «водного зеркала»; в холмистой местности он плавно изгибается в соответствии с изгибами рельефа (рис. 7). Выше водного зеркала вода то просачивается с поверхности земли после дождей, то поднимается вверх вследствие капиллярного эффекта в периоды засухи, в результате чего над водным зеркалом формируется зона интенсивного растворения и замещения минералов.

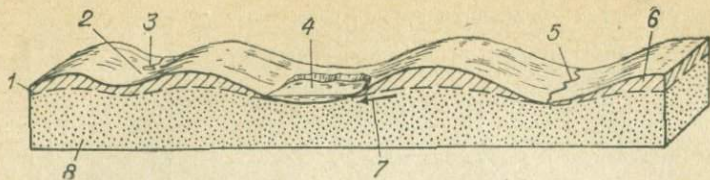


Рис. 7. Водное зеркало.

1 — водное зеркало; 2 — сухая долина; 3 — источник; 4 — озеро; 5 — река; 6 — зона пресачивания поверхностных вод; 7 — подземный сток в горных породах; 8 — зона водонасыщения.

Так, например, окаменелые раковины из кальцита могут полностью раствориться, оставив сохраняющие их форму пустоты, которые затем могут быть заполнены другими минералами (кварцем или пиритом). Ниже водного зеркала движение вод обычно ослаблено, и здесь происходит постепенное химическое отложение минерального вещества, которое в конце концов заполняет все поровое пространство и цементирует породы.

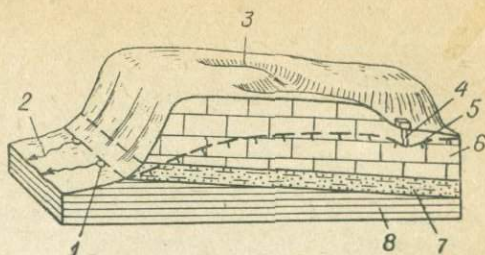
Когда минеральное вещество, распределенное по всей породе, постепенно стягивается и концентрируется в разных частях слоя в виде отдельных масс, образуются конкреции. В такой породе, как мел, обычны кремнистые и пиритовые конкреционные стяжения, а известковые конкреции с прожилками кальцита встречаются в глинах.

В тех местах, где подземные воды выходят на поверхность, возникают источники. На рис. 8 показано, как изливание воды в виде источников и отбор ее из колодцев влияют на мощность зоны водонасыщения и положение водного зеркала. На меловых возвышенностях юга Англии (например, Норт-Даунс) водонасыщенный пясчий мел и песчаники подстилаются непроницаемыми глинами, которые контролируют выход источников на крутых склонах. Поверхность водного зеркала понижается в направлении к источникам, а вокруг интенсивно эксплуатируемых колодцев образуются так называемые воронки депрессии.

Вокруг источников нередко образуются корки различных минералов, ранее растворенных водой и выпавших из раствора. Так, в областях распространения известняков весьма обычен возникающий подобным образом известковый туф (см. рис. 5). Очень пористые известковые породы образуются и в тех случаях, когда вода, просочившаяся сквозь толщу известняков и обильно насыщенная растворенным в ней бикарбонатом кальция, медленно вытекает из кровли подземных карстовых пещер, выработанных в породе. При этом из раствора выпадает и кристаллизуется карбонат кальция (кальцит), в результате чего в кровле пещер формируются характерные натечные образования — сталактиты, а на полу пещер в результате длительного капания на него про-

Рис. 8. Источники и колодцы.

1 — источник; 2 — ручей; 3 — сухая долина; 4 — колодец; 5 — водное зеркало; 6 — зона водонасыщения (мел); 7 — песчаник; 8 — глина.



сочившегося раствора нарастают (снизу вверх) сталагмиты. Сами карстовые пещеры (см. рис. 5) и связывающие их галереи образуются в результате совместного действия процессов растворения и эрозии подземными потоками. Эти потоки питаются водами рек, которые уходят под землю через образовавшиеся в результате растворения пород вертикальные трубы, известные под названием карстовых воронок поглощения, или поноров (в Югославии их называют также долины). Одна из таких воронок — Гэйпинг Гилл, расположенная к юго-востоку от Инглборо в Пеннингах, глубиной 120 м ведет в подземные карстовые пещеры. Воронка возникла в результате расширения пещер и обвала их кровли.

Понимание всех явлений, происходящих с участием подземных вод, имеет большое значение при установлении источников питания рек, изучении длительных процессов растворения и цементации пород, а также при решении проблемы водоснабжения, поскольку вода относится к наиболее важным ресурсам, содержащимся в недрах.

ОПОЛЗАНИЕ И ОПОЛЗНИ

В результате выветривания может образоваться такое скопление обломков пород, которое становится неустойчивым и под действием силы тяжести начинает оползать вниз по склону. Движение обломочного материала происходит быстро или медленно и вызывается нередко землетрясением или внезапным сильным ливнем. Выветривание, сопровождаемое таким массовым перемещением обломочного материала, является одним из наиболее важных процессов, формирующих ландшафт.

Медленное перемещение обломочного материала происходит почти незаметно, но повсеместно, вследствие чего этот процесс наиболее значителен по степени воздействия на склоны. Особенно широко распространено оползание грунтов и почв, которое считается обычным явлением в условиях Великобритании; его характерные черты можно уяснить из рис. 9. В отличие от речной эрозии, которая действует в сравнительно узкой зоне — только на дне речной долины, оползание («течение») грунтов и почв происходит повсеместно и сопровождается постепенным понижением и выравниванием склонов.

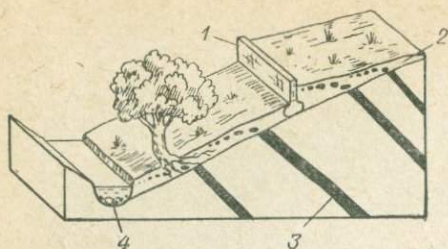


Рис. 9. Оползание («стечение») почвы.
1 — защитная стенка; 2 — почвенный слой; 3 — слой крепкой породы; 4 — обломки пород, снесенные в реку.

В тундре с ее холодным климатом летом оттаивает только поверхностный слой. Он насыщается талой водой, которая не способна просочиться сквозь промерзшие подстилающие слои (толщ многолетней мерзлоты), и поэтому медленно сползает вниз по склонам. При таком медленном сползании (с о л и ф л ю к ц и и) происходят вынос тонкого почвенного материала и концентрация крупных обломков пород в виде каменных полос, которые придают склонам весьма своеобразный облик. Постепенное перемещение и дифференциация обломочного материала, обусловленные чередованием процессов промерзания и оттаивания почвенного слоя, наблюдаются даже на равнинных участках, где скопления каменных обломков приобретают кольцеобразную форму. Указанные явления характерны для очень холодных районов севера Сибири, Аляски и Северной Канады, но следы их могут быть обнаружены и на территориях, некогда подвергавшихся оледенению, к числу которых относятся Британские острова.

Более быстрое передвижение обломочного материала происходит в виде камнепадов, грязевых потоков (селей) и оползней. В горных районах и в областях, где часто выпадают неожиданные сильные дожди, эти явления распространены особенно широко, причем нередко дело не обходится без разрушений и человеческих жертв. Оползни обычны и для Великобритании, где во многих местах жесткие проницаемые породы залегают на слабых пластичных и непроницаемых. В 1927 г. оползень, подобный тому, что изображен на рис. 10, привел к разрушению дороги на самой южной оконечности о. Уайт, а в 1968—1970 гг. таким же образом был снесен 100-метровый участок дороги в одном из районов Китая.

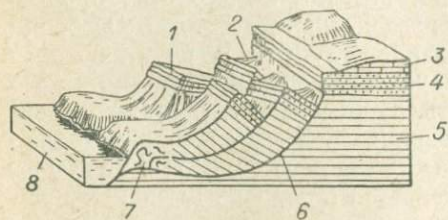


Рис. 10. Оползень.

1 — оползневая глыба; 2 — ось; 3 — писчий мел; 4 — верхний зеленый песчаник; 5 — гольские глины; 6 — изогнутая поверхность скольжения; 7 — раздробленная порода у основания оползня; 8 — море. Глыбы пород соскальзывают к подножию обрыва по изогнутой поверхности. Это обусловлено наличием в его основании пластичных глин, которые насыщаются водой и проседают под действием веса жестких вышележащих пород.

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

В большинстве районов мира уровень влажности достаточен для произрастания трав и другой растительности, закрепляющих поверхностные слои почв. Однако в пустынях, полупустынях и на открытых побережьях ветер способен развеивать и уносить мельчайшие частицы разрушенных пород. Важно отметить, что устойчивый травяной покров существует лишь с миоценовой эпохи и что до этого времени деятельность ветра должна была, по-видимому, играть более важную роль, чем впоследствии. В настоящее время воздействие ветра существенно сказывается только в засушливых районах, и, хотя они занимают значительную часть земной поверхности, результаты ветровой деятельности невелики по сравнению с быстро проявляющимися и впечатляющими результатами деятельности рек и ледников.

Способен ли ветер разрушать породы? Сила ветра меняется очень быстро, вследствие чего он способен поднимать и перемещать обломки пород только в течение небольших промежутков времени. При скорости 40 км/ч ветер приводит в движение песчинки диаметром 0,15—0,30 мм, а для того чтобы перекатывать по поверхности пустыни гальку, необходимы порывы ветра со скоростью 150 км/ч, которые бывают чрезвычайно редко. Мелкая пыль (с диаметром зерен менее 0,06 мм) перемещается гораздо легче, так что даже самый слабый ветер способен поднять ее в воздух.

Пыльные бури, вызванные температурными колебаниями атмосферы, — обычное явление в Сахаре, причем пыль переносится далеко в пределы Атлантического океана и через всю территорию Европы.

Песчинки редко поднимаются ветром высоко в воздух, обычно они перемещаются путем поверхностного скольжения или сальтации (скачкообразно). В то время как переносимая ветром пыль, овеивая обнаженные породы, не оказывает на них практически никакого воздействия, песок, с силой бросаемый ветром, постепенно обтачивает выступающие массивы пород на глубину до нескольких метров и, кроме того, шлифует встречающиеся на его пути крупную гальку и валуны (рис. 11). Кроме того, постоянное столкновение песчинок в воздухе и на земле приводит к их собственному окатыванию, они становятся матовыми, приобретают характерный «просовидный» облик.

Ветер способен на эродирующее воздействие только при захвате и переносе песка, однако и тогда возникающий эффект весьма незначителен. Ощутимые результаты проявляются лишь по прошествии многих веков, поскольку активная ветровая эрозия идет с перерывами (в течение небольших промежутков времени) и к тому же осуществляется лишь мельчайшими частицами, бомбардирующими весьма твердые породы. Соотношение скоростей выветривания в гумидных (влажных) областях и ветроэрозионной

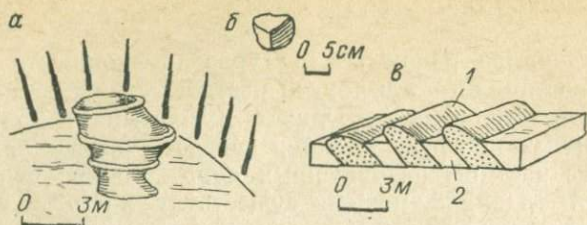


Рис. 11. Формы золотого выветривания.

а — грибообразный останец пород; *б* — золотый ветрограниц; *в* — параллельные гребни (ярданги). 1 — устойчивая порода; 2 — неустойчивая порода.

деятельности в пустынях можно показать на примере обелиска Клеопатры. В течение тысячелетий он простоял в Египте без какого-либо повреждения высеченных на нем надписей, а сейчас, после всего лишь столетнего пребывания обелиска на набережной Темзы в Лондоне, многие элементы надписей совершенно стерлись под действием атмосферной коррозии.

Наиболее характерно для большинства пустынь широкое распространение обнаженных скальных выходов коренных пород, разбитых трещинами на блоки. Незначительное количество возникающей здесь мелкой пыли быстро выносится ветром за пределы пустынь, а песок сгоняется в понижения рельефа, образуя небольшие по площади локальные скопления; в Сахаре, например, песком покрыта всего $\frac{1}{8}$ поверхности пустыни.

Помимо описанной эрозии под действием ветра происходит постепенное понижение рельефа путем выноса больших объемов рыхлого сухого песка и пыли, в результате чего на поверхности образуются широкие впадины. Этот процесс известен под названием *дефляции*. Он обычен для полупустынных районов, где защитный травяной покров и деревья были уничтожены в процессе сельскохозяйственного освоения. В последние годы дефляция сухих почв происходила в районе Даст Баул («Пыльный Котел») в бассейне р. Миссисипи и на отдельных участках целинных земель в СССР.

В Египте, к западу от Каира, в пустыне известен ряд крупных впадин, возникновение которых связывают с тем же процессом. Самой крупной из них является впадина Каттар, дно которой опущено на 135 м ниже уровня моря, уровень водного зеркала в ней выходит на дневную поверхность.

Золотые отложения. Когда ветер ослабевает или полностью прекращается, переносимые им песок и пыль оседают на земную поверхность, формируя характерные наземные отложения (называемые золотыми — по имени древнегреческого бога ветра Эола) и пополняя материал морских отложений, в том числе и далеко в океанах.

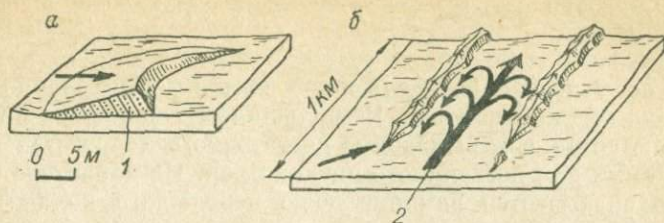


Рис. 12. Песчаные дюны.

a — бархан; *б* — дюнные гряды. 1 — дюнная слойчатость; 2 — завихрения ветровых струй. Стрелками показано направление ветра, несущего песок.

Пыль оседает обычно вдали от пустынь, на территории которых она образуется, и в дальнейшем закрепляется растительностью. Возникшие таким путем лёссы Северного Китая покрывают площадь, равную территории Франции. Они состоят из тонкозернистого желтоватого глинисто-алевритового материала, крупность которого возрастает по мере приближения к пустыне Гоби — возможному его источнику.

Такие же отложения обнаружены среди «хлопковых почв» в Судане и вблизи областей развития древнего ледникового покрова в Европе и Северной Америке. На Северо-Германской низменности и в Нидерландах морены, образовавшиеся на ранних этапах оледенения, обычно резко выступали во фронтальных частях последних ледниковых покровов, их обнаженная мерзлая поверхность подвергалась активному воздействию сильных ветровых потоков. Весь тонкозернистый материал был при этом выдут и переотложен на территории Северной Франции (лимонные отложения — желтозёмы), ГДР и ФРГ (лёссы), а на месте его прежнего распространения осталась только бесплодная усыпанная гравием пустыня.

Характерной формой золотых отложений являются песчаные дюны. Они могут иметь вид беспорядочных нагромождений, образующих подчас целые песчаные моря, или барханов и дюнных гряд правильной формы (рис. 12). Обычно дюны возникают на морских побережьях, за полосой песчаных пляжей, и являются результатом деятельности ветров, дующих в сторону берега и легко выносящих сухой незакрепленный материал с их поверхности.

Дюны имеют тенденцию постепенно передвигаться в глубь суши, и это движение удается остановить, засаживая их особыми видами травы и соснами. Небольшие участки таких береговых дюн весьма обычны на побережьях Великобритании, в частности в Браунтон-Барроуз на севере Девоншира и в Калбин-Сэнде в Морейшире.

5. Текущие воды

Эти воды играют определяющую роль в формировании облика современных ландшафтов. В большинстве районов мира они пополняются за счет выпадения достаточного количества дождей, необходимых для постоянного питания рек. На характере рельефа пустынь сказывается влияние даже небольшого количества дождей, выпадающих обычно в виде сильных ливней, в то время как разрушительное воздействие ветра относительно невелико. Особенно значительна роль речных вод в размывании поверхности суши и в переносе обломков пород в моря; так, р. Миссисипи выносит в океан 2 млн. т наносов в день.

Как начинаются реки? Реки формируются преимущественно за счет сбора дождевых вод. Потоки дождевых вод, стекающие со склонов возвышенностей, первоначально заливают всю их поверхность и при этом могут вызвать быстрый смыв значительных масс земли (например, в тропиках при особенно сильном ливне сносится до 100 т с 1 акра *). Затем большая часть вод по неровностям земной поверхности быстро собирается в ручьи. В конечном итоге формируется единая гидрографическая сеть, контролируемая общим уклоном местности, с постепенным слиянием всех стекающих вод в основной речной поток, направляющийся к морю. Естественно, что реки питаются не только за счет дождей, но и родниковыми водами, которые содержат растворенные соли, вымытые ими под землей, а также за счет вод, постепенно выделяющихся из отмирающих растений, торфа и почв.

Как происходит речная эрозия? У рек с вполне сформировавшимся ложем и постоянным источником питания скорость течения определяется уклоном русла и количеством поступающей воды. Чтобы убедиться в этом, достаточно сопоставить быстрое течение горных рек и более замедленное равнинных или же сравнить обычное медленное течение реки с тем быстрым потоком ее вод, который возникает сразу после сильного ливня. Вблизи берегов и дна реки движение воды замедляется вследствие трения, поэтому скорость течения максимальна в наиболее глубоких местах. Если речные берега сложены выветрелыми породами, они на больших участках легко размываются, а обломочный материал уносится рекой; этот процесс резко усиливается в периоды ливней, когда течение становится особенно бурным. Каменные обломки, влекомые речным потоком, обтачивают породы речного ложа, округляют и отшлифовывают лежащие в нем валуны. При этом и сами камни по мере переноса на большие расстояния заметно окатываются. В местах водоворотов камни высверливают округлые котлообразные углубления в речном ложе (не следует путать их с воронками растворения в известняках), в результате чего его уровень посте-

* 1 акр = 4046,86 м². — Прим. пер.

пенно морижается. Грандиозную эродирующую силу рек хорошо иллюстрирует катастрофическое наводнение в районе Линмута в 1952 г.; об этом позволяли судить как необыкновенные размеры принесенных рекой валунов, так и масштабы вызванных ею разрушений. В меньшей степени, чем физическое разрушение, в речном ложе может происходить растворение пород, которое особенно заметно проявляется в местах выхода известняков.

Как формируются речные долины? Речные долины формируются в результате совместного действия речной эрозии — размыва пород, подстилающих русло, и выветривания и выноса отложений с береговых склонов. В условиях сухого климата —

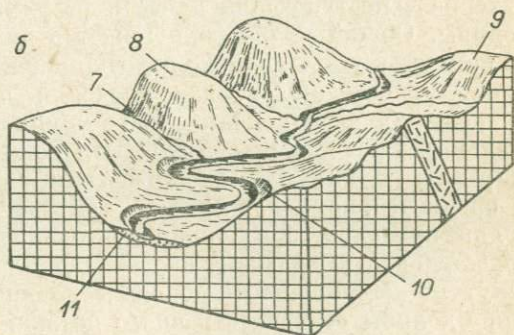
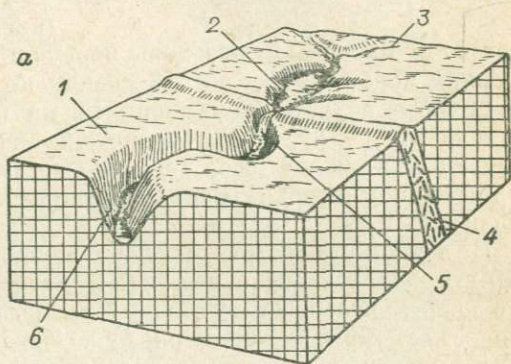
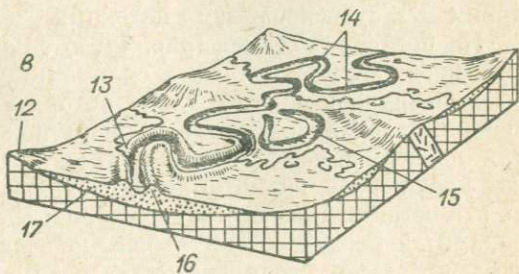


Рис. 13. Юная (а), зрелая (б) и древняя (в) стадии образования речной долины.

1 — плоская заболоченная равнина; 2 — озеро; 3 — истоки реки; 4 — дамба устойчивых изверженных пород; 5 — водопад; 6 — узкая V-образная долина; 7 — долина притока; 8 — гряда устойчивых пород; 9 — поверхность первичного рельефа; 10 — крутой берег, подмытый меандром; 11 — тонкие пойменные отложения; 12 — низкая остаточная возвышенность; 13 — место впадения притока; 14 — широкие меандры; 15 — срезанный меандр-старица; 16 — береговой вал; 17 — мощный аллювий (речные отложения).



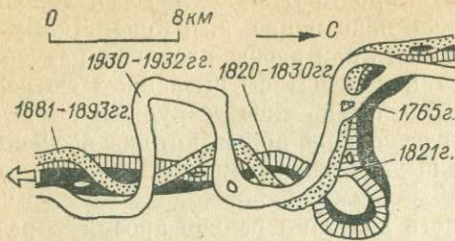


Рис. 14. Изменение русла р. Миссисипи за период с 1765 по 1932 г. (1821 г. — срезание меандра).

при недостатке воды, обеспечивающей нормальное протекание процессов выветривания и оползания, — формируются долины с очень крутыми склонами — каньоны. Речные долины, в частности в Великобритании, с течением времени меняют свою форму; стадии их развития показаны на рис. 13.

На первой, юной, стадии (рис. 13, а) река активно врежется в породы, слагающие первичный рельеф. На выходах крепких пород в ложе потока возникают водопады, а во впадинах первичного рельефа, оказавшихся на пути реки, — озера. Все неровности рельефа постепенно, по мере разрушения крепких пород и заполнения озер, сглаживаются. Большая часть речных долин на плоскогорьях Великобритании находится на юной стадии развития.

На первой, юной, стадии (рис. 13, а) река активно вре-

зается в породы, слагающие первичный рельеф. На выходах крепких пород в ложе потока возникают водопады, а во впадинах первичного рельефа, оказавшихся на пути реки, — озера. Все неровности рельефа постепенно, по мере разрушения крепких пород и заполнения озер, сглаживаются. Большая часть речных долин на плоскогорьях Великобритании находится на юной стадии развития.

На зрелой стадии (рис. 13, б) большинство неровностей рельефа на пути реки устранено, ее русло выработало профиль равновесия. Это значит, что общий уклон русла позволяет реке течь с такой скоростью, при которой она уже не может врезаться в глубину, а способна главным образом выносить весь обломочный материал, поступающий в нее в результате оползания с бортов долины. Общий уклон реки может в целом плавно уменьшаться от истоков к устью, однако нередко наблюдаются резкие переломы профиля, особенно вблизи впадения притоков, поставляющих в реку большое количество крупнообломочного материала (галыки). Эрозионная деятельность реки сводится только к расширению долины путем подмыва берегов. Развиваются меандры и сравнительно узкая пойма. Тем же путем идет расширение долин притоков, эрозионная деятельность которых может приобрести важное значение в развитии всей речной сети, если они текут по неустойчивым породам: долины притоков могут стать шире долины основного речного потока. Основной (первоначальный) речной поток называется консеквентным, а его притоки именуется субсеквентными потоками.

На первой, юной, стадии (рис. 13, а) река активно вре-

На последней стадии (рис. 13, в) образуется ландшафт низких возвышенностей с пологими склонами. Однако рельеф не может быть разрушен ниже уровня, который служит базисом речной эрозии, и река сохраняет отлогий наклон русла, необходимый для поддержания ее течения. Низкие возвышенности (50—75 м над уровнем дна долины) отделяют одну речную систему от другой, но эти останцы предшествующего рельефа (они называются монаднокнами) занимают очень небольшую площадь. Области, где на заключительной стадии развития речных долин, образуется такой

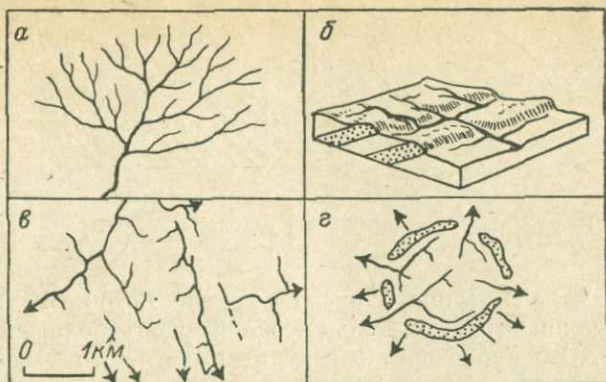


Рис. 15. Типы речных сетей.

а — дендритовая (древовидная); б — решетчатая; в — с прямоугольными поворотами русел; г — радиальная.

пониженный рельеф, называются пенецленами. В настоящее время они встречаются сравнительно редко, поскольку совсем недавно в большинстве районов мира произошло активное горообразование, последовавшее за неоднократными колебаниями уровня моря. Река в условиях пенецлена становится очень извилистой, все больше осложняется многочисленными меандрами, а русло часто меняет свое местоположение (блуждает), срезая меандры и оставляя слепые рукава и старицы. Эти особенности старых речных долин хорошо показаны на рис. 14.

Речная сеть. На рис. 13 дана лишь самая общая картина строения речных долин и их эволюции, конкретные особенности которой в существенной степени зависят от свойств подстилающих пород. В частности, общий рисунок (конфигурация) речной сети, относящейся к единой дренажной системе, на ранней стадии ее эволюции определяется прежде всего первоначальным рельефом местности, но уже на стадии зрелости речные потоки обычно принаравливаются и к ослабленным зонам в толщах пород. Некоторые типы речных сетей показаны на рис. 15.

Дендритовая (древовидная) речная сеть (рис. 15, а) обычно образуется там, где подстилающие породы по всей площади речной сети различаются незначительно. Решетчатая и радиальная речные сети образуются при чередовании слоев твердых и мягких пород, залегающих плосконаклонно (рис. 15, б) или куполовидно (рис. 15, г). Речная сеть с прямоугольными поворотами русел (рис. 15, в), наблюдаемая в Бодмин-Муре, сформировалась в результате размыва ослабленных зон в гранитах (трещиноватость, линии разрывов).

Перехват реками друг друга. Иногда нормальная конфигурация речной сети изменяется в связи с тем, что воды, текущие по одному руслу, переходят в другое (рис. 16). Воды речного потока X

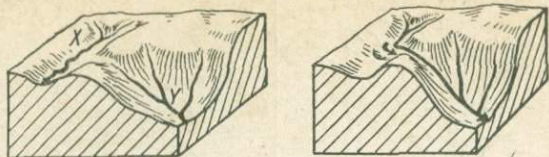


Рис. 16. Перехват одной рекой верховьев другой.

отводятся из собственного русла в русло потока Y, имеющего больший уклон и, следовательно, обладающего большей эрозионной силой. Это происходит в результате того, что долина одного из притоков потока Y, размываясь и отступая вверх по течению, врзается в долину потока X и отрезает ее верховья, поворачивая воды потока X в собственное русло. Участок долины X ниже точки перехвата становится бессточным. Случаи перехвата рек известны в районе, непосредственно примыкающем к Бьюду в северной части Корнуолла, в частности в бассейне р. Теймар.

Эрозионная мощь объединенного потока, возникшего при перехвате, естественно, возрастает, а сам процесс перехвата, раз начавшись, может продолжаться, оставляя серии «обезглавленных» рек, которые будут испытывать недостаток воды для разработки собственных долин, как это было до перехвата. В результате эти реки становятся умирающими водными потоками. История рек Уэй и Блэкуотер, притоков Темзы в графстве Суррей, прекрасно иллюстрирует этот процесс (рис. 17). Как же он происходил?

Когда уровень моря в рассматриваемом районе поднялся на 200 м выше современного, море затопило большую часть юго-востока Великобритании, оставив только о. Уильд (см. рис. 18). Затем уровень моря начал постепенно понижаться до современного положения, дно моря стало превращаться в сушу, и речные потоки начали прокладывать свои русла по ее сравнительно плоской поверхности. Когда уровень моря понизился еще больше, реки начали вырабатывать глубокие долины; причем выступающие на их пути гряды более крепких пород (например, песчого мела) обусловили слияние всех рек в две основные: р. Блэкуотер на западе и р. Уэй на востоке.

По мере непрерывного врзания долин р. Уэй стала играть более важную роль среди двух противоборствующих рек и постепенно захватила один за другим притоки верхнего течения р. Блэкуотер. Это произошло потому, что место впадения р. Уэй в Темзу находилось на более низкой отметке, чем устье р. Блэкуотер, и, таким образом, р. Уэй текла на меньших высотах. Кроме того, она начала расширять контролируемую ею площадь стока в легкоэродируемых вельдских глинах на юге. Сейчас р. Уэй контролирует весь сток к югу от Фарнема и Гилфорда, правда, сама

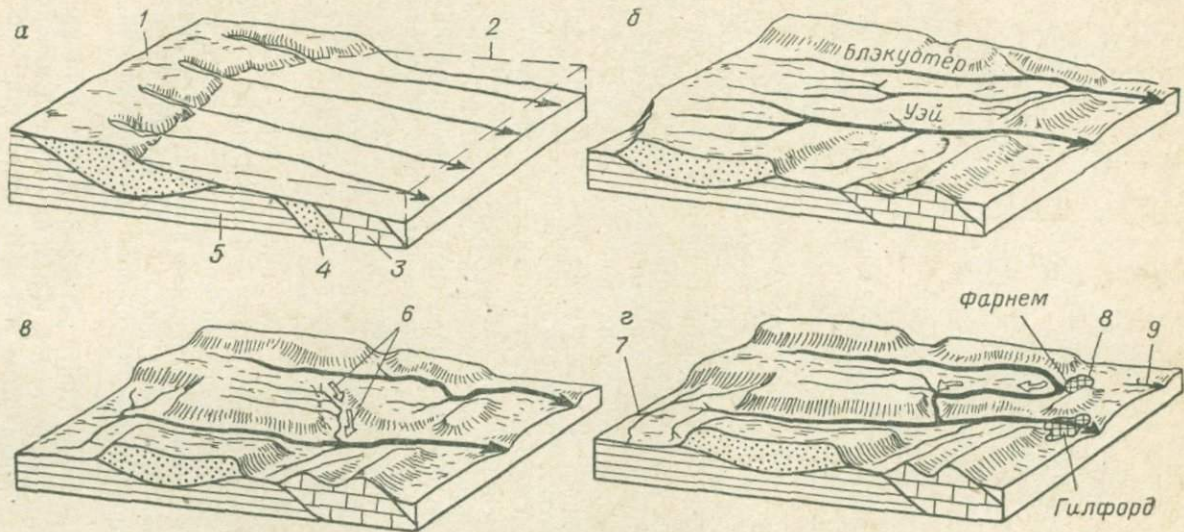


Рис. 17. История противоборства рек Уэй и Блэкуотер (по Вулдриджу и Линтону).

а — образование первичной речной сети; б — перехват верховьев и слияние первичных рек; в — доминирующее положение р. Уэй; г — современное соотношение рек. 1 — о. Уильд; 2 — уровень моря, превышающий современный на 200 м; 3 — толща писчего мела; 4 — зеленые пески; 5 — вельдские глины; 6 — притоки р. Блэкуотер, перехваченные р. Уэй; 7 — сток в р. Арен; 8 — ущелье (старая долина р. Блэкуотер); 9 — поток просачивающихся вод.

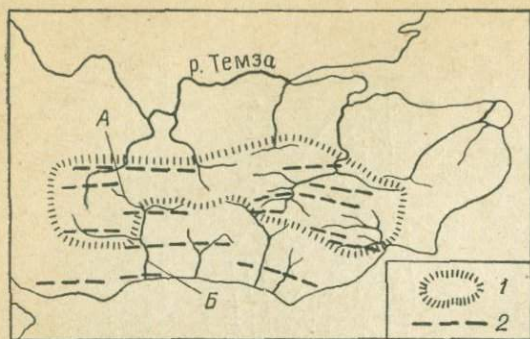


Рис. 18. Наложенные реки в районе Уильда.

А — реки, параллельные линиям складок; Б — реки, текущие поперек складок; 1 — предполагаемая береговая линия о. Уильда; 2 — главные линии антиклинальных складок.

лишилась при этом некоторых своих прежних притоков, текущих теперь к югу, в р. Арен, в зоне распространения вельдских глин.

Наложенные реки. Когда реки прорезают поверхностный слой коренных пород, залегание которых определяет очертания и другие характерные особенности речных русел, они вскрывают подстилающие породы с иной, нередко более сложной, структурой. При этом, однако, конфигурация речной сети, определяемая формой залегания покрывающих пород, сохраняется и при течении рек по подстилающим породам: речная сеть накладывается на эти породы и как бы запечатлевает в них форму залегания покрывающих пород, к моменту наложения, быть может, уже полностью размытых. Примеры этого явления нередки в Великобритании. Так, в Озерном округе породы на поверхности залегали в виде громадного купола, на котором развилась речная сеть с радиальным направлением потоков (см. рис. 15), но затем они прорезали верхнюю толщу известняков каменноугольного возраста и теперь текут по подстилающим породам ордовика и силура, залегание которых совершенно отличается от залегания известняков. Однако речная сеть все еще сохраняет прежнюю радиальное строение, которое еще больше проявилось в результате недавней ледниковой эрозии.

Равнины Великобритании во многих местах покрыты валунными ледниковыми отложениями, беспорядочное, хаотическое нагромождение которых нередко приводило к тому, что по мере таяния льда реки были вынуждены вырабатывать новые русла. Сейчас те же реки прорезают рыхлые ледниковые глины и пески, происходит их постепенное наложение на крепкие нижележащие породы.

В Уильде (графство Кент) установлен еще один характерный случай наложения рек (рис. 18). Как и примеры, отмеченные выше, он не является уникальным: тем или иным путем значительная часть рек Великобритании проходила стадию наложения. В начале плейстоценовой эпохи уровень моря поднялся до отметки, на 200 м превышающей современный уровень, и весь юго-восток Великобритании был покрыт водой, исключая остров, образовав-

шийся в центральной части Уильда. Реки на территории острова текли в первичных долинах, параллельных линиям складчатости в подстилающих породах. На окружающих затопленных территориях первичная речная сеть была разрушена морской эрозией, и когда уровень моря начал понижаться, здесь сформировались новые реки, русла которых были ориентированы поперек побережья, возникавшего на месте морского дна. Тем самым разрабатываемые новыми реками долины оказались ориентированными и поперек складок в подстилающих породах, т. е. вне всякой связи с их залеганием.

Воздействие колебаний уровня моря на речные долины. Базисом эрозии любой реки является уровень моря или другого водоема, в который она впадает: ни одна река не может разработать свою долину глубже этого уровня. Однако сам уровень моря не был постоянным на протяжении большей части четвертичного периода геологического времени, когда происходило формирование основных черт современного ландшафта. В долинах рек Великобритании зафиксированы все основные колебания уровня моря в этот период, и изучение их помогает выявить те факторы, которые контролируют многие процессы, относящиеся к деятельности рек.

Повышение уровня моря приводит к тому, что низовья речной долины затапливаются, ее продольный профиль искажается, а течение реки замедляется. В результате этого снизу вверх по течению происходит усиленное отложение значительной части переносимого рекой материала, что обеспечивает создание нового продольного профиля речной долины, близкого к исходному. В затопленной части долины выпадает большое количество илов. Широко открытые в море устья многих рек заполнены аллювиальными отложениями этого типа. Так, в устьях небольших рек на побережье Суссекса мощность аллювия достигает 30 м, а на многие километры вверх по течению вдоль рек протягиваются плоские заболоченные низины.

Понижение уровня моря приводит к тому, что река прорезает новую долину в дне старой, соответствующую более низкому положению базиса эрозии. Начиная от устья вверх по течению реки в облике ее долины появляются черты, характерные для юной стадии развития речных долин, как показано на рис. 19, б; этот процесс возобновления эрозионного врезания речного потока известен как процесс омоложения (обновления) реки. При таком эрозионном омоложении реки могут, однако, сохраниться даже ее старые меандры, которые тоже постепенно врезаются и становятся переуглубленными. Если уровень моря понижается незначительно, а размываемые рекой породы отличаются повышенной прочностью, то река будет прорезать новую долину медленно, так что врезающиеся меандры смогут одновременно смещаться в стороны и приобретать обычно свойственное им несимметричное поперечное сечение; такие меандры называют вросшими

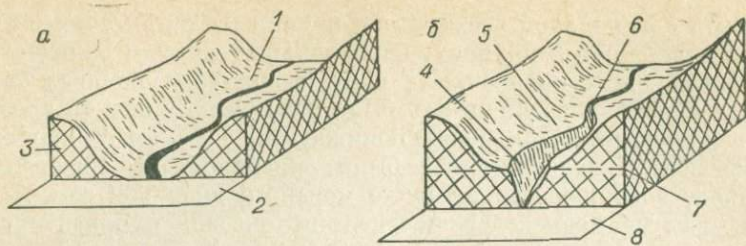
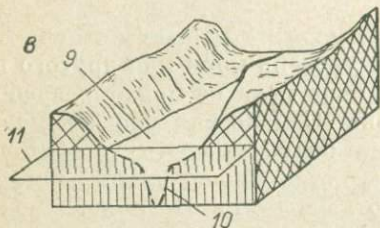


Рис. 19. Колебания уровня моря.

Воздымание участка суши, на котором расположена речная долина (а), сопровождается усилением эрозии реки в узкой зоне вдоль ее русла. Река постепенно врезается в дно долины, которое превращается в террасы по обоим ее бортам, а в точке перегиба профиля русла, где начинается переуглубленный участок долины (молодая врезанная долина), возникают пороги и водопады (б). При новом повышении уровня моря нижняя переуглубленная часть долины затопляется морскими водами (в).



1 — зрелая речная долина; 2 — уровень моря; 3 — береговой обрыв; 4 — молодая врезанная долина; 5 — речная терраса; 6 — точка перегиба русла; 7 — предшествовавшее положение уровня моря; 8 — новое, пониженное, положение уровня моря; 9 — затопленная долина (рис); 10 — врезанная и затопленная часть долины; 11 — вновь повышенное положение уровня моря.

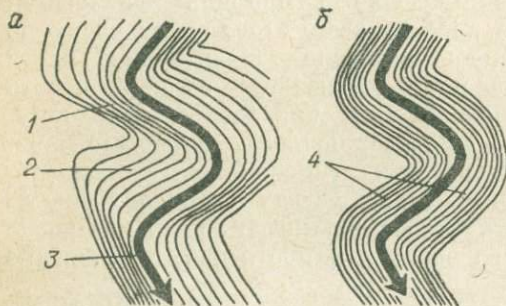


Рис. 20. Вросшие (а) и врезанные (б) меандры.

1 — крутой подмытый обрыв; 2 — пологий выпуклый склон; 3 — русло; 4 — Крутые склоны. С помощью горизонталей показан характер склонов речных долин, присущий двум типам врезанных меандров.

(рис. 20, а). Если же переуглубление меандров идет быстро, то они приобретают более или менее симметричное поперечное сечение и называются врезанными* (рис. 20, б).

Антецедентные реки. Нормальное развитие процесса речной эрозии осложняется не только колебаниями уровня моря. Движения земной коры, вулканическая деятельность и изменения климата могут привести к перестройке или смене местоположения речных русел и даже к полному исчезновению рек; например, на территории многих нынешних пустынь некогда был влажный, дождливый климат, а протекавшие там тогда реки выработали нормальные долины, которые можно наблюдать и сейчас.

* Врезанными нередко называют любые переуглубленные меандры независимо от формы их поперечного сечения. — Прим. пер.

Тем не менее иногда река может и не отклоняться под воздействием движений земной коры, а продолжать свое течение вкрест простирания воздымающихся горных цепей. Для этого необходимо только, чтобы скорость речной эрозии соответствовала скорости поднятия гор. Естественно, что бывают периоды, когда такое равновесие нарушается и река временно подпруживается. В результате образуется озеро, которое постепенно переполняется, и тогда воды реки вновь устремляются в старую долину. Считается, что р. Колорадо на западе США является рекой именно такого типа и что реки, пересекающие Гималаи на севере Индии, прорезали глубокие ущелья по мере поднятия гор, преграждавших им путь. Река Инд, например, течет по дну ущелья глубиной 5500 м, которое в самой нижней части имеет почти отвесные стенки, что говорит об увеличении темпов воздымания гор в самое последнее время. Поскольку реки рассмотренного типа возникли до прорезаемых ими гор, предшествовали возникновению последних, они называются antecedentными, т. е. предшествующими. Эти реки служат своеобразными индикаторами постоянно продолжающегося медленного воздымания гор.

Перенос осадков речными потоками. Реку можно рассматривать в качестве своеобразного «ленточного конвейера» осадков, действующего вдоль дна речной долины. Весь обломочный материал, сносимый со склонов обвалами, оползнями и в результате медленного «течения» грунта, попадает в реку и транспортируется ею к морю в виде своеобразного «груза». Этот груз состоит из минеральных соединений, растворенных в воде, ила и песка, переносимых во взвешенном состоянии, а также гальки и валунов на дне реки, которые передвигаются только во время паводков. Чем быстрее течение реки, тем больше обломочного материала она способна переносить. При увеличении скорости реки в два раза ее транспортирующая способность увеличивается в шесть раз.

Речные отложения (аллювий). Река, текущая по равнине, имеет сравнительно небольшой наклон долины, и ее течение постепенно замедляется к низовьям. Воды реки плавно растекаются по широкому и нередко неглубокому руслу, что увеличивает трение потока и приводит к выпадению обломочного материала.

Крайний случай такого явления наблюдается в засушливых (аридных) областях после сильных дождей. Сравнительно недавно в этих областях выпадало гораздо больше осадков и существовали постоянные речные потоки. Теперь же прорезанные ими долины большую часть времени остаются сухими, но представляют собой естественные каналы, способные пропускать большие количества поверхностных вод, которые устремляются в них из горных областей после дождей. Такие временные потоки вбирают в себя из небольших оврагов и сухих долин огромное количество рыхлого обломочного материала; достигнув равнины у подножия гор, воды потоков широко растекаются, происходит быстрое осаждение

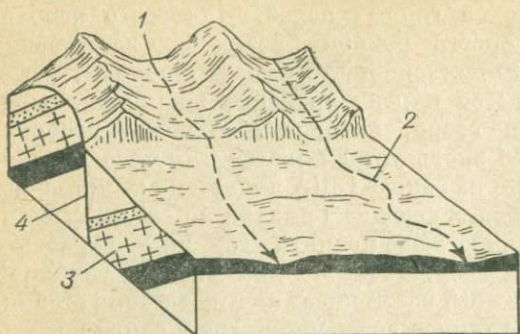


Рис. 21. Перенос и отложение обломочного материала в засушливых предгорных районах.

1 — сухое русло; 2 — периодически действующий (временный) поток, сносящий обломочный материал с обнаженной поверхности пород; 3 — коренные породы; 4 — сброс; 5 — вадь (сухая долина); 6 — проluvальный конус выноса; 7 — временное мелководное озеро; 8 — отложения предгорной равнины (бахадь); 9 — граниты.

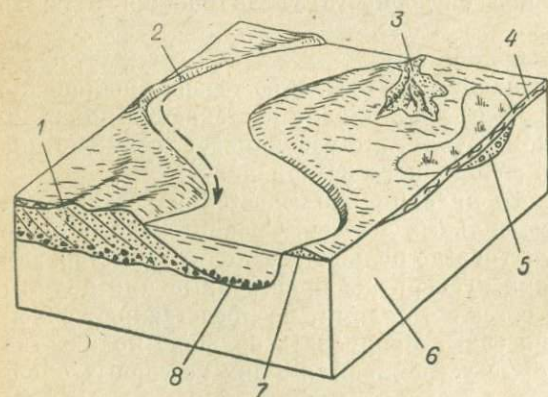
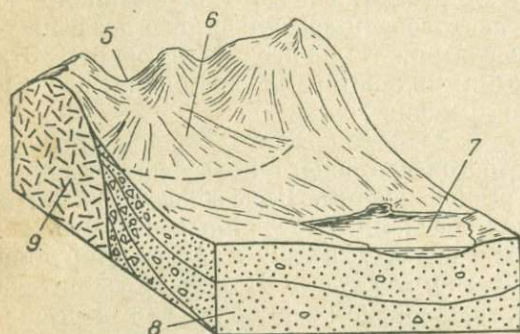


Рис. 22. Отложения в пойме меандрирующей реки.

1 — косослоистые пески береговых валов; 2 — подмытый берег; 2' — отложения отшнурованного залива; 3 — тонкие илы пойменного болота; 4 — старца; 5 — древний аллювий; 6 — береговой вал; 7 — русловый (остаточный) галечник.

обломочного материала, из которого возникают характерные формы рельефа — так называемые конусы выноса*.

Когда это явление регулярно повторяется в предгорных областях, имеющих только внутренний сток, конусы выноса постепенно смыкаются и возникает сплошная полоса (шлейф) обломочных отложений, поверхность которых образует пролювиальную предгорную равнину (бахаду). При этом воды временных потоков могут стекаться в небольшие озера, ложа которых, однако, большую часть времени остаются сухими, так как вода из таких водоемов, не имеющих постоянного питания, быстро испаряется. Если же временные потоки достигают реки, впадающей в море, то они постепенно сносят весь обломочный материал со склонов, в результате чего образуется предгорная равнина, выработанная в коренных породах (педимент). Оба варианта транспортировки и отложения обломочного материала в предгорных засушливых областях показаны на рис. 21.

Аналогичная быстрая аккумуляция речных отложений происходит и у подножий недавно образовавшихся горных хребтов. При воздымании Альп к северу и югу от них возникли глубокие депрессии, которые в результате быстрой эрозии горных вершин заполнились обломочным материалом и известны теперь как центральное плоскогорье Швейцарии и долина р. По в Северной Италии.

Большинство речных отложений формируется в реках с нормальными, не слишком широкими руслами и встречается главным образом вблизи устьев рек. Отложения речной долины весьма разнообразны (рис. 22), что обусловлено постоянными изменениями скорости течения и нагрузки реки обломочным материалом, а также перемещением ее русла по поверхности поймы. На дне реки обычно образуются линзообразные слои гальки и гравия, перемешанных с песком и глиной. Этот материал река перемещает только в периоды паводков, все остальное время он остается на месте, поэтому образованные им отложения называются остаточными. Когда река выходит из берегов, она формирует береговые валы, тоже сложенные крупным материалом, который осаждается в связи с замедлением течения в краевых частях русла. В то же время в результате разлива реки в пойме появляются тонкие песчаные и иловые отложения. Еще более тонкий материал отлагается в изолированных отстойных водоемах — участках бывшего русла реки (старицах); их стоячие воды быстро заполняются разнообразными осадками, органическим материалом и заселяются водной растительностью. Вдоль бортов речной долины часто наблюдаются террасы, сложенные древним аллювием, который отложился на дне долины еще до того, как река, испытав омоложение, врезалась в собственные отложения; террасы часто

* В советской геологической литературе отложения, слагающие конусы выноса временных потоков, нередко называются пролювием. — *Прим. пер.*

покрыты тонким поверхностным слоем гравия и хорошо проницаемыми почвами.

Дельты и эстуарии. Дельты и эстуарии наблюдаются в устьях рек. Дельты образуются у тех рек, которые выносят в устья большое количество наносов, а эстуарии — у рек, которые в устьевых частях мало нагружены обломочным материалом.

Дельты. Они представляют собой участки суши, вытянутые в сторону моря. Формирование дельты происходит, когда речные наносы осаждаются сразу же при впадении реки в море или озеро и когда количество обломочного материала, доставляемого рекой, настолько велико, что он не успевает уноситься волнами или прибрежными течениями. Многие особенности дельты зависят от взаимодействия вод реки с водами моря или озера, в которые она впадает.

1. Если река впадает в пресное озеро (например, в Каспий), то речные воды легко смешиваются с озерными, растекаясь в них веерообразно, и быстро освобождаются от обломочного материала, который осаждается широким полукругом, постепенно выдвигаясь в сторону озера. Дельта Волги до недавнего времени продвигалась в Каспий со скоростью 1 км за каждые 3 года, но сейчас это движение приостановилось из-за того, что край дельты достиг слишком больших глубин.

2. Если река несет слишком большое количество взвешенного обломочного материала, то при ее впадении в пресное озеро образуется густой мутьевой поток, который погружается («ныряет») в толщу чистой озерной воды. Такое явление наблюдается на р. Роне в месте ее впадения в Женевское озеро, куда река приносит большое количество обломочного материала из альпийских ледников. Утяжеленные воды быстро погружаются в глубь озера до самого дна, где они постепенно выработали глубокую подводную траншею. Большая часть обломочного материала выносится по этой траншее в глубоководную центральную часть озера, где и осаждается. Благодаря этому у Роны образовалась очень маленькая дельта, а ее воды на выходе из озера становятся совершенно чистыми.

3. Когда река впадает в море, то ее воды, обладающие обычно меньшей плотностью, чем морские, растекаются по поверхности морских вод в виде отдельных потоков. Течение в них постепенно замедляется, из выпадающего на дно обломочного материала образуются параллельные потокам валы крупных наносов, возвышающиеся над морем. Постепенно эти валы становятся берегами потоков (береговыми валами), намываются все выше, пространство между ними заполняется более тонкими болотно-пойменными и морскими наносами и, наконец, все вместе сливается в единую дельту, расчлененную рядом расходящихся протоков, на которые оказывается разделенным русло реки. Указанное явление хорошо иллюстрирует современная дельта р. Миссисипи (рис. 23), которая в плане имеет характерную форму «птичьей лапки». Мощностью

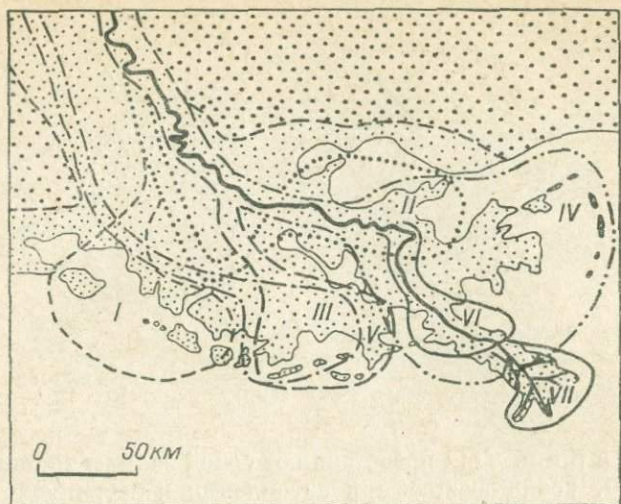


Рис. 23. Развитие дельты р. Миссисипи за последние 3000 лет. I—VII — последовательные положения дельты: I — 3000 лет назад; III — 1500 лет назад; IV — субдельта Сен-Бернар; V — 1000 лет назад; VII — субдельта Белиз, последние 100 лет.

дельтовых отложений Миссисипи — несколько тысяч метров. Своим строением они напоминают пачку неровно сложенных древесных листьев, каждый из которых соответствует одному из положений дельты реки и связанным с ним отложениям; при этом прожилки каждого листа отвечают протокам, на которые разделяется река при соответствующем положении дельты, и связанным с ними отложениям береговых валов, а основное тело листа — тонким болотно-пойменным и морским отложениям, заполняющим пространство между береговыми валами (рис. 24).

По мере заполнения дельтовых протоков наносами их уклон и пропускная способность постепенно уменьшаются, что все более препятствует нормальному стоку вод, пока наконец река не размост полностью или не прорвет в каком-либо месте выше по течению свой береговой вал и не примет новое направление течения, нередко пересекая и размывая предшествующие болотно-пойменные и морские отложения. Таким путем дельта реки может постепенно переместиться и занять новое положение. У Миссисипи установлено семь положений дельты, которые она принимала за последние 3000 лет; в наши дни течение этой реки искусственно регулируется. Громадный вес накапливающихся в устье Миссисипи осадков, а она выносит каждые три года не менее 1 км^3 обломочного материала, служит причиной проседания и уплотнения дельтовых отложений, что сопровождается постепенным погружением ранее оставленных рекой участков дельты под уровень моря.

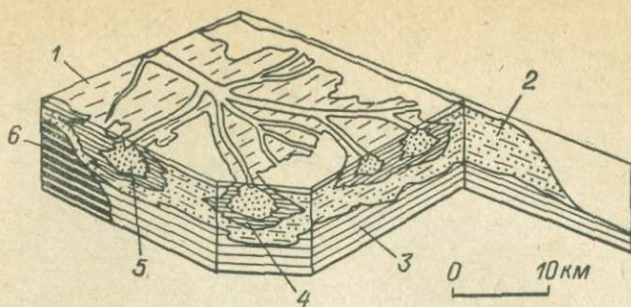


Рис. 24. Строение и отложения типичной дельты.

Отложения: 1 — подземных проток и пойменных болот; 2 — прибрежные пески и илы; 3 — морские глины; 4 — болотно-пойменные; 5 — русловые; 6 — предельтовые.

Эстуарии. Они представляют собой заливы воронкообразной формы, возникающие при затоплении и расширении устьев крупных рек. Наиболее типичные эстуарии наблюдаются в устьях рек, впадающих в моря и выносящих туда незначительные количества осадков. Устья многих рек оказались широко открытыми в море в результате послеледникового подтопления. Одним из наиболее хорошо изученных является эстуарий р. Темзы, большинство других рек Великобритании имеют эстуарии аналогичного строения.

На рис. 25 показано различие между осадками внешнего и внутреннего эстуариев Темзы. Илы внутреннего эстуария отлагаются при встрече пресных и соленых вод: течение практически прекращается между мостом Ватерлоо и Вулвичем, и в этом месте отдельные глинистые частицы в пресной воде получают возможность флокулировать (т. е. слипнуться в хлопья), а затем осесть на дно реки. Здесь, на дне, жидкий слизистый ил отстаивается,

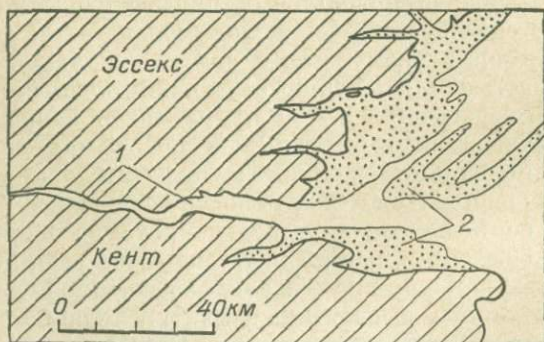


Рис. 25. Форма и отложения эстуария р. Темзы.

1 — илы внутреннего эстуария; 2 — пески внешнего эстуария.

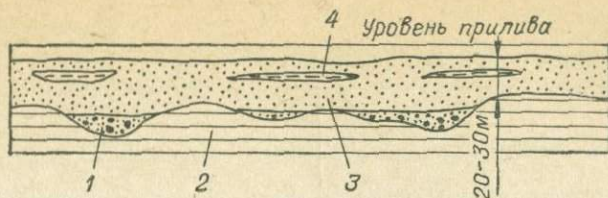


Рис. 26. Разрез отложений эстуария р. Темзы.

1 — отложения древних русел; 2 — лондонские глины; 3 — пески; 4 — линзы глин.

при отливе он может быть захвачен и вынесен в море сильным русловым течением, но этого не происходит, так как ил успевает быстро захорониться в защищающих его от размыва углублениях дна. Поэтому землечерпальные снаряды должны практически постоянно вести очистку судоходных фарватеров, особенно в зимнее время, когда Темза несет особенно много ила в виде суспензии.

Во внешнем эстуарии отлагаются пески. Они перекрывают погребенные древние русла, глубоко врезанные в коренные породы в соответствии с низким положением уровня моря, существовавшим во время последней фазы оледенения. Песчаный материал поступает из ледниковых отложений Северного моря и из современных наносов Рейна и скапливается на отмелях, разделенных приливно-отливными промоинами. Из последних песок выносится течениями, дно промоин покрыто только грубым обломочным материалом (галькой, раковинами, обломками затонувшей древесины и т. д.).

Изучение отложений эстуария Темзы важно в связи со строительством противоприливной дамбы и мелиорацией заболоченных земель. Необходимо знать, например, будет ли противоприливная дамба способствовать перемещению зоны образования илов ниже по течению реки и не вызовет ли она затруднений в эксплуатации новых портовых сооружений. Мелиорация заболоченных земель потребует больших усилий и немалых затрат в связи с неустойчивостью подстилающих водонасыщенных отложений (рис. 26). Кроме того, она ограничит сток вод в эстуарий, что тоже может отрицательно сказаться на водном режиме портовых доков.

6. Озера, моря и океаны

ОЗЕРА

Озера являются характерным элементом молодых речных систем и со временем обречены на исчезновение вследствие заполнения обломочным материалом, приносимым реками. В речном

Происхождение	Примеры
Движения земной коры	
Прогибание земной поверхности	Каспийское море (СССР); Виктория (Африка), Лох-Ней (Сев. Ирландия) Кьога (верховья Нила, Уганда)
Опрокидывание (обратный наклон) речных долин	Танганьика (Африка); озера Большого бассейна (США)
Рифтовые долины — зоны опускания по разломам	Жу (горы Юра, Швейцария)
Сбросо-сдвиговые зоны	
Вулканизм	
Кольца вулканического пепла	Маары (горы Эйфель, ФРГ)
Вулканические кратеры и кальдеры	Крейтер (Орегон, США)
Лавовые барьеры поперек речных долин	Тивериадское (на границе Израиля и Сирии)
Эрозия	
Ледниковые эрозионные впадины	Озера в области Канадского щита и Финляндии
Ленточные озера	Фэлмир (Озерный округ, Великобритания)
Ледниковые цирки (кары)	Блиуотер (Озерный округ, Великобритания)
Дефляционные впадины	—
Впадины растворения	—
Осадкообразование	
Моренные барьеры	Гарда (Сев. Италия)
Неравномерное движение и отложение льда (ледниковые котлы)	Озера гляциальных равнин и долин (р. Туид, Великобритания)
Ледяные барьеры	Марджелен (Альпы); Глен-Рой (Шотландия)
Оползни и грязевые потоки (сели)	—
Речные отложения (старицы)	Озера в низовьях долины Миссисипи
Прибрежные лагуны, отшнурованные косами (барами) и песчаными дюнами	Озера в Юго-Западной Франции; Чесил-Бич (Дорсетшир, Великобритания)
Биогенные и техногенные процессы	
Коралловые барьерные рифы	Озера на побережьях Тихого океана
Бобровые запруды	Водоемы в Йеллоустонском национальном парке (США)
Искусственные дамбы	Вдхр. Кариба (Южная Родезия)
Искусственные выемки — гравийные карьеры, торфяные выработки	Водоемы в Норфолке (Великобритания)

Происхождение	Примеры
Падение метеоритов (метеоритные кратеры)	Озеро в кратере Ашанти (Гана)

Примечание. Возникновение многих озер обусловлено сочетанием нескольких факторов. Например, оз. Лох-Несс (Великобритания) образовалось в ледниковой впадине, выработанной вдоль линии разлома; Тивериадское — в рифтовой долине, перегороженной, как дамбой, лавовым потоком; впадины Великих озер Северной Америки были выработаны языками ледникового покрова, перегорожены конечными моренами и приподняты в северной части вследствие явления изостатического выравнивания. — *Прим. автора.*

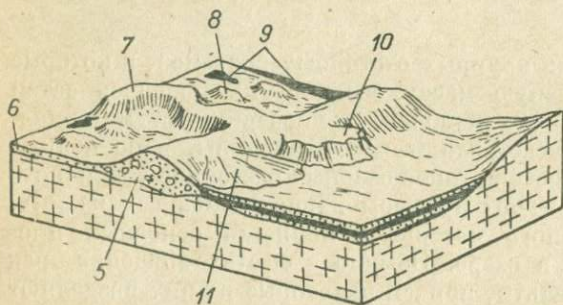
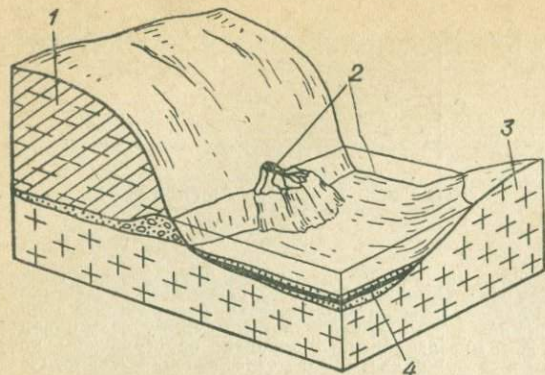
стоке озера играют роль крупных отстойных водоемов, в которые реки сбрасывают основную массу осадков, превращаясь затем в потоки, несущие только наиболее тонкозернистый материал. По существу озера представляют собой впадины, заполненные водой. В табл. 7 дан перечень типов озерных бассейнов различного происхождения и приведены примеры наиболее важных из них.

Накопление осадочного материала является основным процессом, происходящим в озере. Обычно в местах впадения рек в озерах образуются дельты, причем некоторые из них разделяют озера на две части вследствие того, что дельтовые отложения простираются поперек всего озера. Примером может служить коса, разделяющая озера Баттермир и Краммок в Озерном округе. Наиболее крупные обломки оседают вблизи устья реки, а песчаный и глинистый материал может быть вынесен далеко в озеро. Органическое вещество, в частности раковины, а также многочисленные растительные остатки, становятся важной составной частью отложений лишь в центральных частях больших озер. В мелких озерах холодных районов мира, например в Северной Швеции, вблизи берегов нередко образуется болотный железняк.

В озерах, питающихся тальми ледниковыми водами, в результате сезонной периодичности осадконакопления образуются так называемые *ленточные глины* — характерные по облику тонко-полосчатослоистые породы. Так, в отложениях на дне Цюрихского озера (Швейцария), куда осадочный материал поставляют реки, вытекающие из альпийских ледников, наблюдается частое чередование тонких темных лент (слоек) глины, богатой органическим материалом, с более мощными светлоокрашенными песчаными слоями, содержащими карбонат кальция. Глинистые слои образуются зимой, когда в связи с понижением температуры обводненность и скорость течения рек резко уменьшаются, в результате чего они приносят очень мало обломочного материала, и к тому же преимущественно тонкого. Песчаные слои образуются летом, когда реки получают возможность выносить

Рис. 27. Отложения ледниковых покровов.

1 — лед; 2 — дельта подледной реки; 3 — коренные породы; 4 — сезонные отложения (ленточные глины); 5 — конечная морена; 6 — валунные глины; 7 — эскер (оз); 8 — друмлины; 9 — озера; 10 — кам; 11 — конус намывания.



значительно большее количество разнообразного обломочного материала с активно тающих ледников. Ленточные глины чаще всего накапливаются в озерах, расположенных между этими ледниками и цепью предгорных возвышенностей (рис. 27).

Тщательный анализ ленточных отложений позволяет с высокой точностью датировать геологические процессы, приводящие к их образованию; на этой основе удалось, в частности, установить время отступления последнего материкового ледника с территории Северной Европы. Сезонные слои ленточных глин, образовавшиеся в разные годы, различаются по мощности и текстурным особенностям, так что сравнительно легко могут быть сопоставлены в различных ледниковых озерах и, таким образом, прослежены на большие расстояния.

Соленые озера — главные очаги химического осадкообразования в засушливых областях, особенно там, где местный сток осуществляется исключительно в эти замкнутые внутренние бассейны, а не в открытое море. По мере испарения воды из таких озер концентрация содержащихся в ней солей постепенно увеличивается, и в конце концов оставшийся раствор настолько насыщается солями, что они начинают осаждаться. В Мертвом море (которое в действительности является внутренним озером) концентрация солей в десять раз больше, чем в водах Мирового океана.

Тип соли, отлагающейся во внутренних озерах, зависит от того, какой химический материал был внесен в озеро из окружающих пород, а также от интенсивности испарения. На берегах ольшого Соленого озера в штате Юта (США) залегают слои карбонатных солей, образовавшихся в то время, когда озеро покрывало большую, чем сейчас, территорию; на дно озера осаждается хлористый натрий (поваренная соль). Южнее, в штате Невада, расположена целая серия небольших мелководных озер, в которых отлагается углекислый натрий.

Одним из наиболее интересных внутренних водоемов рассматриваемого типа является зал. Кара-Богаз-Гол (СССР) (рис. 28). Через узкий пролив в него постоянно поступает вода из Каспийского моря, причем соленость ее составляет всего $\frac{1}{3}$ нормальной солености морской воды. В мелком хорошо прогреваемом заливе вследствие быстрого испарения соленость воды почти в десять раз превышает соленость морской воды. Соли осаждаются, образуют на дне залива соленосные слои, причем карбонат кальция и гипс перекрываются сульфатом натрия (глауберовой солью).

Из морских вод, заполняющих прибрежные лагуны в аридных зонах, осаждение солей происходит в определенной последовательности начиная с того момента, когда воды приобретают относительно постоянный состав и содержат 3—5% растворенного вещества, в основном хлористого натрия. Окислы железа и карбонат кальция осаждаются после испарения половины морской воды, гипс — после испарения $\frac{4}{5}$, а хлористый натрий — $\frac{9}{10}$ первоначального объема воды; рапа магниевых и калиевых солей — по мере дальнейшего испарения. Такой порядок осаждения полностью соответствует растворимости этих минералов.

В той же последовательности происходило выпадение солей из морской воды в Пьяно-дель-Сале в Эфиопии. Раньше это был залив Красного моря, но затем серия лавовых потоков отрезала его от морского бассейна и превратила в своеобразную чашу-испаритель громадных размеров в условиях пустынного климата. В основании отложений этого бассейна залегают гипс, обрамляющий его по периферии, а центральная часть бассейна покрыта каменной (поваренной) солью на площади, имеющей 30 км в поперечнике. В самой середине на каменной соли залегают слои углекислого калия (поташа). Первоначальный бассейн имел глубину 300 м, но из такой толщи морской воды смог отложиться всего лишь 5-метровый пласт солей. И это при том, что здесь, по-видимому,

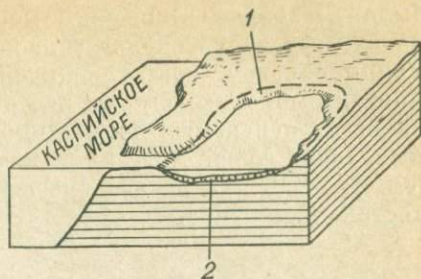


Рис. 28. Кара-Богаз-Гол — внутренний соленый водоем.

1 — старые отложения соли; 2 — новые слои соли.

было несколько вторжений моря, прежде чем лавовый барьер на входе в залив окончательно достиг своей теперешней высоты. Таким образом, повторяющихся вторжений моря и постоянного притока морских вод еще недостаточно для того, чтобы компенсировать испарение, необходимое для образования таких громадных толщ солей, как на Штасфуртском месторождении в ГДР (см. табл. 9) или на недавно открытом месторождении на северо-востоке Йоркшира.

МОРЯ И ОКЕАНЫ

Как уже отмечалось, земная поверхность более чем на 70% покрыта водой, причем на 80% своей площади океаны имеют глубины более 3000 м. Эта обширная сфера Земли (гидросфера) — одна из самых труднодоступных для изучения, и объем наших знаний о ней растет очень медленно. Правда, сейчас многие государства, используя современные методы и технические средства, предпринимают все более интенсивные попытки исследования морских и океанических глубин. Получаемые при этом сведения представляют исключительный интерес для геологов, так как моря и океаны — это не только непосредственно изучаемая ими сфера нашей планеты, но и область, в которой сформировалось большинство наблюдаемых ныне осадочных пород и обитала основная часть погребенных в них ископаемых организмов.

Особенности океанического дна. Вблизи границы океанов и суши на земной поверхности существуют мелководные, так называемые эпиконтинентальные (краевые) моря, которые образуются в результате покрытия океаническими водами окраин континентов (рис. 29). Здесь происходит интенсивное отложение осадков, что в конечном итоге приводит к образованию

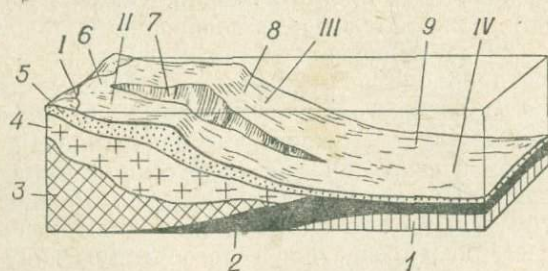


Рис. 29. Строение океанического дна вблизи континентов.

Зоны морского осадкообразования: I — литоральная, находится у самого берега и обнажается во время отлива; II — неритовая, тяготеет к континентальному шельфу; III — батинальная, соответствует континентальному склону; IV — абиссальная, соответствует дну океана. 1 — материк; 2 — океаническая кора; 3 — породы фундамента; 4 — коренные породы; 5 — неуплотненные осадки; 6 — континентальный шельф; 7 — подводный каньон; 8 — континентальный склон; 9 — абиссальные равнины.

новых горных пород и участков суши. Эта неглубокая, с пологим дном область океанов, которая называется континентальным шельфом, почти непрерывно прослеживается вдоль периферии материков, достигая по ширине нескольких сотен километров. За областью шельфа на глубине 150—200 м начинается континентальный склон (уступ), где пологое морское дно быстро увеличивает свой наклон в сторону океана. В верхней части наклон составляет 1:100, а при переходе к следующей области океанического дна — абиссальной (глубоководной) равнине — он постепенно уменьшается до 1:1000. Абиссальные равнины — это плоские участки подводного рельефа, которые занимают значительную часть океанического дна и соединяются между собой глубокими ущельями (долинами), выработанными в разделяющих равнины подводных возвышенностях и горных хребтах. Чрезвычайная уплощенность абиссальных равнин, по-видимому, обусловлена равномерным разносом и отложением на них обломочного материала, сползающего сюда по континентальным склонам.

Края шельфа часто бывают глубоко изрезаны подводными каньонами, которые простираются далеко вниз по континентальному склону. Эти каньоны могут быть врезаны в твердые породы и осадки на глубину до 1000 м. Они имеют крутые борта и сложную систему боковых разветвлений. Многие из них являются подводным продолжением крупных речных долин (например, долин рек Гудзона и Конго), но некоторые совершенно не связаны с речными системами. Первоначально предполагалось, что все подводные каньоны были прорезаны реками, текшими поперек шельфа и континентального склона, и что произошло это в ледниковый период, когда уровень океана был ниже современного, и, следовательно, шельф и континентальный склон были сушей. Этому, однако, противоречил тот факт, что некоторые каньоны продолжают до глубины 3000 м, между тем как уровень океана не мог, конечно, понижаться до такой отметки. В то же время недавние исследования показали, что морские воды, обильно насыщенные взвешенными осадками и приведенные в движение штормами, нередко настолько бурно низвергаются вниз по континентальному склону, что вызывают разрыв подводных кабелей и даже разрушение крепких коренных пород. Столь активные и грандиозные по масштабам придонные течения, получившие название мутьевых потоков, могут действительно являться основной причиной эрозии морского дна и образования подводных каньонов.

В более глубоких областях океанов развит, как уже отмечалось, расчлененный рельеф — с обширными плоскими равнинами, широкими плавными поднятиями, отдельными подводными горами (пиками), хребтами и глубоководными впадинами (желобами). Океанические поднятия могут занимать многие сотни квадратных километров, плавно воздымаясь над дном

океана и лишь изредка резко осложняя его поверхность; примером такого поднятия может служить возвышенность Роккол в Северной Атлантике. Отдельные подводные горы (в Тихом океане они называются гайотами) представляют собой обычно конусовидные пики, усеченные вершины которых находятся на глубине до 1000 м от поверхности океана. Возможно, что такие горы имеют вулканическое происхождение, но их вершины срезаны эрозией; не исключено также, что громадный вес слагающих эти горы вулканических пород вызывает проседание участков земной коры, на которых они расположены. Вообще же подводные вулканы обычны для океанических областей; они извергают огромное количество материала, за счет которого нередко поднимаются над поверхностью океана и сохраняются в надводном положении в течение длительного времени. Некоторая неопределенность в оценке происхождения этих характерных для океанов образований отражает общий низкий уровень наших знаний относительно большинства форм подводного рельефа. Интенсивность исследований океана значительно возросла только начиная с 1960 г., и сейчас их результаты постепенно приобретают широкую известность.

Типичным примером океанического хребта является грандиозный Срединно-Атлантический хребет, занимающий почти треть ширины дна Атлантического океана. Известный еще в XIX в., этот хребет долгое время считался уникальным, пока недавние исследования не обнаружили, что он продолжается в Индийском и Тихом океанах, хотя здесь хребты не занимают центрального положения на океаническом дне (рис. 30). Срединно-Атлантический хребет в центральной, самой высокой, части разделен на два гребня узким вытянутым грабеном — рифтовой долиной — и, кроме того, осложнен с обеих сторон сериями параллельных ему более низких хребтов, высота которых уменьшается постепенно, по мере удаления от центра всей горной системы. Отдельные выступающие над поверхностью океана части хребта — пики и цепи вершин (острова) — являются зонами повышенной вулканической активности; возможно, что и весь хребет сформирован вулканическими породами. Примечательно, что большинство землетрясений связано почти с теми же, что и вулканы, областями (см. рис. 88) наиболее повышенной внутренней активности и подвижности (сейсмичности) земной коры.

Восточно-Тихоокеанский хребет менее отчетливо выражен в рельефе дна океана, но также состоит из аналогичных параллельных ему по простиранию горных гряд, расположенных по обеим сторонам от осложненного рифтом гребня хребта. В районе Калифорнии Восточно-Тихоокеанский хребет выходит на побережье Североамериканского континента.

Глубоководные впадины (желоба) являются самыми пониженными участками океанов; нередко их глубина в два раза превышает среднюю глубину океанического дна, а у

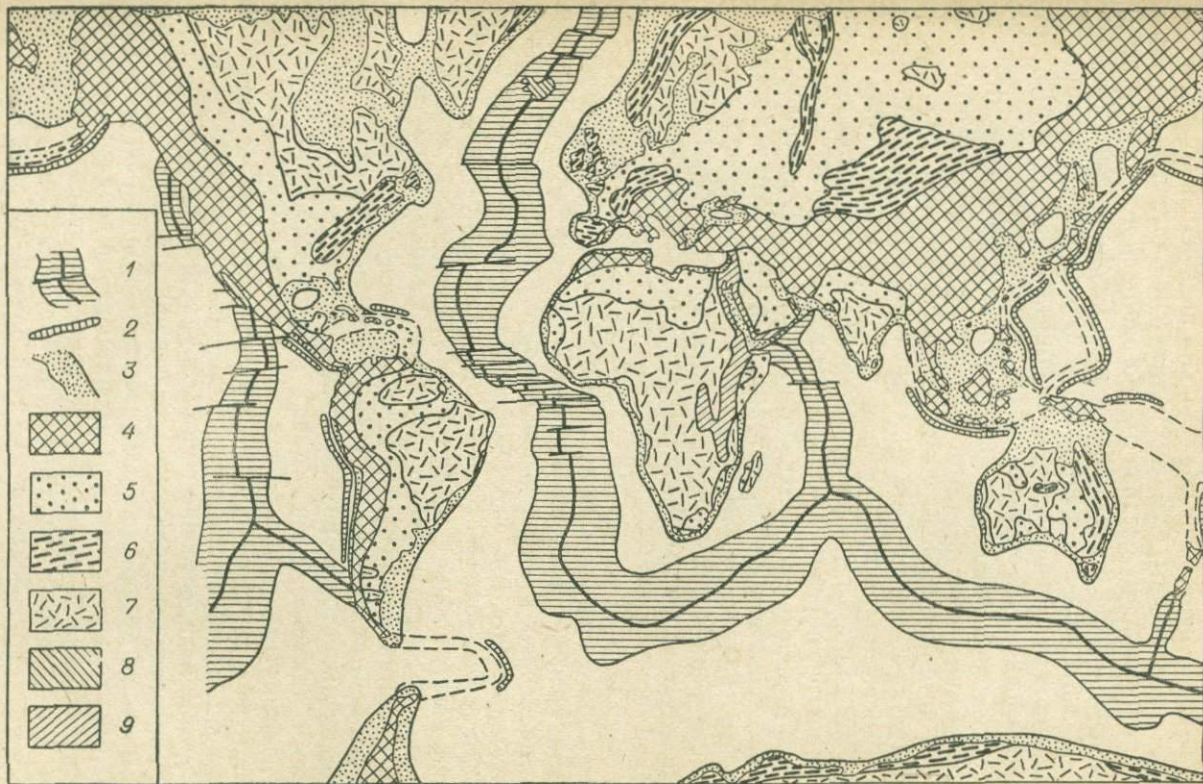


Рис. 30. Основные структурные области океанов и континентов.

Океаны: 1 — океанический хребет, 2 — глубоководная впадина. *Континенты:* 3 — континентальный шельф, 4 — третичные горы, 5 — осадочные бассейны, 6 — палеозойские горы, 7 — докембрийские щиты, 8 — вулканический остров, 9 — рифтовая долина.

самой глубокой впадины дно опущено ниже поверхности океана более чем на 11 000 м (см. табл. 3). Длина впадин достигает нескольких тысяч километров, а ширина не превышает 100—200 км; обычно они протягиваются параллельно цепочкам вулканических островов (к югу от Явы, Суматры и Алеутских островов; восточнее Филиппин и Японских островов) либо вдоль систем горных хребтов (к западу от Анд в Южной Америке). Глубоководные впадины тоже тяготеют к зонам повышенной сейсмической активности, обусловленной высвобождением огромных количеств энергии, накапливающейся за счет внутреннего напряжения в верхних оболочках Земли (землетрясения рассматриваются в гл. 13).

Морская вода. Как известно, морская вода имеет горько-соленый вкус, который придают ей минеральные химические соединения (преимущественно соли), вымытые из горных пород и в растворенном состоянии принесенные в море реками. Почти весь поступающий таким путем слаборастворимый углекислый кальций извлекается из морской воды живущими в море организмами. В результате морская вода становится раствором преимущественно хорошо растворимых солей, которые не используются морскими существами. Главной среди этих солей является хлористый натрий — поваренная соль (составляющая более 77% всех солей), за ней следует хлористый магний (11%); в меньших количествах в морской воде присутствуют другие соли магния, кальция и калия.

Общее соотношение различных минеральных соединений в земной коре колеблется незначительно, тем не менее суммарное содержание солей в водах разных морей (их соленость) существенно меняется. Это обусловлено различиями в количестве атмосферных осадков, попадающих в моря, в скорости испарения вод с их поверхности, в величине притока пресных речных вод и в характере связи морей с океанами. Средняя соленость вод в океанах составляет $35^{0/00}$ *; несколько выше средней соленость вод такого почти изолированного от океана бассейна, как Красное море ($38,8^{0/00}$), которое находится к тому же в области сухого и жаркого климата; соленость вод Балтийского моря намного ниже средней ($7,8^{0/00}$), оно тоже слабо связано с океаном, но расположено в области с обильными атмосферными осадками и большим притоком речных вод.

В морской воде, особенно в ее поверхностном слое, растворено также определенное количество кислорода, необходимого для жизни морских организмов. Обитающие в морях растения распространены только до глубины проникновения солнечного света, обеспечивающего фотосинтез. Содержание углекислого газа в морской воде с глубиной увеличивается, а в таких застойных бассейнах, как Черное море и некоторые глубокие фиорды,

* Соленость вод измеряется в особых единицах — промилле ($^{0/00}$). Это — масса растворенной соли, г на 1 кг воды. — *Прим. пер.*

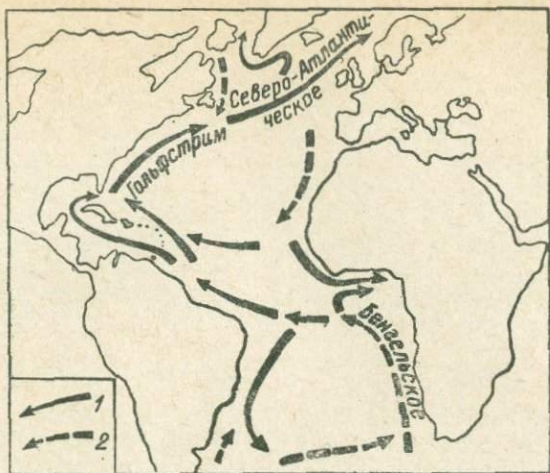


Рис. 31. Циркуляционные течения в Атлантическом океане.

Течения: 1 — теплые, 2 — холодные.

отмечается полное отсутствие кислорода в придонном слое воды.

Движение океанических вод. Наиболее крупномасштабными движениями водных масс в океанах являются циркуляционные течения, возникновение которых обусловлено существованием глобальных различий в температуре и солености вод. Холодные воды высоких и умеренных широт имеют большую плотность, чем теплые воды тропиков, и поэтому движутся по направлению от полюсов к экватору, постепенно опускаясь под поверхностные слои этих более легких тропических вод, которые направляются соответственно в сторону полюсов. На рис. 31 показана циркуляция вод в Атлантическом океане. Существует другой тип крупных течений — дрейфовые, или ветровые. Это перемещения поверхностных вод, гонимых дующими над ними преобладающими ветрами; направления этих течений, так же как и циркуляционных, изменяются в зависимости от формы континентов. Северо-Атлантическое дрейфовое течение, например, тесно связано с западными ветрами, преобладающими в этой зоне Атлантики, причем между течением и ветрами установилось своеобразное взаимодействие: пока ветры гонят к востоку теплые воды Гольфстрима, последние согревают воздушные массы, проходящие в частности над Великобританией, что смягчает погодно-климатические условия на ее территории (см. рис. 31).

Характерной формой движения океанических вод являются приливы и отливы — колебания уровня океанов, вызываемые притяжением Луны и Солнца. В открытом океане приливно-отливные движения почти незаметны, но когда они возникают,

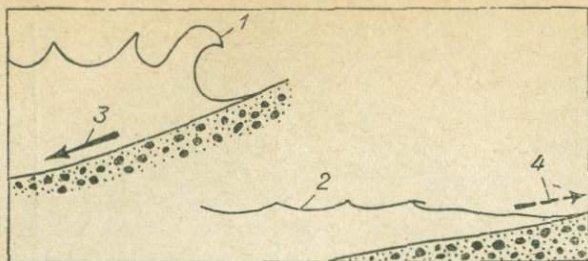


Рис. 32. Типы волн.
 1 — разрушающая; 2 — конструирующая; 3 — донное противотечение; 4 — прибойный накат.

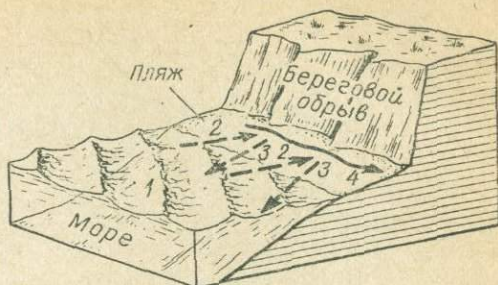
например, в узком проливе, то вызывают сильные локальные течения, обусловленные большим перепадом между приливным и отливным уровнями вод. Так, в Ливерпуле разница между уровнями прилива и отлива достигает 10 м, возникающие здесь приливо-отливные течения настолько сильны, что полностью очищают от наносов морские каналы у входа в порт. К числу мест, где отмечаются наиболее сильные приливо-отливные колебания поверхности океанических вод, относится зал. Фанди в Канаде.

Волновые движения вод вызываются периодическим сцеплением ветровых струй с поверхностью водных масс. Высота волн может достигать 16, но обычно даже в сильный шторм не превышает 10 м. Высота волны зависит от силы ветра, глубины воды и протяженности участка водной поверхности, на который воздействует ветер. Самые большие волны наблюдаются во время шторма на глубоких участках океана, удаленных от берега. Каждая волна представляет собой некоторый подъем и частичный сдвиг воды вблизи ее поверхности, который, однако, редко превращается в устойчивое движение водных масс в направлении дующего ветра. Дело в том, что при волнении воды ее частицы колеблются, точнее, движутся по вытянутым вертикальным траекториям (орбитам), а волны отражают только периодичность последовательного вовлечения частиц в это движение, поэтому волны как бы «проходят» сквозь массу воды, создавая только видимость ее направленного перемещения. С глубиной волновое движение воды довольно быстро затухает по мере уменьшения колебательных орбит ее частиц, тем не менее возможная глубина распространения волнения (базис волнения) при особенно высоких волнах — 200 м.

Когда волна достигает прибрежного мелководья, она замедляет свой бег, причем длина волны уменьшается, а высота, напротив, увеличивается. Вследствие этого масса воды в волне становится неустойчивой, и в конце концов ее гребень опрокидывается, волна разрушается, превращаясь в бурун. На рис. 32 показаны волны двух основных типов: конструирующие, которые приносят обломочный материал и формируют из него пляж, и разрушающие,

Рис. 33. Вдольбереговой дрейф обломочного материала.

Волны накатываются на берег под некоторым углом (1); галька выносится на пляж в направлении движения волн (2); затем она скатывается обратно в море в направлении максимальной крутизны берегового склона под действием донного противотечения откатывающихся волн (3); многократно повторяясь, эти колебания слагаются в результате в общее движение обломочного материала вдоль берега (4).



которые размывают пляж и уносят обломочный материал в море. Если волны подходят к берегу под некоторым углом, то они вызывают медленное движение обломочного материала (песка или гальки) вдоль побережья (рис. 33). В курортных зонах нередко используют этот естественный процесс прибрежного дрейфа, строят специальные волнорезы и молы для удержания движущейся гальки. Это защищает пляжи и набережные от разрушения волнами, но приводит к увеличению волновой эрозии на других участках побережья, где защитный галечный барьер существенно уменьшается.

Морская эрозия. Наиболее впечатляющим результатом эрозивной деятельности волн является размыв прибрежных пород, ведущий к образованию береговых обрывов (клифов). Побережье Йоркшира между м. Фламборо-Хед и эстуарием Хамбера отодвинулось (в сторону суши) за последние 1800 лет на 9 км в результате интенсивного подмыва и обрушения неустойчивых береговых обрывов в слабоуплотненных ледниковых отложениях; вследствие этого здесь прекратило свое существование более 30 поселков. Даже обрывы, сложенные устойчивыми породами, могут разрушаться с такой скоростью, что небольшие по протяженности речки, впадающие в море, получают возможность непрерывного омоложения за счет быстрого наступления моря в направлении их истоков.

Разрушение морских берегов идет значительно быстрее, когда они подвергаются прямому, наиболее сильному воздействию волн, не сдерживаемому, например, пляжами. Наглядным примером отступления береговых обрывов может служить побережье на северо-западе Девоншира и северный берег п-ова Корнуолл между м. Хартленд и г. Бюд (рис. 34). Обрывы в коричневых песчаниках севернее Садауна (о. Уайт) также иллюстрируют скорость морской эрозии берегов. Здесь на краю обрыва, нависавшем не менее чем на 2 м над его основанием, находилась кирпичная стенка, ограждавшая поле наверху обрыва. Зимой 1964—1965 гг. она вместе с частью обрыва обрушилась на пляж. Обвал явился следствием постепенного подмывания основания обрыва.

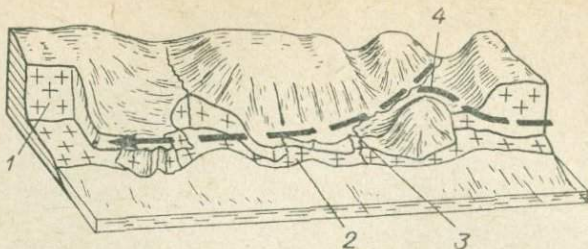


Рис. 34. Морская эрозия побережья в районе м. Хартленд (Северный Девоншир).

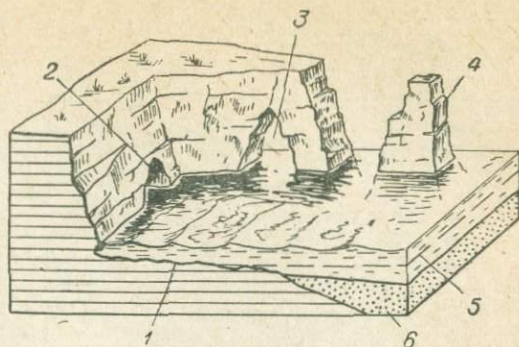
1 — коренные породы; 2 — волноприбойная терраса в коренных породах; 3 — водопады; 4 — скала. Море постепенно врезалось в старую речную долину, показанную стрелкой, и расчленило ее на ряд висятых долин, из которых в зону прилива низвергаются водопады.

Некоторые береговые обрывы подвергаются не только механическому, но и химическому — растворяющему — воздействию морских вод, что особенно характерно для обрывов, сложенных известняками и другими карбонатными породами. Например, меловые обрывы на м. Флампоро-Хед буквально испещрены многочисленными кавернами выщелачивания. Эрозия береговых обрывов совершается главным образом за счет активной силы волновых бурунов, нагнетающих воздух в трещины пород и с силой бросающих их обломки в основания обрывов. Во время зимних штормов волны обладают подчас такой силой, что способны даже сдвинуть огромные блоки пород, но все же основной эффект волнового воздействия на берега заключается в подмывании береговых обрывов, в своеобразном горизонтальном подпиливании их оснований. Захваченные морем обломки пород довольно быстро обтачиваются и приобретают форму округлых галек и валунов.

В результате морской эрозии и отступления линии береговых обрывов на их месте в прибрежной полосе моря на коренных породах вырабатывается волноприбойная терраса (или платформа), уровень которой соответствует низшей отметке отлива. Этот факт — свидетельство того, что волновая эрозия береговых обрывов происходит главным образом в интервале между высшей и низшей приливо-отливными точками, и действительно, в основании многих обрывов такая зона максимальной эрозии выражена в виде характерной волноприбойной ниши, вымытой волнами (рис. 35). После образования волноприбойной террасы волны могут докатываться до подножия обрыва, только преодолев связанный с ней участок мелководья, что существенно ослабляет силу их эрозионного воздействия; поэтому процесс разрушения и отступления береговых обрывов замедляется. «Резущее лезвие» моря становится менее действенным, и разрушительная обработка поверхности обрыва в большей степени ведется дождевыми потоками и силами общего выветривания.

Рис. 35. Эрозия береговых обрывов.

1 — волноприбойная терраса;
2 — пещера; 3 — арка; 4 —
изолированный утес; 5 — ур-
вень отлива; 6 — прибрежные
осадки.



Особенности строения тех или иных береговых обрывов зависят и от многих других факторов, включая рельеф местности и тип разрушаемых морем пород. Если к морю выходит низменная местность, то обрывы будут, естественно, менее внушительными, чем на холмистом или гористом побережье. Когда в зоне морской эрозии обнажаются осадочные толщи чередующихся пластов крепких и мягких (или рыхлых) пород, залегающих вертикально, то море разрушает их неравномерно: в слабых породах вымываются заполненные водой ущелья и бухты, а пласты устойчивых пород остаются в виде выдвинутых в море мысов. Именно так получилось, когда на берегу моря оказалось западное окончание гор Эксмур на севере Девоншира (рис. 36).

При подмывании морем береговых обрывов горные породы легче всего разрушаются в ослабленных местах, таких, как трещины, линии разрывов и плоскости напластования (трещины и разрывные нарушения описаны в гл. 12, а поверхности напластования — в гл. 8). В таких местах под действием волн нередко образуются глубокие щели и отверстия неправильной формы. Иногда в обрывах постепенно вырабатываются даже целые пещеры, причем две углубляющиеся навстречу друг другу пещеры на выступе берегового обрыва, которые развиваются вдоль одной и той же ослабленной зоны пород, могут соединиться и образовать арку; при дальнейшем размыве арка тоже разрушается и обваливается, оставляя в море только изолированный утес (скалу-останец) (см. рис. 35). После разрушения и таких обособленных массивов горных пород очередной участок побережья оказывается полностью уничтоженным. Возникновение утеса Денз-Дор, расположенного севернее Брод-Хейвена (Пембрукшир), — результат именно такой последовательности событий: сначала он был обособлен от берега, а теперь уже сам подтачивается морем.

Таким образом, основная эрозионная мощь моря сконцентрирована у его поверхности, между уровнями прилива и отлива, разрушительные же воздействия на больших глубинах относительно незначительны. Даже быстрые течения, устремляющиеся

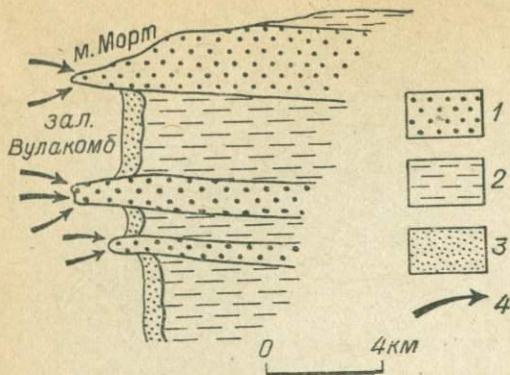


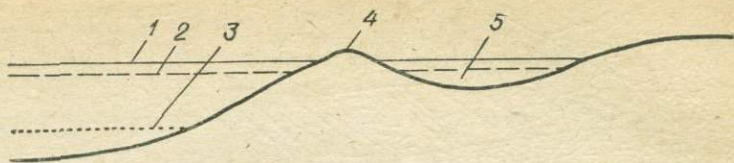
Рис. 36. Неравномерное разрушение побережья под действием морской эрозии.

1 — устойчивые грубозернистые песчаники; 2 — неустойчивые глинистые сланцы; 3 — прибрежные песчаные отложения; 4 — максимальная эрозия.

через узкие проливы, такие, как Па-де-Кале, всего лишь препятствуют отложению осадков, но не размывают берега.

Отложения морей и океанов. Осадочный материал, доставляемый в моря реками и поступающий в результате береговой эрозии, транспортируется в виде растворов, суспензий, путем перекатывания и волочения обломков пород по морскому дну. Сравнительно небольшое количество материала поступает из сползающих в моря ледников и приносится дующими с континентов ветрами. Естественно ожидать, что попавшие в море более крупные обломки останутся вблизи берега, тогда как тонкая пылеватая (глинистая) фракция будет выноситься далеко в море. Так, воды Атлантического океана на протяжении 320 км от берега окрашены за счет глинистого материала, выносимого р. Амазонкой; правда, подобные явления можно наблюдать лишь при очень большом количестве сносимого материала.

Мелководные отложения. Они образуются между берегом моря и краем континентального шельфа. Отложения, формирующиеся в приливно-отливной зоне, называются литоральными (прибрежными), остальные — неритовыми (отложениями открытого моря). На рис. 37 дана сводка наиболее типичных морских мелководных отложений (в таблице) и показано, к каким зонам шельфа они тяготеют. Существует определенное соответствие между положением каждой зоны шельфа относительно берега, ее энергетическим потенциалом (т. е. степенью активности волнения и течений) и характером формирующихся в ней отложений. Основные свойства отложений определяются также характером поступающего с суши материала разрушенных горных пород, в частности преобладанием в нем кластической (обломочной) или карбонатной составляющих. В соответствии с этим все рассматриваемые отложения сведены в таблице в две параллельные группы, включающие все кластические и все карбонатные отложения, между которыми располагаются многочисленные промежуточные разновидности. Зона лагун и приливных низин в прибрежной



Состав отложений		Активность водной среды			
		Низкая	Высокая	Низкая	Высокая
Преобладающий материал	Кластический	Тонкослойные илы	Косослойные хорошо сортированные пески и более грубый материал	Илы	Грубые русловые отложения с более тонким аллювием
	Карбонатный	Известняки, известковые илы (кальклотиты)	Оолиты	Тонкие карбонаты, подверженные доломитизации; в аридных условиях — соли (эвапориты)	
Органические остатки		Некоторые донные формы, скелеты плавающих животных и планктона	Различные формы жизни; скелеты быстро разрушаются волнением и течениями	Разнообразные формы: от приспособленных к водам низкой солености до типично морских; высокая соленость ведет к уменьшению разнообразия форм; много сверлящих организмов	Остатки наземных растений и животных
		Типично морские организмы			

Рис. 37. Отложения шельфа.

1 — уровень прилива; 2 — уровень отлива; 3 — базис волнения; 4 — бар; 5 — лагуна, приливная низина.

части шельфа может и отсутствовать, тогда между баром (прибрежным валом) и самим берегом нет водной преграды — они слиты в единую зону пляжа.

П л я ж и обычно формируются в виде вдольбереговых отмелей и насыпей, сложенных песком или галькой и расположенных в приливно-отливной зоне (рис. 38). Обломочный материал, образовавшийся при эрозии береговых обрывов, под воздействием

Рис. 38. Отложения пляжа.

1 — песчаные дюны; 2 — штормовой вал; 3 — трещины усыхания в илах; 4 — волноприбойные знаки; 5 — чередование линз галечников, песков и илов.

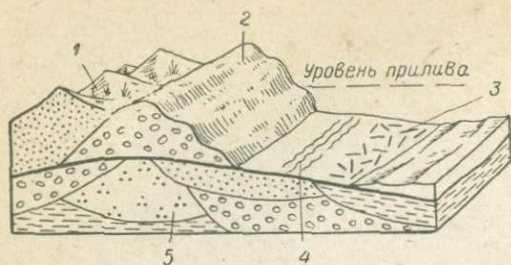


Рис. 39. Образование косы Херст-Касл.

1 — направление вдольберегового дрейфа гальки; 2 — болота в защищенной зоне позади косы; 3 — направление волнения.

Оконечность косы неоднократно разрушалась штормами, но всегда восстанавливалась в периоды затиший. Находящиеся позади косы болота периодически заливаются морем.



волн транспортируется вдоль берега, причем окатанная галька постепенно собирается в валы и гряды, а песок и ил скапливаются в виде почти плоских отложений полос. Состав пляжевых отложений определяется главным образом типами пород прилегающего побережья, а крутизна наклона пляжа — размерами слагающих его обломков.

Если крутизна подводного склона на значительном расстоянии от берега невелика, то возникает участок мелководья, куда волны проникнуть не могут и разрушаются у его края. Тогда в этом месте может сформироваться галечный или песчаный бар, который отделит участок мелководья от моря и превратит его в лагуну. Наиболее устойчивые бары — косы — образуются путем аккумуляции гальки и песка на продолжениях выступов морского побережья (мысов), когда перемещаемый вдоль них песчано-галечный материал попадает в зоны быстрого затухания волнения, возникающие в тех местах, где происходит крутой (нередко обратный) поворот береговой линии. Именно таким образом сформировалась коса Херст-Касл у западного входа в прол. Солент (рис. 39). Необходимый для ее образования галечный материал поступает с запада в результате вдольберегового дрейфа. Коса вытянута вдоль линии дрейфа и вдаётся в прол. Солент до того места, где в связи с резким поворотом берега волнение затухает и дрейф гальки прекращается.

Образование баров и кос отражает общую тенденцию вдольбереговых эрозионно-аккумулятивных процессов. Все они в целом направлены на выравнивание береговой линии: лагуны

и заливы постепенно отгораживаются от моря и заполняются осадками, а эстуарии сжимаются косами.

Отчлененные от моря лагуны благодаря их защищенности от разрушительного воздействия волн могут стать местом накопления разнообразных отложений. Для этих бассейнов характерны весьма спокойные и мелкие воды, более теплые, чем в море. В связи с этим лагуны обычно заселяются многочисленными животными и растениями и довольно быстро заполняются осадками, если только постоянно не промываются приливно-отливными течениями. В дальнейшем некоторые лагуны становятся застойными, сильно заросшими водоемами, которые по мере развития и отмирания растительности превращаются в болота, а позднее и в торфяники (например, лагуна Слэптон-Лей в Южном Девоншире). В засушливых областях, где в водоемы сносится с суши небольшое количество кластического материала, лагуны становятся бассейнами, в которых происходит химическое осаждение, так как их воды имеют высокую соленость в противоположность солоноватым (опресненным) бассейнам влажных областей. Продолжительное испарение вод приводит к выпадению различных солей. Лагуны аридных областей носят название с а б х а (sabkhas).

Отложения открытого моря (неритовые) могут быть разделены на две группы в зависимости от того, образуются ли они выше или ниже базиса волнения. Не считая участков морского дна, непосредственно примыкающих к устьям подтопленных рек, где могут аккумулироваться эстуариевые илы, практически на всей территории шельфа в открытом море происходит интенсивная сортировка донных осадков под воздействием течений и турбулентных движений воды, связанных с волнением. В этих условиях осаждение тонких илов невозможно, и в большинстве случаев преобладающими осадками здесь являются пески; они нередко содержат глауконит — характерный зеленый силикат железа, который образуется в химической обстановке, присущей таким глубинам моря.

В морях, воды которых имеют высокую концентрацию карбонатов, образуются оолиты; они представляют собой мелкие известковистые конкреции, формирующиеся путем многократного обволакивания песчаных зерен и мельчайших обломков раковин карбонатом кальция. В процессе образования оолиты длительное время перекачиваются по дну на мелководье, в результате чего приобретают округлую форму и скорлуповатое строение; отсюда происходит и их название (по-гречески «οοη» — яйцо, «lithos» — камень). В настоящее время оолиты образуются, например, в мелководной юго-западной части Персидского залива. Если на берегах тех же морей обнажаются сравнительно молодые пористые известняки, которые воздымаются над поверхностью моря, но могут заливаться и пропитываться его водами во время прилива, то при этом значительная часть карбоната кальция выщелачивается и замещается магниевыми солями, так что известняк

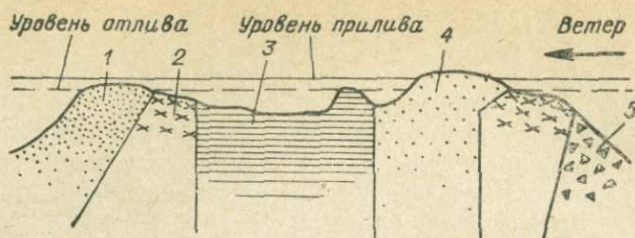


Рис. 40. Строение и условия существования кораллового рифа. 1 — отмерший риф; 2 — зона нарастания рифа в области волнения; 3 — тонкие известковые осадки (обломки кораллов, моллюсков, водоросли); 4 — песок и галька, выброшенные штормами; 5 — зона размыва приливными и волновыми течениями (подводная осыпь).

постепенно превращается в доломит (смесь карбонатов магния и кальция). Для теплых эпиконтинентальных морей обычны, кроме того, ракушечные отмели (банки), известковистые пески и илы, а также коралловые рифы.

Коралловые рифы представляют собой исключительно интересные образования с геологической точки зрения. Исследование их не только помогает получить правильное представление о природных условиях геологического прошлого и о способе формирования очень важной группы карбонатных горных пород; не меньшее значение имеет и то, что история решения проблемы происхождения коралловых рифов хорошо иллюстрирует геологический образ мышления. Дискуссия по этому поводу продолжалась в течение нескольких лет, но сейчас, кажется, проблема почти решена.

Коралловые рифы возводятся особыми, выделяющими их организмы (кораллами), которые предъявляют совершенно определенные требования к среде обитания. Им необходимы солнечный свет и тепло, причем температура воды должна быть не ниже 18°C , хотя наиболее благоприятный диапазон температур $23\text{—}25^{\circ}\text{C}$. Наиболее быстро рост кораллов происходит в поверхностных, хорошо насыщенных кислородом водах, подверженных постоянному перемешиванию волнением или течениями. Правда, обнаружены некоторые рифостроящие кораллы, которые обитают на глубинах до 60 м, но это — резко обособленные, угнетенные разновидности. Сильно сдерживает рост кораллов любое загрязнение вод, в частности их заиление. Быть может, самой необычной особенностью кораллов является то, что наиболее интенсивно их развитие идет в зоне активного волнения немного выше уровня отлива (т. е. как раз там, где наиболее велика морская эрозия), в то время как в спокойных водах кораллы быстро погибают (рис. 40).

Наиболее крупные коралловые рифы образуются в Тихом и Индийском океанах. Именно здесь их изучал Ч. Дарвин, который высказал предположение, что три основных типа коралловых рифов — окаймляющие (береговые), барьерные и атоллы

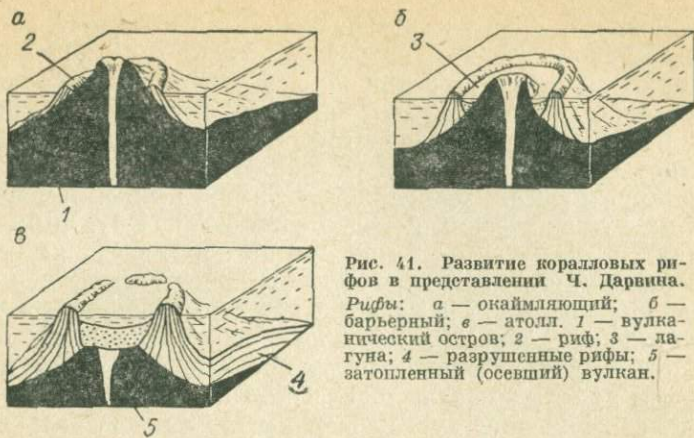


Рис. 41. Развитие коралловых рифов в представлении Ч. Дарвина.

Рифы: а — окаймляющий; б — барьерный; в — атолл. 1 — вулканический остров; 2 — риф; 3 — лагуна; 4 — разрушенные рифы; 5 — затопленный (осевший) вулкан.

(рис. 41) — представляют собой три стадии в их развитии. Согласно гипотезе Ч. Дарвина, рифы начинают развиваться около вулканических островов. Вокруг медленно погружающегося острова формируется окаймляющий риф, который при дальнейшем погружении острова переходит в барьерный. При полном затоплении острова на его месте появляется лагуна, т. е. возникает атолл. По мере погружения примерно с той же скоростью, с какой идет опускание острова, происходит рост рифа.

Другие ученые обратили внимание на то, что подтверждением дарвиновской гипотезы проседания может служить факт подтопления устьев рек, расположенных на вулканических островах и пока еще остающихся выше уровня моря.

Однако гипотеза Дарвина не принимала во внимание недавние колебания уровня моря, которые сыграли столь важную роль в формировании современного рельефа, о чем уже говорилось выше. Напомним, что в ледниковый период при расширении ледяного покрова уровень моря понижался, а при отступлении ледников снова повышался. Наиболее низкое положение тогдашнего уровня моря могло быть на 150 м ниже современного. Столь резкое понижение уровня моря в сочетании с похолоданием климата могло вызвать массовую гибель рифостроящих кораллов, и американские геологи, в частности Р. Дэли, изучавшие более мелкие коралловые рифы островов Вест-Индии, пришли к убеждению, что события ледникового периода имели важные последствия на всей поверхности Земли. По мнению этих ученых, понижение уровня моря приводило не только к гибели кораллов, но и к разрушению вулканических островов; когда же лед таял, уровень моря снова повышался, и тогда многие острова снова заселялись рифостроящими кораллами, которые возводили свои постройки, постепенно наращивая их по мере медленного повышения уровня моря.

Возможность практической проверки обеих гипотез появилась совсем недавно, когда в тихоокеанских атоллах был пробурен ряд скважин. Результаты бурения показали, что многие атолловые острова действительно имеют коренное основание из крепких пород на глубинах, предполагавшихся ледниковой гипотезой Р. Дэли. Однако некоторые скважины прошли многие сотни метров по разрушенным коралловым рифам, прежде чем достигли коренных вулканических пород. Этот факт как будто бы свидетельствует о том, что колебания уровня моря, связанные с динамикой оледенения, оказывали более сильное воздействие на побережья континентов, чем на острова, расположенные в открытых океанах. Таким образом, фактически обе рассмотренные гипотезы по-своему справедливы и не противоречат одна другой, как многие думали в начале дискуссии. Пока они способны давать объяснение большинству наблюдаемых фактов, мы вправе считать, что оба исследователя — и Ч. Дарвин, и Р. Дэли — правы.

Ниже базиса волнения на шельфе осаждаются более тонкие илы и могут накапливаться более чистые карбонаты. Однако даже в этой зоне может быть встречен крупный обломочный материал, оставленный ледниками во время низкого стояния уровня моря или же обязанный своим происхождением существованию на этих глубинах отдельных ракушечных банок. Таким образом, размер зерен или обломков не является решающим признаком, по которому может быть определена глубина вод, в которых сформировался тот или иной осадок.

Г л у б о к о в о д н ы е о т л о ж е н и я . Среди глубоководных отложений различаются батиальные, тяготеющие к континентальному склону, и абиссальные, которые постепенно сменяют батиальные в том месте, где континентальный склон переходит в плоское океаническое дно. Громадные пространства этих областей океана покрыты тончайшим обломочным материалом, снесенным с суши, однако в тех местах, которые ограждены от поступления ила и песка, преобладают остатки планктонных организмов и вулканическая пыль.

Мутьевые потоки, которые, как отмечалось, считаются одной из главных причин образования подводных каньонов, нередко с большой скоростью сбрасывают на континентальный склон громадные количества обломочного материала; отдельные его сплошные массы тоже срываются вниз по континентальному склону в тех случаях, когда по достижении определенной мощности они теряют устойчивость на краю континентального шельфа. Обычно склоны к такому оползанию, обломочный материал речных дельт. Так, на дне океана к югу от дельты Ганга образовался мощный покров кластического материала, снесенного с суши и попавшего на дно именно подобным способом. Поток воды, тяжело нагруженный взвешенным осадком, движется вниз по склону и растекается по абиссальной равнине, равномерно

распределяя обломочный материал по всей ее поверхности, что способствует сохранению уплощенности равнины.

В других глубоководных областях океана на его дно падает настоящий непрерывный «дождь» из скелетных остатков поверхностного планктона и плавающих животных, который по темпу выше крайне медленного поступления и осаждения кластического материала; в таких местах происходит отложение тонких зоогенных илов. Характер этих осадков зависит от глубины вод и от климата на поверхности океана в зонах илонакопления. На глубинах до 3500 м на дне океанов отлагаются известковые илы, которые формируются из смешанных с глинистым материалом раковин таких микроскопических организмов, как фораминиферы (главным образом глобигерины) и птероподы. Глобигериновые илы, например, покрывают свыше 200 млн. км² поверхности дна океанов. На участках океанического дна в интервале глубин 3800—5000 м распространены илы, которые состоят из кремнезема; он менее растворим, чем известь, и поэтому опускается глубже, хотя накапливается медленнее ее. Основные разновидности кремнистых илов — радиоляриевые и диатомовые. Радиоляриевые илы покрывают свыше 20 млн. км² площади дна в тропическом поясе Тихого океана, а диатомовые обычны для полярных областей. На глубинах свыше 5000 м на дне океана залегают красные глины, в состав которых входят соединения железа и марганца из вулканической и золотой пыли, а также никелевые соединения, поступающие, вероятно, из метеоритных частиц; присутствует в этих отложениях и некоторое количество радиолярий и зубов акул.

Скорость накопления глубоководных илов — приблизительно 1 мм за 1000 лет. Столь медленное осадконакопление открывает возможности, тщательно исследуя их, устанавливать некоторые важные подробности развития нашей планеты. В частности, по минеральному составу слагающих илы скелетов ископаемых организмов нередко удается установить температуру поверхностных вод океана, в которых они некогда обитали, что в свою очередь позволяет судить о климатических условиях тех отдаленных эпох. Наиболее древние остатки ископаемых организмов, слагающие илы на дне Атлантического океана, относятся к меловому периоду; а встречающиеся в илах Тихого океана — к юрскому. Эти данные весьма важны для решения вопроса о происхождении океанов, который будет рассмотрен в гл. 14.

Колебания уровня морей и океанов. Как уже неоднократно отмечалось, уровень Мирового океана и его морей в недавнем геологическом прошлом испытал значительные колебания, и этот чрезвычайной важности факт необходимо постоянно учитывать при решении вопроса о формировании современного рельефа континентов. Точно так же без учета этих колебаний не могут получить правильного истолкования особенности строения корал-

ловых островов, развитие морских побережий, речных долин и т. п.

Облику морских побережий колебания уровня моря придают исключительно своеобразные черты. Повышение уровня моря относительно суши может быть вызвано как подъемом самого моря, так и опусканием суши: результат будет одним и тем же. И в том и в другом случае это ведет к затоплению прибрежного рельефа и прежде всего к подтоплению нижних частей речных долин. В холмистых районах, подобных п-ову Корнуолл (юго-запад Великобритании), подтопленные устья рек называют *риасами*. В областях, подвергшихся оледенению, речные долины обычно разработаны глубже, поэтому при затоплении они могут превратиться в *фиорды*, подобные тем, что известны в Норвегии, в узкие морские заливы (*lochs*), распространенные в Западной Шотландии, или в глубокие узкие бухты (*inlets*), характерные для Британской Колумбии (Канада), южной части Чили и о. Южный Новой Зеландии. В измененных областях подтопление речных долин приводит к образованию мелководных эстуариев, подобных эстуариям Солента, Темзы и Хамбера. Весьма обычными для побережий Великобритании являются затопленные леса и торфяники; это позволяет предполагать, что последнее повышение уровня моря произошло здесь совсем недавно.

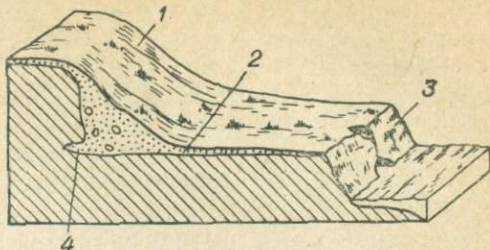
При понижении уровня моря оно постепенно отступает, часть подводного склона становится берегом, причем характерные проявления прежней береговой линии могут быть обнаружены на много метров выше современной приливной отметки в виде *поднятой береговой террасы* («приподнятого пляжа»). Она представляет собой отступившую в глубь суши плоскую волноприбойную террасу, ограниченную со стороны моря современным береговым обрывом. Такие террасы очень хорошо выражены на островах у западного побережья Шотландии, где они частично используются для сельскохозяйственных нужд.

Своеобразный облик и строение береговых террас показаны на рис. 42. Путем тщательных наблюдений древняя береговая линия морского бассейна ледниковой эпохи может быть прослежена по всей периферии бассейна Темзы, вдоль возвышенности Саут-Даунс, а также на Солсберийской равнине. Существование этой линии служит подтверждением того, что уровень моря, по крайней мере однажды, поднимался до высоты, на 200 м превышающей современный (см. рис. 17 и 18), причем то же самое может быть установлено и на п-ове Уэльс.

Почему же уровень моря испытал столь сильные колебания за последние 2 млн. лет? Мы уже многое знаем и, несомненно, в ближайшее время сможем узнать еще больше о том, насколько геологические события ледникового периода действительно ответственны за многие изменения на поверхности Земли. Уровень морей и океанов понижался, когда возникал дефицит вод, которые

Рис. 42. Береговая терраса (приподнятый пляж).

1 — древний береговой обрыв, замаскированный осадью и почвой; 2 — тонкий почвенный слой, покрывающий бывшую волноприбойную террасу; 3 — современный береговой обрыв; 4 — погребенная пещера.



замерзали и превращались в громадные ледовые массивы, покрывавшие северные континенты, и повышался вновь, когда эти воды возвращались в моря и океаны в результате таяния льда. Другим следствием существования больших ледовых масс на некоторых участках земной поверхности являлось то, что они вызывали ее прогибание под действием огромного веса льда. Когда эти участки освобождались от ледового бремени, земная поверхность возвращалась в первоначальное положение, становилась сушей и начиналась обычная морская эрозия побережий. Глобальные колебания уровня морей и океанов, такие, какие были вызваны таянием континентальных ледниковых покровов, называются эвстатическими; колебания, обусловленные локальными перегрузками земной коры, — изостатическими (явление изостазии рассматривается в гл. 13).

7. Лед

В настоящее время $1/_{10}$ поверхности суши покрыта льдом, а в недавнем геологическом прошлом ледниковые покровы были распространены на значительной части Северной Европы и Северной Америки. На более ранних этапах истории Земли также происходили оледенения, хотя их следы проявлены менее отчетливо. Таким образом, мы имеем возможность исследовать территории, как покрытые активно действующим льдом, так и сравнительно недавно освободившиеся из-под льда после пребывания под ним в течение многих тысячелетий.

Как возникает глетчерный лед? Снежный покров на земной поверхности становится устойчивым только выше так называемой снеговой линии. Ее высота является переменной величиной, зависящей от широты местности и ее положения по отношению к преобладающим ветрам. На экваторе снеговая линия проходит на высоте 6000 м над уровнем моря, в зоне тропиков (20° с. ш. — 20° ю. ш.) поднимается до 6500, а затем в зоне субарктического и субантарктического поясов понижается до 600 м. Высшие точки рельефа Великобритании не достигают высоты снеговой линии,

поэтому на Британских островах нет постоянного снежного покрова.

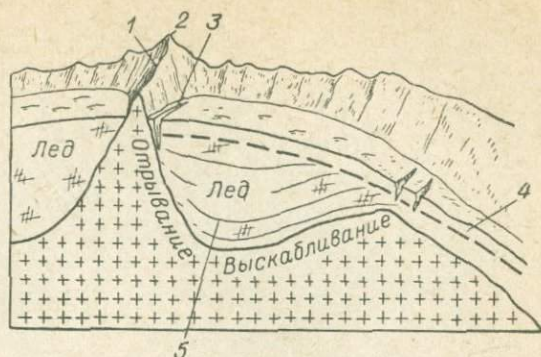
Обширный и глубокий снежный покров, необходимый для формирования глетчерного льда, может возникнуть только в очень холодных районах в результате обильных снегопадов. Чем толще снежный покров, тем плотнее становится снег, постепенно превращаясь в фирн — зернистый лед («снеговой песок»), плотность которого возрастает по мере его погружения в снежную массу. В конечном итоге частичное таяние снега и последующее новое замерзание просачивающейся в поры фирна талой воды ведет к формированию слоя крепкого льда мощностью до 30 м. Таким образом, лед образуется путем перекристаллизации плотно упакованного снега, причем в ходе этого процесса из фирна удаляются воздушные пузырьки, в результате чего лед из белого становится серо-голубым.

Как движется ледник? Масса льда и фирна в фирновом поле, образовавшемся в верхней части горного склона, очень неустойчива и в результате нарастания под действием собственного веса начинает двигаться вниз, в долины. В поверхностном слое этой движущейся массы лед ведет себя как хрупкое твердое вещество и легко раскалывается, но на глубине он становится пластичным (т. е. может «течь», оставаясь твердым, подобно застывшей смоле или сапожному вару). В хрупком поверхностном слое ледников обычно возникают узкие отвесные расселины, глубина которых достигает подчас 65 м. Под действием веса этого слоя лед в подстилающем слое утрачивает свои прочностные свойства и медленно «течет» вниз по склону, перемещая вместе с собой и поверхностный слой. По краям ледник движется медленнее, чем в центре, вследствие возникающего здесь трения льда о боковые породы. Скорость движения ледника можно зафиксировать, установив поперек него (между закрепленными точками на бортах ледниковой долины) вешки и по прошествии нескольких месяцев замерив расстояние, на которое они переместились.

Скорость движения ледника определяется наклоном занятой им долины и интенсивностью местных снегопадов. Так, альпийские ледники движутся со скоростью 80 м/год, некоторые ледники Гренландии передвигаются за 1 сутки на 30 м, а ледники Антарктиды, где выпадает очень мало нового снега, едва ли вообще перемещаются.

В низовьях долины ледник оканчивается там, где процесс его таяния протекает быстрее поступления новых порций льда. Положение этой фронтальной части ледника в ледниковой долине отражает колебания температуры воздуха или интенсивности снегопадов в течение ряда лет: если ледник выдвигается далеко в низовья долины, значит, наступило похолодание или увеличилась интенсивность снегопадов; если же ледник отступает, значит, климат становится теплее или же выпадает меньше снега.

Рис. 43. Каровый ледник.
 1 — острый край; 2 — пирамидальный пик; 3 — бергшпунд; 4 — фирн, снег; 5 — поверхность снега.



Различные типы ледовых масс. Оледенение проявляется в двух основных формах. При континентальном оледенении и громадный участок суши, подчас целый континент или крупный остров, со всеми развитыми на нем формами рельефа полностью покрыт толщей льда мощностью в несколько тысяч метров. Подстилающие породы выступают только по краям ледника. Такое оледенение испытывают в настоящее время Гренландия и Антарктида. Горное оледенение возникает в том случае, когда лед устойчиво держится в пределах впадин и долин в высокогорных областях. Долинные ледники (иначе называемые альпийскими) могут спускаться и на окружающие равнины, но это бывает обычно лишь в областях с очень холодным климатом. В Альпах, Гималаях и других высокогорных районах мира в настоящее время распространены только короткие, недоразвитые долинные ледники.

Каровые ледники развиваются из небольших снежных заносов, образующихся в огражденных обрывами или вершинами впадинах, благодаря чему снег оказывается скрытым от прямых солнечных лучей, защищенным от слишком интенсивного летнего таяния. Ежедневное подтаивание снега и последующее ночное замерзание просочившейся в окружающие породы воды ведут к постепенному разрушению (морозному выветриванию) пород, в результате чего сама впадина (кар) увеличивается в размерах, а по форме становится похожей на кресло. Механизм образования каровых ледников отражен на рис. 43.

Под действием собственного веса ледовая масса движется из каровой впадины, имеющей форму амфитеатра, вниз по склону. Вследствие этого у задней стенки кара открывается щель (называемая бергшпундом), которая заполняется талыми водами, стекающими с вышележащей части склона; вновь замерзая, вода примораживает породы задней стенки кара к ледовой массе. При последующем движении лед отрывает от стенки крупные обломки пород, которые, опускаясь по бергшпунду на дно кара, способствуют выскабливанию его и дальнейшему углублению. Таким

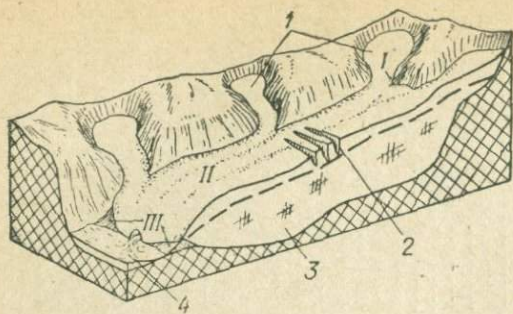


Рис. 44. Долинный ледник.
 Типы морен: I — боковая;
 II — срединная; III — ко-
 нечная.
 1 — кары; 2 — расселины
 в слое хрупкого льда; 3 —
 пластичный, текучий лед;
 4 — поток талых вод.

образом, дальнейший рост каровой впадины происходит преимущественно за счет разрушения ее более крутого (заднего) борта и дна. Со временем два таких наступающих навстречу друг другу кара могут оказаться разделенными всего лишь узким, почти отвесным гребнем, похожим на лезвие ножа (острым краем); в местах соединения двух или нескольких гребней образуются характерные пирамидальные вершины — пики (например, Сноудон в Великобритании и Маттерхорн на границе Швейцарии и Италии).

Долинные ледники занимают обычно бывшие речные долины или постепенно выпахивают собственные, ледниковые, долины — трог, причем лед заполняет, как правило, всю долину, а не только узкое ложе на ее дне (рис. 44). Некоторые неровности, уступы дна долины отражаются на поверхности ледника образованием расселин. Ледниковые талые воды содержат большое количество мелкоперетертого обломочного материала и поэтому становятся очень мутными, когда их потоки вытекают из-под ледника в его фронтальной части.

Предгорные (подножные) ледники образуются в результате слияния долинных ледников, достигших подножия гор и вышедших на предгорную равнину. Движение льда в этом случае замедляется, он становится намного тоньше, нередко переполняется и заносится обломочным материалом. Лучшим примером современного предгорного ледника является ледник Маляспина на Аляске; в прошлом такие ледники были широко распространены в Альпах: они спускались из горных долин на окружающие равнины Центральной Швейцарии, ФРГ (Бавария) и Северной Италии.

Ледяные шапки представляют собой отдельные массивы льда, покрывающие небольшие возвышенные участки, с которых лед сгружается в долинные ледники. Они встречаются в Исландии, Норвегии и на Шпицбергене.

Ледниковые покровы — это наиболее грандиозные образования из льда, они представляют собой как бы разросшиеся до гигантских размеров ледяные шапки, под которыми захоронены иногда целые континенты. Ледниковые покровы обладают свое-

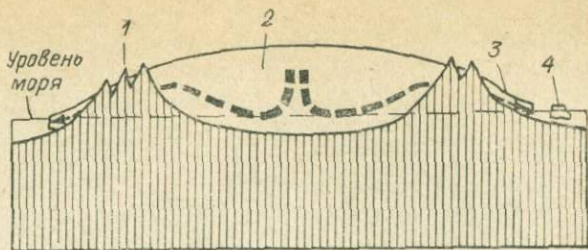


Рис. 45. Ледниковый покров Гренландии. Показан обобщенный поперечный разрез.

1 — нунатак; 2 — лед; 3 — ледник; 4 — айсберг.

образным строением и динамикой перемещения льда. Так, ледниковый покров Гренландии (рис. 45), центральная часть которой опустилась ниже уровня моря под действием веса мощной (3000 м) толщи льда, расплзается во все стороны от самой высокой точки огромного плосковерхого купола, форму которого он принял, и выносится к морю очень быстро движущимися долинными ледниками. Они прорываются на побережье по узким горным проходам, зажатых между торчащими здесь сквозь лед вершинами погребенных гор — нунатаками. Когда ледники достигают моря, по расселинам и трещинам от ледовой массы отрываются айсберги — огромные плавучие глыбы льда. Ледниковый покров Антарктиды в восемь раз больше гренландского, правда, мощность льда здесь более изменчива.

Большинство ледовых масс на поверхности Земли в настоящее время сокращается. Этот факт свидетельствует о потеплении климата. На живописных картинах прошлого столетия, изображающих Ронский ледник в Швейцарии, видно, что тогда он спустился в долину почти на 2 км ниже, чем сейчас. Если бы сразу весь лед на Земле растаял, то уровень Мирового океана повысился бы на 60 м.

Транспортирующая деятельность льда. Считается, что наиболее важным видом деятельности ледника является вынос обломочного материала, который падает на поверхность льда с возвышающихся вокруг склонов и вершин, разрушаемых морозным выветриванием, или же отрывается самим ледником от пород ложа, по которому он сползает. И действительно, огромная масса льда в леднике в состоянии захватить очень большое количество льюбых по размеру обломков пород, и значительные мощности ледниковых отложений в областях недавнего оледенения подтверждают эту способность движущегося льда.

Когда валуны и тонкий обломочный материал попадают со склонов в ледник, они скапливаются в отдельные кучи и целые гряды, так называемые морены, вытянутые по краям ледника (см. рис. 44). Если ледник движется достаточно медленно, то

на этих временных отложениях могут даже укорениться и расти деревья. В том месте, где два ледника соединяются, две их боковые морены тоже объединяются и превращаются в одну срединную. Обломочный материал перемещается также в расселинах ледника, а во фронтальной части последнего всегда образуется толща отложений конечной морены; правда, бурные потоки талых вод очень быстро выносят из нее тонкие частицы.

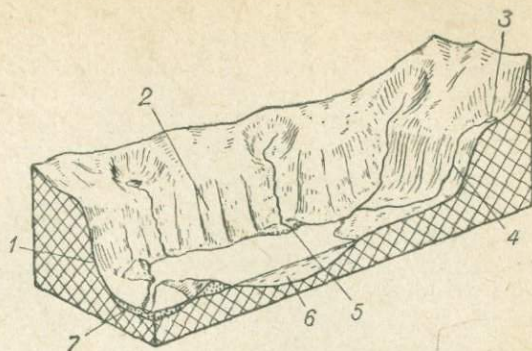
Эрозионная деятельность ледовых масс. Ледник можно уподобить гигантскому гибкому напильнику, настолько сильно он обтачивает, царапает и шлифует горные породы, когда, извиваясь, движется вниз по долине. Более крупные ледниковые покровы оказывают сильное эродирующее воздействие на центральные части занятых ими территорий, вынося рыхлые почвы, истирая подстилающие породы и, в конце концов, оставляя после себя большие пространства с неровным, бугристым рельефом в совершенно обнаженных коренных породах. Такой рельеф очень характерен для бывших недавно под покровом льда территорий Северной Канады, Швеции и Финляндии; менее отчетливо он выражен и на крайнем северо-западе Шотландии.

Угловатые обломки твердых пород, захватываемые льдом и переносимые в основании ледника, оставляют на поверхности пересекаемых им обнаженных пород глубокие царапины и штрихи, которые помогают определять направления движения льда бывших ледников. Выступающие скалы и утесы из твердых пород обтачиваются, сглаживаются и при этом нередко даже выдергиваются из коренного массива переваливающимся через них льдом, так что в результате образуются характерные сглаженные выступы и отдельные округлые глыбы пород — «бараньи лбы» (курчавые скалы); мягкие породы, оказавшиеся в тыльной по отношению к движению льда части устойчивых скал, могут избежать эрозии и сохраниться в виде своеобразных «хвостов», примером чего может служить склон Ройял-Майл, лежащий под скалой, на которой стоит замок в Эдинбурге.

Наиболее впечатляющие результаты ледниковой эрозии можно наблюдать в захваченных льдом молодых речных долинах горных областей. Неравномерное врезание ледника в дно долины приводит к образованию порогов и глубоких впадин, которые при отступлении льда быстро заполняются водой, превращаясь в лежачие озера. Такого типа впадины связаны с участками более мягких пород или с ослабленными, например трещиноватыми, зонами. Они могут возникнуть и в том месте, где боковой ледник доставляет большое количество льда в основной ледник и, таким образом, резко увеличивает его эрозионную силу. В то же время масса льда и обломков пород, движущаяся по долине, срывает и выравнивает торчащие в ней скалы и выступы пород и в целом постепенно разрабатывает долину в широкий с ровными бортами трог, который в поперечном сечении имеет форму буквы U.

Рис. 46. Ледниковые формы рельефа (ср. с рис. 44).

1 — U-образный профиль долины; 2 — сглаженный борт долины; 3 — каровое озеро; 4 — висячая долина; 5 — дельта; 6 — ленточное озеро; 7 — вымытый обломочный материал.



Результативность эрозионной деятельности ледника зависит от скорости его движения и мощности льда, т. е. в конечном счете от интенсивности ежегодных снегопадов, прежде всего в главном фирновом поле. Боковые ледники бывают обычно значительно меньше основного и имеют меньшую мощность льда, поэтому их долины разрабатываются не столь глубоко. Переуглубленный же трог основного ледника врежется в ложе значительно ниже старого уровня речной долины, с которой боковые долины речных притоков соединялись некогда без какого-либо перепада. В конечном итоге получается, что те же самые боковые долины оказываются теперь, как бы висящими над основной. В местах впадения таких висячих боковых долин в основную обычно низвергаются водопады. Многие формы рельефа, возникающие в результате эрозионной деятельности ледников, изображены на рис. 46.

В течение последнего ледникового периода в районах, подобных Норвегии, Западной Шотландии и о. Южный (Новая Зеландия), некоторые наиболее активные ледники, сползавшие по довольно крутым склонам к морю, успели выработать очень глубокие долины. Обильные осадки на тамошних гористых побережьях послужили причиной того, что ледники отличались большой мощностью и выработанные ими долины (троги) имели вид глубоких ущелий с вертикальными бортами. Таяние льда и последующее повышение уровня моря привели к затоплению этих трогов-ущелий и превращению их в фьорды — узкие длинные заливы моря.

Ледниковые (гляциальные) отложения. Обломочный материал, транспортируемый долинным ледником или ледниковым покровом, выпадает и превращается в ледниковые отложения в процессе таяния льда. Горные долины настолько подавляют своими величественными, порой отвесными, эрозионными формами, что сравнительно мелкомасштабные аккумулятивные формы рельефа, образованные ледниками, часто малозаметны. Во всяком случае, такие ледниковые образования, как боковые морены, обычно почти сливаются с осыпями, развитыми на склонах долин.

Нередко производят впечатление своими размерами одни только гряды отложений конечной морены, перегораживающие долину во фронтальной части ледника. Большинство озер в Северной Италии (например, Комо, Гарда, Лаго-Маджоре) возникло в результате запруживания конечными моренами альпийских ледниковых долин; аналогичным путем образовались частично и Великие озера Северной Америки.

На низменных территориях, некогда находившихся под ледниковым покровом, бывают развиты шлейфы характерных валунных глин (так называемый тилль), сильно варьирующих по мощности и совершенно несортированных — содержащих разнообразные обломки пород, гальку и валуны в тончайшей глине. По составу эти отложения тоже очень изменчивы, что зависит от происхождения исходного материала, который может быть песчаным, известковым (меловым) или очень уплотненным глинистым. Правда, после отступления льда текучие воды рек или ветер, перерабатывая эти отложения, могут осуществить более основательную сортировку обломочного материала, разделить его на различные по размеру и составу градации обломков пород. Равнины, сложенные валунистыми глинами, очень невыразительны и однообразны по облику и лишь местами осложнены невысокими положительными формами рельефа.

Очень своеобразную аккумулятивную форму ледникового рельефа представляют собой друмлины — вытянутые овальные холмы с более крутым склоном на том конце, который обращен в сторону, противоположную направлению движения льда. Они часто встречаются целыми группами на низменных территориях (например, в Центральной Ирландии), придавая неповторимый облик их рельефу, который вполне заслужил право на столь выразительное название, как рельеф «корзины яиц». Происхождение друмлинов остается пока спорным. Они могли аккумуляроваться вокруг выступов коренных пород, задерживавших обломочный материал, или же сформироваться в результате вытаивания обломочного материала из останцов («карманов») льда, сохранившихся у краев отступающего ледникового покрова, однако в любом случае друмлины можно считать подледными образованиями.

Другие характерные формы рельефа, сложенные ледниковыми отложениями, показаны на рис. 27; в их числе гряды грубообломочного материала, который отлагался подледными потоками, впадавшими в заполненные талой водой озера; эти гряды носят название эскеров (озов).

Лед способен перетаскивать на большие расстояния многотонные огромные глыбы, а затем оставлять их в области распространения совершенно других отложений в виде так называемых эрратических (блуждающих) валунов. Если породы, из которых состоят валуны, достаточно характерны, что позволяет установить место их коренного залегания, то эрратические валуны могут

помочь определить направление движения льда. Никакие другие природные агенты не в состоянии перемещать такие большие глыбы пород. Покров ледниковых отложений обычно маскирует погребенный под ним рельеф в коренных породах и образует совершенно новую поверхность рельефа, на которой реки при таянии льда начинают разрабатывать новую гидрографическую сеть. Ледовые массы оказывают существенное влияние и на образование отложений в областях, расположенных в непосредственной близости от границ распространения льда. Озера, заполненные талой водой, являются, как уже отмечалось, местом отложения ленточных глин (см. рис. 27); потоки талых вод формируют из обломочного материала аккумулятивные террасы и холмы неправильной формы, называемые камами, которые возникают в результате концентрации обломочного материала (в основном песка и гравия) подледными потоками в месте их впадения в ледниковые озера на краю ледника (см. рис. 27).

Тундровые области. Очень холодные области Земли, которые в настоящее время не покрыты ледниками, иногда называют перигляциальными. К ним относятся области тундры (они распространены сейчас на Аляске, в Северной Канаде и в СССР), где отрицательные температуры воздуха держатся большую часть года, а резкие холодные ветры исключают возможность существования большинства видов растений. Летом, когда поверхностные слои почвы оттаивают, содержащаяся в них влага не может просочиться на глубину, так как подпочвенные слои постоянно проморожены. Вследствие этого вода задерживается в поверхностных слоях, почвы становятся очень подвижными и часто оплывают (текут) вниз по склонам, перемещая обломки пород. Поскольку реки в тундре не могут проявить себя с полной активностью (будучи большую часть года скованы льдом), основными геологическими процессами, действующими на поверхности, становятся морозное выветривание, солифлюкция (течение почвы) и ветровая транспортировка. Это ведет к образованию сглаженного, мелкобугристого рельефа.

Четвертичный ледниковый период и причины его наступления. Немногим более 1 млн. лет назад оледенение охватило большую часть Северной Америки и Европы. Сформировавшиеся в горах ледники двинулись на окружающие равнины. Грандиозные ледниковые покровы распространились по северным частям этих континентов, однако в развитии оледенения были значительные колебания: наступали продолжительные более теплые межледниковые периоды, причем на основании изучения древесной пыльцы, захороненной в торфяных болотах, можно заключить, что климат некоторых межледниковий был теплее нынешнего. Самый долгий межледниковый период длился 300 000 лет, а последние остатки льда в Европе исчезли всего 10 000 лет назад; возможно поэтому, мы живем сейчас в очередной межледниковый период.

Ледниковый период имел много далеко идущих последствий. В частности, когда значительная часть континентов северного полушария была покрыта льдом, все климатические зоны передвинулись ближе к экватору. Большая часть пустыни Сахара стала тогда областью дождей, и склоны возвышенностей были рассечены речными долинами, которые можно наблюдать и сейчас.

Почему в четвертичное время наступило столь грандиозное оледенение, охватившее значительную часть Северной Америки и Европы? С чем связаны неоднократные наступления и отступления ледников на протяжении всего периода их существования? Постепенно геология находит все более определенные ответы на эти вопросы.

Одна из наиболее правдоподобных гипотез усматривает начало цепи событий, приведших к оледенению, в воздымании громадных складчатых горных хребтов, которое происходило в течение третичного периода и привело к изоляции всей Арктической области от ветров, приносивших в нее тепло из экваториальных областей. До этого климат на всей Земле был более ровным, с небольшими колебаниями температуры: в Великобритании, например, к началу третичного периода существовал субтропический климат, что подтверждается находками в соответствующих отложениях окаменелых остатков носорогов и крокодилов.

Постепенно в Арктической области Земли наступило похолодание, что сказалось и на состоянии океанических вод этой зоны. Массы холодной воды начали перемещаться к югу и понизили температуру океанов в высоких широтах. Поскольку от температуры океанов зависит степень нагрева воздушных масс, распространяющихся над сушей, то под воздействием морских ветров началось понижение температуры и над континентами.

К концу третичного периода в результате одного из последних крупных воздыманий гор закрылся пролив между Северной и Южной Америками. Теплые поверхностные воды из экваториальных областей океанов повернули к северу, образовав, в частности, в Атлантическом океане теплое течение Гольфстрим. Это привело к усилению испарения вод из океанов и соответственно к увеличению количества осадков, выпадавших на охладившиеся к тому времени континенты. По-видимому, все чаще происходило выпадение снега, а не дождя, в связи с чем на суше постепенно начали формироваться покровы льда. Лед отражал солнечные лучи, которые оказались не в состоянии прогреть слой воздуха над ним, вследствие чего возникли сильные холодные ветры, дувшие со стороны ледовых масс, и лед стал наступать по направлению к морям. Когда лед достиг побережий, разница температур воздуха над сушей и морем возросла, что привело к увеличению количества осадков, и ледниковые покровы увеличились в объеме, в то время как уровень моря значительно понизился. Это способствовало дальнейшему похолоданию, но это же привело к тому, что про-

цессы испарения вод и образования осадков замедлились, так как океаны сами начали покрываться льдом. Лишившись постоянного питания снегом, ледниковые покровы начали выравниваться и уменьшаться в мощности, однако в течение некоторого времени все еще сохраняли прежнюю площадь распространения. Наконец, началось более интенсивное таяние льда, большие количества талых вод устремились в океаны. Процесс потепления продолжался многие тысячи лет, пока не потеплели и воды Мирового океана, а к концу межледникового периода не начал снова действовать Гольфстрим, принесший тепло в северные области.

Изложенная гипотеза позволяет ответить на многие вопросы относительно событий ледникового периода, и все же она не дает исчерпывающего объяснения наблюдаемым фактам. Дальнейшие исследования, несомненно, позволят получить более полное представление о причинах и механизме оледенения.

ПОРОДЫ И ОКАМЕНЕЛОСТИ

8. *Осадочные породы*

Осадочные породы покрывают 75% поверхности континентов и представляют собой, таким образом, наиболее доступную для изучения группу горных пород. Они имеют исключительное значение еще и в том отношении, что являются единственной группой пород, содержащих окаменелые остатки организмов, на основании изучения которых можно делать заключения о возрастных взаимоотношениях отложений разных районов. В предыдущих главах уже было показано, сколь велико разнообразие осадочных отложений. Они представлены главным образом толщами различного обломочного материала на дне морей и океанов, однако часть отложений — результат накопления такого же материала на суше.

Обычно по составу, структуре и текстурным особенностям осадочной породы удается сделать достаточно полное и обоснованное заключение об условиях ее образования. В любой период геологического времени происходит параллельное формирование самых различных типов осадочных отложений. На суше образуются эоловые пески пустынь, ледниковые морены, речной аллювий, осаждаются озерные и лагунные соли и илы; вдоль морских побережий накапливаются илы дельт и эстуариев, пески и галечники пляжей; дальше от берега, в области открытого моря, формируются разнообразные шельфовые отложения, наконец, на глубоководном дне океанов осаждаются тончайшие кремнистые и известковистые илы. Таким образом, в каждой природной обстановке образуются вполне определенные, связанные с ней отложения, в соответствии с чем различные типы пород, сформировавшиеся одновременно, нередко называют *ф а ц и я м и*, поскольку каждому типу породы отвечают некоторые наиболее вероятные условия образования — *ф а ц и а л ь н ы е* обстановки (например, *ф а ц и я* коралловых рифов, дельтовые *ф а ц и и* и т. п.).

ПРЕВРАЩЕНИЕ РЫХЛЫХ ОСАДКОВ В ТВЕРДЫЕ ПОРОДЫ

В предыдущих главах был рассмотрен ряд основных этапов единого цикла геологического развития земной поверхности: разрушение горных пород под действием выветривания и эрозии, перенос и отложение обломочного и растворенного материала и формирование из него осадков. Следующим важным этапом этого цикла является **литификация** (или **диагенез**), в течение которой рыхлые, мягкие осадки превращаются в устойчивые, твердые породы. Диагенетические процессы протекают при сравнительно низких температурах и умеренном давлении, но действуют в течение длительного времени, что и приводит к существенным изменениям первоначальных свойств осадков.

Только что отложившиеся осадки нередко содержат значительные количества воды; в некоторых илах она занимает $\frac{2}{3}$ объема, причем часто содержит большой процент растворенных веществ. Под действием веса более молодых вышележащих осадков ранее отложившиеся подстилающие осадки сдавливаются и вода из них выжимается. При этом зерна осадка упаковываются все плотнее, благодаря чему он постепенно приобретает гораздо меньшую пористость. Вследствие уплотнения зерен превращение, например, илов в аргиллиты сопровождается уменьшением первоначальной мощности осадка в десять раз; в отличие от илов пески преобразуются в песчаники, почти не меняя первоначальной мощности. О степени уплотнения осадков позволяет судить форма захороненных в них окаменелых древесных стволов: в песчанике (рис. 47, а) ствол сохраняет свою форму, а в глинистом сланце (рис. 47, б) он сильно сплюснен.

Материал, заполняющий пространство между зернами, называется **основной массой**, или **цементирующей средой** осадка. При диагенезе этот материал нередко образуется за счет химических соединений, которые были растворены в воде, занимавшей поровое пространство свежего осадка, а затем выпали из раствора и остались в осадке, способствуя связыванию, цементации, отдельных зерен или раковин. В некоторых случаях цементирующий материал внедряется в поровое пространство и осаждается там на более поздних стадиях превращения осадка в породу. Главными типами цемента осадочных пород являются кальцит, кремнезем и соединения железа.

К важным диагенетическим процессам относится также замещение первичных минералов, наиболее характерное

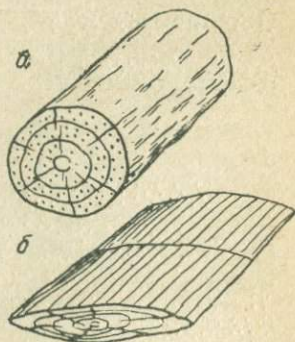


Рис. 47. Влияние уплотнения осадков на форму окаменелых древесных стволов.

для хорошо растворимых осадочных пород. В предыдущей части книги отмечалось, как просачивание морской воды сквозь поры известняка сопровождается доломитизацией породы вследствие замещения кальцита другим, обогащенным магнием, карбонатным минералом — доломитом.

Процессы обезвоживания, уплотнения, цементации и замещения минералов приводят к постепенной консолидации породы. Они могут продолжаться вплоть до того момента, когда порода выводится на земную поверхность и оказывается под разрушительным воздействием атмосферы. Поэтому более древние породы характеризуются очень большой крепостью, в то время как более молодые бывают обычно мягкими и слабо сцементированными.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ — СВИДЕТЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Последовательность явлений, сопровождающих накопление осадков и дальнейшее превращение их в осадочные породы, отражает особенности этих процессов, характер среды формирования пород и запечатлевается в их строении и составе. Поэтому тщательное изучение осадочных отложений позволяет получить значительный объем информации об указанных явлениях и, следовательно, о самих процессах и условиях среды. В ходе изучения необходимо обратить внимание на следующие важные свойства осадочных пород.

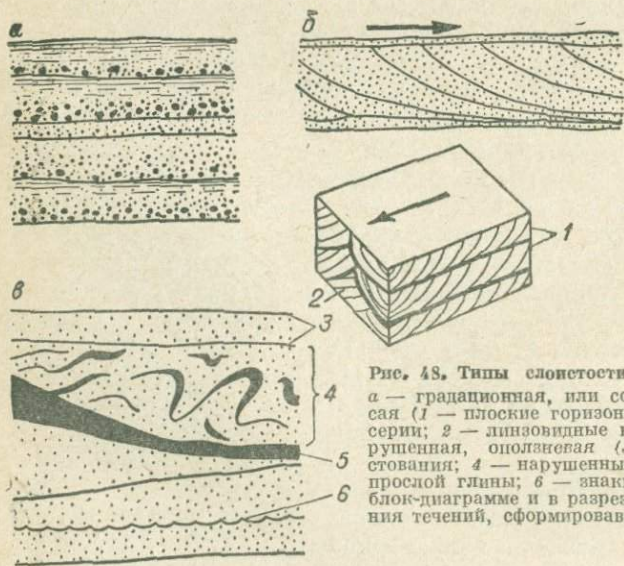


Рис. 48. Типы слоистости.

а — градуационная, или сортированная; б — косая (1 — плоские горизонтальные косослойчатые серии; 2 — линзовидные косые слойки); в — нарушенная, оползанная (3 — плоскости напластования; 4 — нарушенные, смятые слойки; 5 — прослой глины; 6 — знаки ряби). Стрелками на блок-диаграмме и в разрезе показаны направления течений, сформировавших косые слойки.

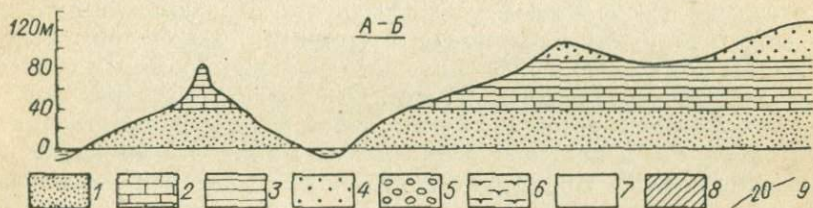
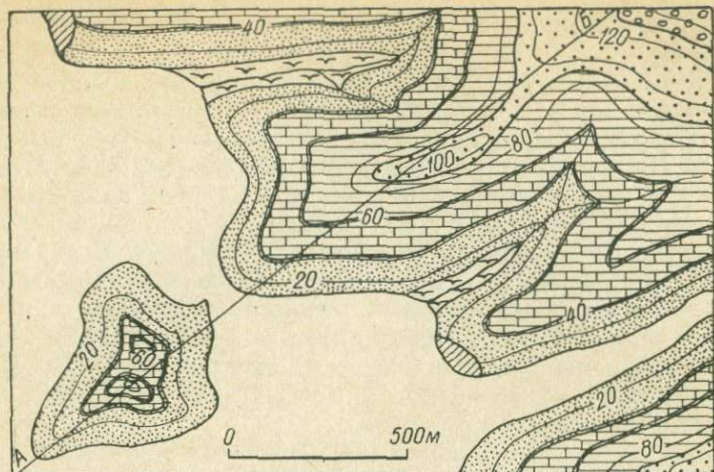


Рис. 49. Горизонтальное залегание осадочных пород (геологический профиль построен Ю. Р. Ткачевым и В. З. Махлиным).

1 — тонкозернистый песчаник; 2 — известняк; 3 — глинистый сланец; 4 — грубозернистый песчаник; 5 — галечник; 6 — молодые речные отложения; 7 — море; 8 — береговые обрывы; 9 — изогипсы, м.

1. Слоистое строение (текстура), т. е. разделение на слои, или пласты — наиболее характерная особенность осадочных пород (рис. 48). Первоначально, в процессе образования, почти все слои залегают горизонтально (рис. 49), хотя на склонах пласты грубообломочных пород могут иногда с самого начала приобрести падение под углом до 30° . Каждый слой ограничен снизу и сверху плоскостями напластования, которые фиксируют перерывы в осадконакоплении, а подчас даже незначительные изменения условий осаждения. На верхней поверхности слоев породы часто бывают особенно твердыми, и здесь могут наблюдаться ископаемые трещины усыхания (в глинах), волноприбойные знаки, окаменелые раковины в прижизненном положении и даже следы капель дождя. Осадочный материал в верхней части слоя может быть перемешан вследствие жизнедеятельности донных животных, зарывающихся в осадок в поисках частиц пищи. Очень тонкое расслаивание пород, в частности

внутри более мощных слоев, называется слоистостью *, слоистостью.

Слои осадочных пород далеко не всегда имеют вид выдержанных по мощности пластин с параллельными плоскостями напластования. Некоторые из них по форме поразительно похожи на линзы (линзовидны); обычно это свидетельствует о сильной изменчивости среды осадконакопления, что характерно, например, для устьев рек или зоны пляжа (см. рис. 38). Градационная, или сортированная, слоистость (рис. 48, а) образуется в том случае, когда вся масса обломочного материала осаждалась быстро, причем более тяжелые обломки погружаются на дно раньше более мелких, которые, прежде чем осесть, в течение некоторого времени остаются взвешенными в воде. Градационная слоистость нередко возникает при осаждении материала, принесенного мутьевыми потоками.

Косая (или неправильная, ложная) слоистость (слоистость) ** образуется внутри формирующегося слоя породы и отражает особое воздействие воздушных и водных течений на перенос и отложение обломочного материала. Масса зерен перемещается по течению в виде сплошного покрова, в котором отдельные зерна переваливаются и перекатываются друг через друга, достигая таким образом его фронтальной части, где они соскальзывают на дно и постепенно наращивают покров в направлении движения осадка. Из-за пульсаций скорости течения наращивание идет с перерывами, сопровождается одновременной сортировкой зерен по размеру и минеральному составу, в результате чего после захоронения под более молодыми осадками некогда двигавшийся покров осадка превращается в слой, состоящий из мелких наклонных (косых) слоек, — в так называемую косослоистую серию, отделенную от других таких же серий более или менее плоскими (горизонтальными или наклонными) поверхностями напластования (рис. 48, б). По мощности косослоистых серий можно судить о глубинах вод, в которых они образовались, причем считается, что наиболее мощные косослоистые серии формируются в ветровых потоках. Косослоистая текстура пород именуется ложной слоистостью, поскольку иногда она проявляется в столь значительных масштабах, что наклон косых

* В советской геологической литературе принято более строгое различение собственно слоистости — текстуры осадочных толщ, выражающейся в разделении их на слои горных пород, и слоистости самой породы внутри одного слоя — слоистости, проявляющейся в разделении породы на слои. — *Прим. пер.*

** Если строго различать слоистость и слоистость (см. предыдущее примечание), то этот вид текстуры правильнее именовать косою слоистостью осадочных пород. Ложной в отечественной литературе принято называть слоистость, возникшую не при седиментации (отложении) осадка, а при диагенезе и метаморфизме (преобразовании) его; косая слоистость (слоистость) к этому типу не относится. — *Прим. пер.*

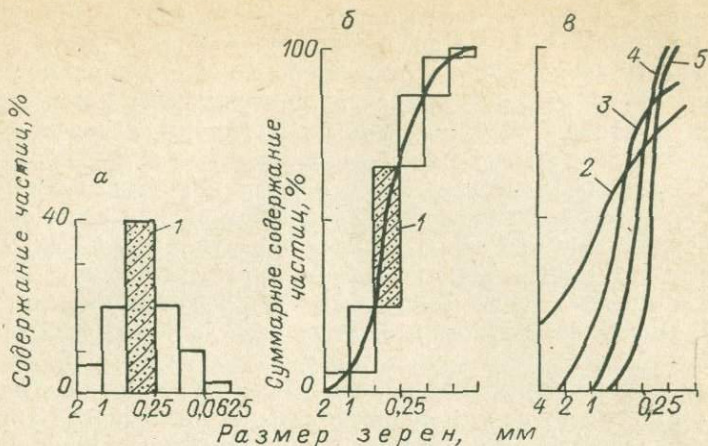


Рис. 50. Сортированность осадочных пород по размеру зерен.

а — гистограмма — диаграмма, отражающая результаты ситового анализа осадочной породы, при котором она разделяется на зерна различных размеров (фракции); б — суммирующая (кумулятивная) диаграмма, на которой содержания зерен каждого размера откладываются на оси ординат не параллельно, а с нарастанием от мелких к крупным (на такой диаграмме проводится суммарная нарастающая кривая — кумулята, характеризующая содержание зерен, больших любого заданного размера); в — нарастающие кривые, которые характерны для осадочных пород, образовавшихся в различных условиях. 1 — преобладающая фракция; 2 — валунная глина; 3—5 — песок (3 — речной, 4 — пляжевый, 5 — дюнный).

слоев внутри породы может затруднить установление истинного надения всего слоя в целом.

Нарушенная (оползневая) слоистость (рис. 48, в) возникает в том случае, когда слои уплотненных осадков нарушаются и сминаются вследствие оползания по крутым склонам на дне водоемов.

2. Размер, форма и распределение отдельных слагающих породу частиц. Размер частиц часто используют в качестве классификационного признака осадочных пород (для разделения их на различные группы), несмотря на то что некоторые породы (например, валунные глины) состоят из зерен и обломков, размеры которых колеблются в очень широких пределах. О таких осадочных породах говорят, что они плохо сортированы: отложение входящего в их состав материала происходило слишком быстро для того, чтобы он успел рассортироваться. В состав хорошо сортированных пород (ср. кривые на рис. 50, в) входят зерна, только близкие по размерам, поскольку в процессе осадко-накопления самые крупные обломки выпадают раньше основной массы материала породы либо разбиваются на более мелкие, а тонкие частицы постепенно выносятся.

Наличие в породе угловатых зерен указывает на то, что составляющий ее обломочный материал переносился на небольшие

расстояния, а присутствие окатанных обломков свидетельствует о переносе материала на значительные расстояния (хотя степень окатанности зависит также от размера и состава обломков). Особенно хорошо окатанные и отполированные песчаные зерна и галька с хорошо пришлифованными гранями характерны для эоловых отложений. Однако зерна такой формы образуются и иным путем. Оолитовые известняки с присущими им мелкоячеистой структурой и идеальной шаровой или эллипсоидальной формой каждого зерна обычно образуются в водах теплых мелководных морей. Таким образом, при всестороннем исследовании осадочных пород могут быть установлены многие детали их строения, важные для определения условий осадконакопления.

3. Состав осадочной породы зависит как от геологических условий в области, где расположен источник исходного материала (т. е. от состава материнских пород, особенностей процессов выветривания, скорости эрозии и т. п.), так и от условий в области осадконакопления. Если река в области питания размывает древние песчаники пустынного эолового происхождения, то образовавшиеся из принесенного ею материала морские отложения могут оказаться очень сходными с этими первичными породами, поскольку будут состоять из тех же самых отполированных ветром и хорошо окатанных просовидных песчаных зерен, которые мало изменятся в процессе транспортировки речными водами. По минералам, входящим в состав осадочной породы, можно проследить весь путь исходного обломочного материала и установить местоположение области сноса. Например, в так называемом «жрибвом песчанике» каменноугольного возраста в Южных Пеннингах содержится своеобразный набор минералов, который свидетельствует о том, что исходный материал этих отложений образовался в процессе разрушения более древних коренных пород, выходящих ныне на поверхность в Северной Шотландии и Норвегии.

Ускоренное протекание процессов эрозии и отложения приводит к образованию плохо сортированных осадочных пород, в которых состав и размеры частиц пород и минералов варьируют в широких пределах, в то время как медленное течение этих процессов обеспечивает хорошую сортированность обломочного материала, в частности быстрое отделение более крупных и тяжелых обломков. При сильных течениях в области осадконакопления в движение вовлекается весь обломочный материал, кроме самого грубого. В связи с этим имеет смысл различать высокоэнергетическую обстановку осадконакопления с сильными течениями, в условиях которой отлагается материал только песчаной и более крупной размерностей, и низкоэнергетическую, в застойных условиях которой из суспензий выпадает иловый и пылеватый материал (см. рис. 37).

КЛАССИФИКАЦИЯ И ДИАГНОСТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Обычно классификации природных объектов имеют достаточно явную целевую направленность и отвечают характеру решаемых с их помощью задач. В соответствии с этим существуют различные способы и основания классификации осадочных пород, однако в данной книге предпочтение, по-видимому, следует отдать такой классификации, которая легко соотносится с доступной для большинства читателей практикой наблюдения пород в полевых условиях или музеях.

В табл. 8 приведена классификация осадочных пород, которая используется в дальнейшем изложении. В ней породы различают прежде всего по способу поступления материала в область осадконакопления. По этому признаку выделяют породы, сложенные преимущественно таким материалом, который транспортировался до отложения (обломочный материал), и породы, состоящие из материала, который возник в области осадконакопления и непосредственно, без транспортировки, выпадал на дно водоемов. Обломочный материал формируется двумя путями: либо в результате эрозии, выветривания и переноса, действующих на суше (кластогенное происхождение), либо путем накопления главным образом карбонатного материала в виде раковин, панцирей и скелетов различных организмов (биокластогенное происхождение). При большой скорости процессов эрозии и переноса на суше обломочный (кластический) материал, поступающий в моря, преобладает над всеми другими осадками; если же суша пенецленезирована и в моря сносится незначительное количество обломочного материала, то там ведущей становится биокластогенная аккумуляция с образованием в результате преимущественно карбонатных пород.

Осадочные породы, формирование которых происходит без предварительной горизонтальной транспортировки материала, имеют преимущественно биогенное и хемогенное происхождение. В результате жизнедеятельности организмов или после их смерти образуются разнообразные рифовые известняки, водорослевые и фораминиферовые илы, большинство углей и фосфатных пород. Хемогенные породы образуются либо путем непосредственного выпадения из растворов соединений железа и солей, либо в результате более поздних (вторичных) химических реакций, приводящих к замещению первичного материала в осадках или породах. Так, доломит замещает кальцит в известняках; кремнистые породы, например кремень и роговик, формируются просачивающимися подземными водами в виде слоев конкреций; глиноземные породы возникают в результате процессов химического выветривания.

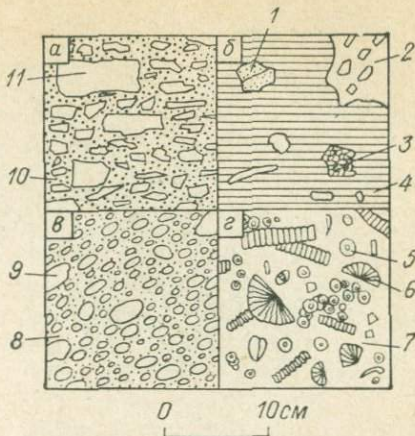
Три группы пород — глинистые сланцы, песчаники и известняки — составляют 98—99% общего объема осадочных пород земной коры.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Происхождение ведущей составной части	Тип породы	Название породы	
Транспортируемый материал	Кластогенное	Рудиты (псефиты) Арениты (псаммиты) Лютиты (пелиты)	Конгломераты, брекчи Песчаники, граувакки, аркозы Аргиллиты, глинистые сланцы
	Биокластогенное (преимущественно карбонатные породы)	Калькрудиты Калькарениты (в том числе оолитовые породы) Кальклютиты Угли (некоторые разновидности)	} Органогенно-обломочные известняки Кенвельский уголь
Нетранспортируемый материал	Биогенное	Рифовые известняки Фораминиферовые и кокколитовые известняки Зоогенные илы: известковые и кремнистые Угли (большинство разновидностей) Фосфатные	} Органогенные известняки
	Хемогенное	Литографские известняки Доломиты, магнезиальные известняки Железистые Соляные (эвапориты) Глиноземные (алюминистые, аллитовые) Кремнистые (некоторые разновидности)	} Хемогенные известняки Каменная соль, поташ Боксит Роговик, кремень

Рис. 51. Разновидности грубо-обломочных пород (рудитов).

а — брекчия; б — валунная глина; в — конгломерат; г — органогенно-обломочный известняк. 1 — песчаник; 2 — изверженная порода; 3 — аргиллит; 4 — глинистый цемент; 5 — обломок криноида (морской лилии); 6 — раковина; 7 — кальцитовый шлам; 8 — мелкозернистый песчаный цемент; 9 — кремневая галька; 10 — крупнозернистый песчаный цемент; 11 — обломок песчаника.



Рудиты: конгломераты и брекчии. Типы пород, входящих в группу обломочных, выделяют в соответствии с размером слагающих их зерен и обломков. При размере большинства частиц, превышающем 2 мм, слагаемая ими порода называется конгломератом, если частицы окатаны, или брекчией, если они угловаты. Американские геологи используют для наименования брекчий очень выразительный термин «sharpstone» (буквально «остроугольная порода»). Существуют многочисленные разновидности грубо-обломочных пород, сложенные крупными валунами, галькой и мелкими зернами; этот материал скреплен цементом, который может быть представлен минералами типа кремня и кальцита, песчаной или тонкой глинистой массой (рис. 51).

Конгломераты образуются, когда обломки пород и минералов окатываются вследствие переноса потоками или пребывания в течение некоторого времени на галечном пляже. По видимому, все читатели видели результаты воздействия волн на берега, при котором гальки постоянно сталкиваются друг с другом и постепенно из угловатых становятся все более округлыми; то же самое происходит в реках, хотя здесь этот процесс не столь очевиден. Некоторые конгломераты образуются из однотипных устойчивых галек, состоящих из кремня или кварцита и очень хорошо окатанных. Такие конгломераты встречаются в виде сравнительно тонких прослоев ограниченного простирания и свидетельствуют о медленном наступлении моря на сушу. Примером могут служить так называемые «каменные пуддинги» третичного возраста в графстве Хартфордшир, которые состоят из мелкой окатанной кремневой гальки, сцементированной кремнеземом.

Конгломераты совершенно другого типа могут образоваться при смешивании широко варьирующих по форме и размерам обломков различных пород, в том числе известняков, что проис-

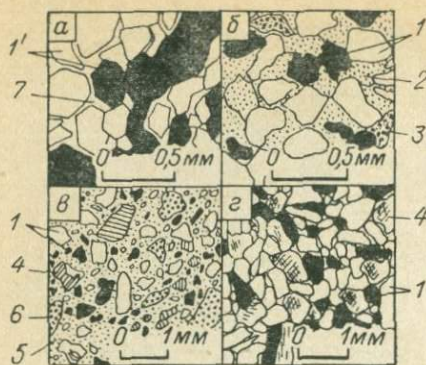


Рис. 52. Разновидности песчаных пород (аренитов) в шлифах под микроскопом.

Песчаники: а — кварцевый (ортокварцит); б — известковый; в — полимиктовый (граувакка); г — полевошпатовый (аркоз). 1 — песчаные зерна (1' — кварц); 2 — кристаллический кальцит; 3 — скопление тонких песчаных зерен; 4 — полевой шпат; 5 — глинистый цемент; 6 — обломок тонкозернистой породы; 7 — кремнистый цемент.

ходит в результате быстрого осаждения этого материала в ходе транспортировки потоками. Такие конгломераты встречаются в виде мощных прослоев. Они возникали в итоге быстрой эрозии горных сооружений, как это имело место в Великобритании на ранних этапах отложения толщи знаменитых «древних красных песчаников» девона.

Выше уже не раз упоминались валунные глины. Обычно они представляют собой смесь валунов и гальки в тонкозернистой цементирующей массе, причем особенности их состава определяются источниками сноса материала. Так, валунные глины Восточной Англии с обломками мела очень сильно отличаются от аналогичных отложений центральных английских графств, где они сложены обломками глинистых и песчаных пород. Валунные глины побережья Йоркшира содержат очень небольшое количество крупных валунов, погруженных в глинистую цементирующую массу шоколадного цвета, в то время как, например, грубообломочные породы толщи «древних красных песчаников» в Пембрукшире, относящейся к красноцветным отложениям, содержат обломков пород значительно больше. По мере уплотнения валунные глины становятся все тверже, превращаясь в так называемые тиллиты, а их рыхлая тонкая цементирующая масса перекристаллизовывается в настоящий крепкий цемент.

Брекчии формируются из угловатых обломков и обычно образуются вблизи областей интенсивного физического выветривания, которое дает начало этим породам. Большинство брекчий состоит из щебенки, накапливающейся у подножий горных склонов, подобно тому как это происходило при отложении известняковых брекчий («брокрэм») в толще «новых красных песчаников» в долине р. Иден в графстве Камберленд. Часть обломков в этих отложениях окатана, поэтому иногда их называют конгломератобрекчиями. Брекчии образуются и при движении блоков пород вдоль плоскости разрыва, когда по обеим ее сторонам происходит

растрескивание и дробление пород, а затем этот раздробленный материал снова цементируется без какого-либо переноса.

Арениты: песчаники, аркозы и граувакки. Входящие в эту группу породы, в которых преобладают зерна размером от 0,06 до 2 мм, обычно называют **песчаниками** (рис. 52). Большинство их состоит из настолько мелких зерен минералов и обломков пород, что они едва различимы невооруженным глазом; другая характерная особенность рассматриваемых пород заключается в том, что они шероховаты на ощупь. Песчаники и породы, близкие к ним по размерам зерен, образуют наиболее обширную группу осадочных пород, правда, как видно и в случае с конгломератами, классификация обломочных пород только по размеру зерен и обломков оставляет скрытыми некоторые их существенные различия.

Песчаные породы могут формироваться в самых различных условиях, хотя во всех случаях необходимо наличие активных течений, предотвращающих осаждение более тонкого материала; эти породы обычны для высокоэнергетической среды осадконакопления. Различают четыре главные разновидности песчаных пород.

1. **Ортокварциты** — песчаники, почти целиком состоящие из кварца. Окатанные кварцевые зерна сцементированы кремнеземом, который нередко образует кристаллические наросты-оторочки вокруг первичных зерен. Сами зерна, как правило, хорошо отсортированы; для этих пород обычны косая слоистость и знаки ряби, в то время как ископаемые органические остатки встречаются исключительно редко. Рассматриваемые породы названы ортокварцитами в отличие от сходных с ними тоже преимущественно кварцевых пород, подвергшихся метаморфизации (метакварциты — см. гл. 11).

Ортокварциты распространены довольно широко, мощность их достигает 100 м; нередко они связаны со слоями известняков и маломощными подстилающими конгломератами. Условия образования ортокварцитов показаны на рис. 53, а. В таких условиях от разрушения удается уцелеть только наиболее устойчивым кварцевым зернам, а возникающие в результате породы часто оказываются исключительно прочными. Хорошим примером таких пород на территории Великобритании могут служить ордовикские кварциты Стайперстонз, которыми сложена гряда в графстве Шропшир.

Зерна кварца обычно преобладают и во многих других песчаниках, которые могут иметь различный цементирующий материал, например кальцитовый или представляющий собой соединения железа. Так, эоловые песчаники, образовавшиеся в пустыне, состоят из окатанных просовидных зерен кварца, покрытых корочкой красных или розовато-лиловых гидроокислов железа, которые способствуют слипанию, цементации зерен; многие породы в толще «новых красных песчаников» относятся именно

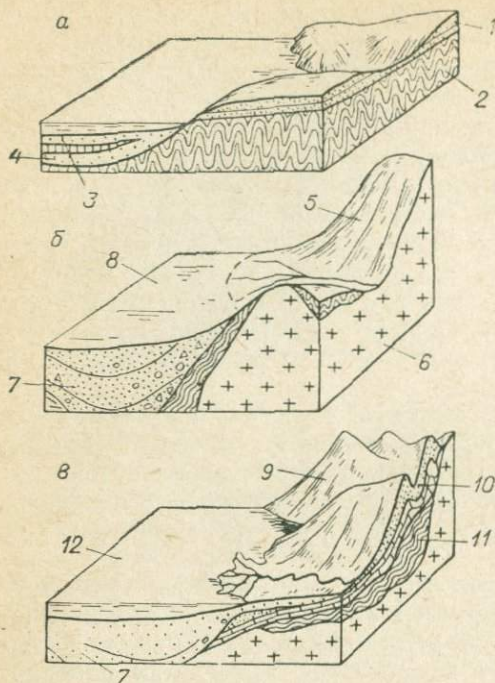


Рис. 53. Условия образования ортокварцитов (а), аркозов (б) и граувакк (в).

1 — древние осадочные породы; 2 — устойчивые подстилающие породы; 3 — медленно опускающееся морское дно; 4 — тонкозернистые морские осадки; 5 — быстро эродирующиеся горы; 6 — граниты; 7 — быстро погружающаяся область; 8 — бассейн осадконакопления; 9 — воздымающиеся горы; 10 — древние осадочные породы; 11 — метаморфические породы; 12 — море.

к такому типу песчаных пород. Типичные «зеленые пески» Южной Англии сложены кварцевыми зернами, покрытыми одним из силикатов железа — глауконитом. Когда глауконит разрушается и выносится в результате выветривания, возникающие на этих породах почвы оказываются очень неплодородными, потому что

состоят почти целиком из чистого кварцевого песка. Глауконит привлекает особое внимание тем, что образуется только в морских условиях, а это в сочетании с обычным наличием в «зеленых песках» косой слоистости течений свидетельствует о формировании песков в мелководных морях, очень схожих с теми, в которых происходило образование ортокварцитов, но содержащих значительный процент растворенных солей железа.

В большинстве песчаников присутствует небольшая примесь характерных тяжелых минералов, которые помогают установить происхождение исходного обломочного материала: например, те отложения в графстве Девоншир, которые включают мелкие обломки турмалина, могли образоваться из материала, возникшего в результате эрозии Дартмурского массива гранитов. Когда содержание подобных тяжелых минералов существенно увеличено (вплоть до того, что они составляют всю массу породы), можно говорить о наличии соответствующих минеральных россыпей. Примеры таких россыпей — оловоносные галечники на п-ове Малакка и алмазоносные пляжевые отложения Юго-Западной Африки; обе россыпи связаны с молодыми отложениями, намытыми из материала первичных минеральных жил. Золотосные конгломераты области Витватерсранд в Южной Африке представляют собой аллювиальные россыпи в докембрийских обломочных породах.

Иного типа обогащенные кварцем песчаные породы встречаются непосредственно в основании многих угольных пластов. Это так называемые ганистеры — светлоокрашенные почти чисто кварцевые породы, в которых резко выделяются своим черным цветом обуглившиеся корни древесных растений. Ганистеры представляют собой ископаемые почвы, на которых росли громадные древние леса, послужившие источником материала для образования угля; лесная растительность извлекла из этих почв все питательные минеральные вещества, кроме оставшегося в них кварца.

2. Аркозы — песчаники с высоким процентом полевых шпатов и незначительным содержанием цементирующего вещества. При меньшем содержании полевых шпатов такие породы могут быть названы полевошпатовыми песчаниками (grits); они широко распространены в песчаниках Миллстоун в йоркширской части Пеннин и среди среднеюрских отложений возвышенности Норт-Йорк-Мурс, причем в обоих случаях песчаники были сформированы в дельтовых условиях. Типичные аркозы почти всегда являются продуктами эрозии сходных с ними по составу гранитов и метаморфических пород, слагающих высокие горные сооружения (рис. 53, б). Полевые шпаты в гумидных областях, как правило, быстро разлагаются под воздействием выветривания, поэтому отложения с высоким процентом этих минералов (свыше 25%) должны в таких условиях очень быстро захороняться либо вообще формироваться в пустынях.

Аркозы обычно представляют собой смесь угловатых и умеренно окатанных, грубых и тонких зерен и встречаются в виде мощных выклинивающихся толщ или тонких прослоев, что определяется скоростью опускания территории, на которой они отлагались. Аркозы чаще всего имеют розоватый цвет благодаря преобладанию в них ортоклаза — наиболее устойчивой к разложению разновидности полевого шпата.

Эрозия древних горных сооружений на северо-западе Великобритании привела к образованию докембрийских аркозов, которыми сейчас сложены величественные горы, воздымающиеся над выровненной поверхностью подстилающих пород вдоль западного побережья Северной Шотландии. Мощные аркозовые отложения, именуемые молассами, формировались к северу и югу от Альп к концу серии движений земной коры, приведших к воздыманию этих гор.

3. Граувакки представляют собой еще одну разновидность песчаных пород, характеризующуюся высоким содержанием тонкого цементирующего материала, который состоит из глинистых минералов и мельчайших чешуек слюды или хлорита. В такой цемент погружены зерна кварца, полевых шпатов и обломки пород, которым свойственны плохая сортированность и угловатость формы. Граувакки образуются на неустойчивых территориях, где обычны постоянные движения земной коры. Быстрая

эрозия и перенос обломочного материала сопровождаются не менее быстрым опусканием областей его отложения (рис. 53, в), которые нередко именуется геосинклиналями (более подробно о таких областях говорится в гл. 12), что ведет и к очень быстрому накоплению осадков.

Граувакки обычны для центральных и северных районов Уэльса, Южно-Шотландской возвышенности и центральной части графства Девоншир. Это — серые, пятнистые породы, при выветривании ржаво-коричневые, встречающиеся совместно с глубоководными черными сланцами, вулканическими лавами, пеплами и радиолариевыми кремнистыми сланцами. Нередко в граувакках отмечается градационная слоистость. И хотя отдельные слои их могут быть очень тонкими, общая мощность граувакк достигает подчас 10 км.

4. С у б г р а у в а к к и, безусловно, являются наиболее широко распространенными среди песчаных пород, однако по своим свойствам они не столь характерны, как другие разновидности. Часто это просто общие беспорядочные смеси различных минералов. Субграувакки сложены главным образом зернами кварца и небольшим количеством обломков пород и полевых шпатов; в их цементе меньше глинистого материала и больше зерен других минералов, чем в цементе типичных граувакк. Зерна минералов лучше сортированы и имеют большую степень окатанности, однако цвет рассматриваемых пород сходен с цветом граувакк.

Субграувакки обычны для Великобритании, в частности для угленосной толщи каменноугольного возраста, где многие песчаники, залегающие между слоями угля, относятся именно к субграуваккам. Косая слоистость течений и волноприбойные знаки обычно хорошо видны на верхней поверхности слоев. Там, где в породах содержится большое количество слюды, они легко раскалываются на плитки; такая разновидность слюдистых плитчатых песчаников по-английски называется «flagstone» (буквально «плитчатый камень»).

Лютиты: алевриты, глинистые сланцы и аргиллиты. Группа пород, сложенных наиболее тонким обломочным и коллоидным материалом, включает алевриты (с размером зерен от 0,004 до 0,06 мм) и глины, илы (размер зерен меньше 0,004 мм), причем, как и в предыдущих группах, их составные части имеют различное происхождение. Тонкая «горная мука» (алевроитовый материал) образуется, например, в результате истирания пород ледниками; новообразованные глинистые минералы появляются вследствие химического выветривания полевых шпатов и железисто-магnezияльных минералов; соли, входящие в состав цементирующей массы, осаждаются там, где пресные воды поступают в моря.

Алевриты содержат более высокий процент кварцевых зерен, чем глины. Зерна минералов в глинах настолько мелки, что могут быть обнаружены только с помощью очень сильного микроскопа.

Столб тонкозернистый материал может осаждаться лишь в условиях низкоэнергетической, неактивной среды, которая характерна для спокойных лагун, озер и зоны моря, расположенной ниже базиса волнения. При визуальном исследовании образцов алевроитов и глин отдельные составляющие их зерна различить невозможно, а поверхность этих пород кажется гладкой на ощупь. Все наиболее тонкозернистые породы рассматриваемой группы часто называют аргиллитовыми (или глинистыми).

Если из первичного илового осадка выжимается избыточная вода, то он превращается сначала в пластичную глину, а затем, если сжатие продолжается, уплотняется до крепкого аргиллита или тонкослоистого сланца. Разнообразие аргиллитовых пород иллюстрируется следующими примерами.

1. Черные углистые (аспидные) сланцы характерны для нижних частей разреза отложений геосинклинальных бассейнов, которые позже заполнились граувакками; такие сланцы в изобилии встречаются в Уэльсе и на Южно-Шотландской возвышенности. В них присутствует значительная примесь тонкого органического материала и часто содержатся конкреции пирита (FeS_2), который образуется, когда сера из отмерших организмов соединяется с солями железа в глубине застойных бескислородных вод. Условия образования рассматриваемых сланцев были, видимо, очень сходны с теми, которые преобладают сейчас на больших глубинах Черного моря.

2. Огнеупорные глины — тонкозернистый аналог ганистеров. Как и последние, они залегают непосредственно под угольными пластами и сильно обогащены глиноземом (38—44%), благодаря чему являются незаменимым материалом для облицовки сталеплавильных печей. Огнеупорные глины имеют обычно светло-серый цвет, в них отсутствует слоистость и содержатся пронизывающие породу обуглившиеся корни растений.

3. Горючие битуминозные сланцы — породы, которые встречаются, например, в Центральной Шотландии. Они обладают черным или коричневым цветом и при раскалывании дают неровный излом. Содержащиеся в них углеводороды в течение ряда лет извлекались и использовались взамен обычной нефти.

4. Каолин (фарфоровая глина) — порода, почти нацело сложенная каолинитом, который образуется на поздних стадиях застывания гранитных магматических масс, когда просачивающиеся растворы и газы взаимодействуют с полевыми шпатами.

5. В числе других типов аргиллитовых пород заслуживают быть упомянутыми мергель, который содержит высокий процент карбоната кальция; «фуллерова земля» — непластичная жирная глина, которая является очень хорошим абсорбентом и используется для очистки масел и жиров; и, наконец, квасцовые глины, которые встречаются в юрских породах на побережье Йоркшира.

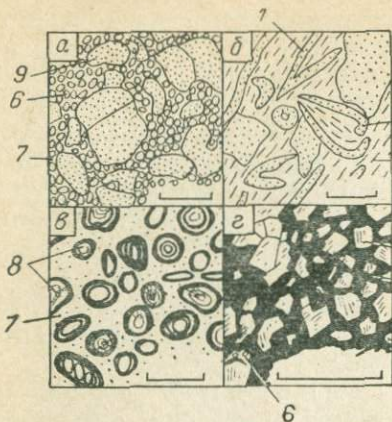


Рис. 54. Разновидности карбонатных пород в шлифах под микроскопом (длина масштабных линеек 1 мм).

а—в — известняк (а — органично-обломочный песчаный, б — органично-обломочный, в — оолитовый); г — доломит. 1 — обломок коралла; 2 — раковина; 3 — известково-глинистый цемент; 4 — доломит; 5 — кальцитовый и глауконитовый шлам; 6 — песчаные зерна; 7 — кальцитовый цемент; 8 — оолиты; 9 — обломком криноидеи (морской лилии).

Карбонатные породы: известняки. В большинстве осадочных пород содержится определенное количество материала, который имеет органическое или химическое происхождение, однако выделять их в качестве особых пород соответствующего типа оправданно лишь в тех случаях, когда указанные составляющие преобладают. Условия для преобладающего накопления органического и хемогенного материала возникают только там, где поступление обломочного материала в осадок сведено к минимуму. Вполне вероятно, что такие «необломочные» породы образуются с течением времени в мелких открытых морях, а материал для них поставляется в результате медленной эрозии более древних пород. Если обломочные породы могут приобретать особую важность преимущественно в тех случаях, когда существует потребность в большом количестве материала (например, в строительстве), то среди пород, содержащих вещество органического и химического происхождения, есть такие, экономическая значимость которых ввиду их уникальности совершенно исключительна и носит постоянный характер.

Большую группу пород органического и химического происхождения составляют породы, называемые известняками (рис. 54), хотя большинство их содержит определенную примесь глинистого или песчаного материала. Большая часть известняков — биокластогенные породы, которые сложены обогащенными карбонатом кальция органическими остатками, отсортированными в процессе транспортировки точно так же, как это бывает с неорганическим материалом нормальных обломочных пород. Часть известняков имеет биогенное происхождение и представлена ископаемыми рифами, ракушечными банками и скоплениями известковистых скелетов мельчайших организмов (зоогенные илы). Третья группа — известняки хемогенного происхождения, нередко их образование тесно связано с осаждением соляных пород (эвапоритов). Весьма обычны также смешанные разновидности известняков.

В Великобритании распространены известняки самых разных типов; ниже описано пять наиболее известных из них.

1. П и с ч и й м е л — наиболее чистый известняк, содержащий ничтожную примесь песчаного или глинистого материала. Он белый и хрупкий, сложен главным образом остатками морских водорослей и мелкими обломками раковин. Примерно $\frac{1}{8}$ породы обычно состоит из других мельчайших окаменелостей, таких, как глобигерины; встречаются также более крупные органические остатки — панцири морских ежей (эхиноидей), ростры белемнитов и раковины пластинчатожаберных моллюсков (подробнее о различных группах ископаемых организмов см. гл. 9). Писчий мелом сложены своеобразные по облику обрывы в Южной и Восточной Англии, причем характер пород в обнажениях, которые прослеживаются почти непрерывно на протяжении 400 км, изменяется очень незначительно, что свидетельствует о единообразии условий образования мела на огромной территории. Предполагается, что мел образовался в относительно мелководном морском бассейне, окруженном пустынями, откуда в него могло поступать очень мало обломочного материала.

2. Более крепкие, чем мел, известняки каменноугольного возраста представлены в Великобритании множеством богатых известью разновидностей. В их числе ракушечные известняки, которые почти на $\frac{3}{4}$ состоят из остатков морских лилий (криноидей) или кораллов и брахиопод. Остальная часть породы сложена кальцитовым шламом и глинистым материалом обломочного происхождения. Большинство ракушечных известняков имеет серый цвет, причем на выветрелых поверхностях пород обычно выступают хорошо отпрепарированные окаменелости, что объясняется тем, что окружающая их цементирующая масса при выветривании разрушается в первую очередь. Такие известняки залегают в виде мощных пластов, хорошо выделяющихся в обнажениях. Ракушечные известняки — непористы, но пронизывающие их трещины обеспечивают свободное проникновение в породы воды, которая размывает и растворяет карбонат кальция. Совместное физическое и растворяющее воздействие воды ведет к образованию в известняках карстовых пустот и углублений. Писчий мел подвержен тем же разрушительным процессам.

3. Р и ф о в ы е и з в е с т н я к и встречаются обычно среди пород раннекаменноугольного возраста. Они сложены крепкими скелетами колониальных кораллов, остатками водорослей и других организмов, некогда обитавших вблизи жизнедеятельных коралловых рифов. Сами ископаемые рифы представляют собой компактные округлые массивы крепких желвачных известняков, запечатанные в слоистые известняковые толщи (рис. 55). Вследствие эрозии рифы постепенно препастируются и начинают выдаваться над остальными известняками в виде низких бугорков или выступов, что характерно для рифовых известняков некоторых

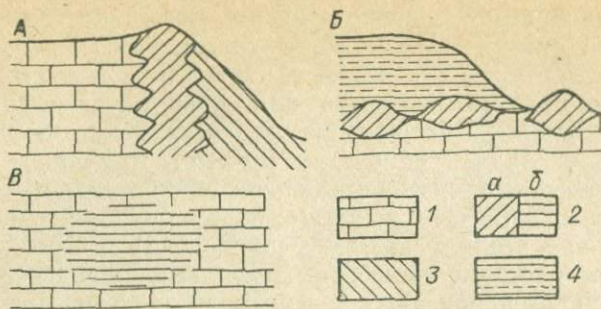


Рис. 55. Рифовые известняки.

А — передовой риф; Б — рифовый выступ; В — слоистый риф.
 1 — слоистый известняк; 2 — текстура рифового известняка
 (а — массивная, б — слоистая); 3 — отложения рифового
 склона; 4 — глинистый сланец.

районов Пеннин. Наличием пористости обусловлена важная роль рифовых известняков в качестве вместилиц нефти во многих областях мира.

4. Возвышенность Котсуолд-Хилс в графстве Глостершир сложена характерными тонкослоистыми оолитовыми известняками. Эти породы образовались главным образом хемогенным путем, в мелководных бассейнах (см. гл. 6). Подвижность вод и высокая насыщенность их карбонатом кальция обусловили почти идеальную форму оолитов; по общему облику они похожи на рыбу икру. В оолитовых известняках могут быть захоронены и довольно многочисленные остатки организмов.

5. Магнезиальные известняки являются важной составной частью пермских отложений Северо-Восточной Англии. В этих породах значительная часть первичного карбоната кальция замещена карбонатом магния (магнезитом). Магнезиальные известняки имеют грязно-желтый цвет и массивную текстуру, ими сложены обрывы на берегу Северного моря в графстве Дарем, а также крутой уступ в Йоркшире. Когда процесс замещения карбоната кальция охватывает целиком всю породу, содержащиеся в ней окаменелости, оолиты, а также характерные элементы рифовой структуры теряют очертания, сливаясь с общей массой породы, и в ней остаются видными только ромбоэдрические кристаллы доломита ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$).

Хотя в Великобритании встречается много разновидностей известняков, этим не исчерпывается все разнообразие карбонатных пород. В других районах мира известны такие отложения, как известковые туфы, которые образуются в тех местах, где из карстовых пустот изливаются на поверхность подземные воды, обогащенные известью. Знаменитый литографский камень, который добывают на месторождении Золенгофен (ФРГ), сформировался в юрский период в результате литификации кальцитовых илов. Эта порода сложена настолько

тонким материалом, что в ней запечатлеваются мельчайшие детали строения погребенных организмов; сохранились, в частности, даже отпечатки перьев самых первых из известных человеку птиц*.

Многие известняки, в особенности рифовые, исключительно пористы, в связи с чем они являются прекрасными коллекторами для нефти и газа. Процесс доломитизации ведет к дальнейшему уменьшению (почти на 12%) объема, занимаемого веществом этих пород в зафиксированном пространстве слоев, и, таким образом, способствует увеличению пористости пород. Толщи пясчег мела в Великобритании играют роль важнейших водоносных слоев.

Железистые породы: железняки. Большинство мировых запасов железа сосредоточено в осадочных месторождениях гематита (окись железа), лимонита (гидроокись), сидерита (карбонат) и шамозита (гидратированный силикат), а также в метаморфизованных осадочных породах. В настоящее время потребности Великобритании в железной руде удовлетворяются главным образом за счет импорта, между тем как здесь есть довольно значительная железорудная зона юрского возраста (правда, со сравнительно низкокачественными рудами), которая тянется через графство Нортгемптоншир и далее прямо к северу в графство Линдси (до г. Сканторпа, вблизи эстуария Хамбера), а отсюда до возвышенности Норт-Йорк-Мурс. Руды этой зоны представляют собой смесь шамозита и сидерита с небольшим количеством лимонита и гематита; часто они имеют оолитовое строение, свидетельствующее о том, что соединения железа замещали материал первичных известняков. Руды содержат от 24 до 38% железа и разрабатываются открытым способом.

Знаменитые железорудные месторождения в районе оз. Верхнего в США образовались в результате осаждения смешанных соединений железа, послуживших материалом для характерных кремнисто-глинистых пород — таконитов. Эти породы первоначально содержали всего лишь 20% железа, однако в дальнейшем из них были выщелочены различные растворимые соединения, которые заместились обогащенной гематитом рудой, содержащей уже 50% железа. Подобным же образом протекал процесс обогащения железных руд и в недавно открытых месторождениях Лабрадора (Канада).

Соляные породы (эвапориты). Интенсивное осаждение солей происходит при выпаривании вод морей и озер, расположенных в засушливых областях. Целый ряд широко известных соляных месторождений находится в районе Штасфурта в ГДР (табл. 9), однако и в Великобритании имеется несколько значительных месторождений: вблизи долины р. Тис (ангидрит и каменная соль),

* Автор имеет в виду находки в верхнеюрских отложениях ФРГ знаменитого археоптерикса, который занимает переходное положение между пресмыкающимися и современными птицами. — Прим. пер.

в долине р. Уивер в графстве Чешир (каменная соль) и др. В районе возвышенности Норт-Йорк-Мурс открыты месторождения поташа, которые, правда, находятся так глубоко, что разработка их в настоящее время экономически не целесообразна.

ТАБЛИЦА 9

ШТАСФУРТСКИЕ СОЛЯНЫЕ ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Порода, минерал	Мощность, м	Условия образования
Глинистые сланцы, песчаники, глин	} 30—80	Влажные
Каменная соль (NaCl)		Засушливые (интенсивное выпаривание)
Ангидрит (CaSO_4)	} 5—10	Влажные
Засоленная глина		Крайне засушливые (отложение наиболее растворимых солей)
Карваллит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)	} 16—40	
Каинит ($\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)		
Сильвин (KCl)		
Кизерит ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)		
Полигалит ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$)		
Каменная соль и ангидрит		
Ангидрит, гипс	} Сотни	Засушливые (сезонное переслаивание) Засушливые (выпаривание)

1. Каменная соль (NaCl) образует массивные пласты и благодаря наличию различных примесей обычно окрашена в желтоватые и красноватые тона; это мягкая и легкая порода. Добыча, как правило, ведется путем закачивания воды в соляной пласт с последующим извлечением образовавшегося рассола. Нередко такой способ добычи приводит к проседанию участков местности, расположенных над месторождениями.

2. Ангидрит (CaSO_4) часто встречается в виде волокнистых, зернистых или более плотных и массивных скоплений, окрашен в серые, голубые или красноватые цвета. Он тверже и хуже растворим, чем каменная соль, поэтому добывается обычным способом. Например, в районе Биллингема (графство Дарем) вертикальной горной выработкой (шахтой) вскрыт пласт ангидрита средней мощностью 6 м. От шахты по строгой сетке в пределах пласта проведены горизонтальные проходы (штольни) шириной по 16 м, а между ними оставлены поддерживающие всю эту подземную систему разработки квадратные целики породы шириной тоже по 16 м.

3. Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) немного похож на ангидрит, но мягче него; используется для приготовления алебастра (штукатурного гипса).

Три перечисленные породы являются главными в ряду соляных отложений, все они в широких масштабах используются в химической промышленности, где служат сырьем для производства самой разнообразной продукции — от минеральных удобрений до пластмасс. Используются, хотя и в меньших количествах, и другие соли, перечисленные в табл. 9.

Податливость, пластичность многих соляных отложений по сравнению с другими осадочными породами служат причиной того, что под действием постоянного давления в недрах они, вместо того чтобы сминаться в складки или разрываться, способны медленно течь, даже если приложенная к ним нагрузка относительно невелика. В результате этого соль на глубине часто концентрируется в виде больших куполовидных масс (соляных куполов), которые распространены, например, вокруг Мексиканского залива и под дном Северного моря, где стали ловушками для нефти. На рис. 56 показано, как происходит образование таких соляных куполов; на рис. 60 и 62 изображены соляные купола, играющие роль нефтяных ловушек.

Перед исследователями давно стоит один очень важный и до сих пор не имеющий вполне убедительного ответа вопрос, касающийся соляных отложений: каким образом в прошлом могли накопиться такие громадные по мощности толщи солей? Если бы в современных морях удалось выпарить, скажем, тысячеметровую толщу воды, то из нее получился бы слой соли мощностью всего в несколько метров. Даже при беглом просмотре табл. 9 нетрудно убедиться, что соли имеют слишком большую мощность, чтобы можно было представить их образование как результат какого-то единовременного непрерывного выпаривания вод. Соляные рудники в г. Величка (Юго-Западная Польша) — старейшем центре разработки каменной соли — стали туристской достопримечательностью благодаря тому, что представляют собой целый подземный город, выработанный в толще соли мощностью 400 м*. Наиболее удовлетворительным ответом на поставленный вопрос можно пока считать следующий: области накопления солей по мере выпаривания вод испытывали медленное непрерывное опускание, что, с одной стороны, способствовало захоронению накопившихся соляных отложений, а с другой — вызывало постоянный приток сюда свежих морских вод и, следовательно, вело к дальнейшему осажению солей. Известно, например, что побережье Мексиканского залива в США опустилось на многие тысячи метров и что отдельные огромные соляные купола в этом районе содержат, как подсчитано, до 1000 км³ соли (см. рис. 56, з). Концентрация ее в таких грандиозных количествах, по-видимому, действительно могла происходить лишь при одновременном выпаривании вод и опускании области осаждения.

* В выработанной соляной копи размещен Музей горного дела. — *Прим. пер.*

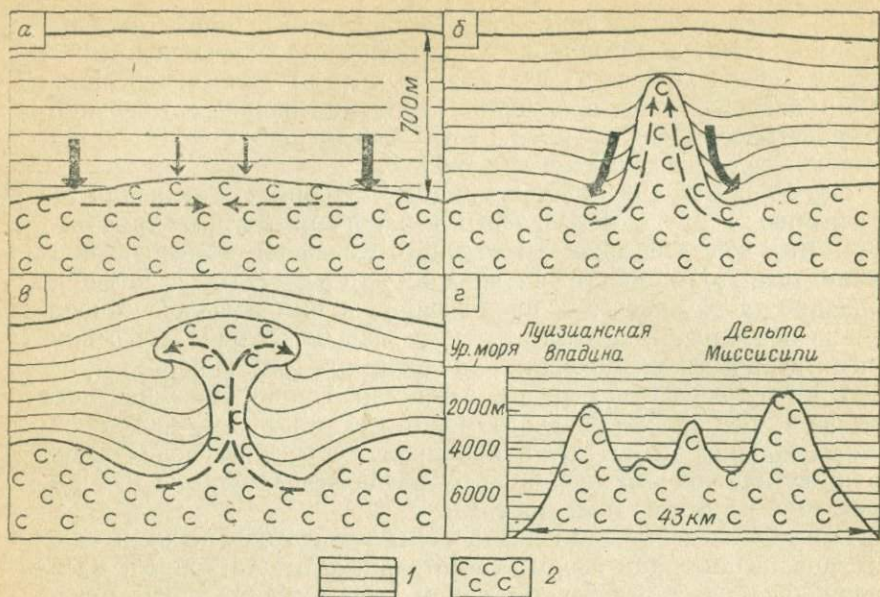


Рис. 56. Соляные купола.

а — начальная стадия образования соляного купола (толщина вертикальных стрелок пропорциональна давлению на соляную толщу в различных точках); б — прорыв солью покрывающих пород; в — растекание соли в породах с низкой плотностью; г — некоторые американские соляные купола. 1 — покрывающие породы; 2 — соляная толща.

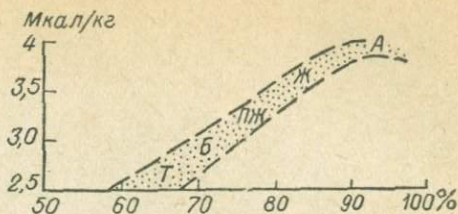
Углеродистые породы: угли. С геологической точки зрения уголь представляет интерес как пример породы, обладающей такими признаками, которые позволяют вполне однозначно и с большей детальностью установить условия ее образования. В этом плане необходимо прежде всего привести некоторые фактические сведения об угле, характеризующие его с различных точек зрения.

1. **Химический состав** угля меняется в довольно значительных пределах. Содержание в нем наиболее важной составной части — углерода — колеблется от 60% в торфе до 95% в антраците (рис. 57). В числе остальных составляющих кислород, водород, некоторое количество азота, летучие соединения, а также присутствующие в различных количествах примеси серы и глины. Угли с высоким содержанием углерода обладают более высокой теплотой сгорания и считаются углями высокой категории.

2. **Физические свойства** угля меняются в зависимости от его внутреннего строения и состава: уголь может быть блестящим или матовым, загрязненным и пылеватым или гладким и чистым; он может раскалываться на прямоугольные блоки, а может иметь и совершенно неправильный излом. Все эти свойства определяются характером и соотношением микроскопических составляющих угля, известных под названием мацералы (обра-

Рис. 57. Классификация углей по содержанию углерода и теплоте сгорания.

Угли: А — антрацит, Ж — жирный (битуминозный), ПЖ — полужирный, Б — бурый (лигнит); Т — торф.



тите внимание на аналогию с минералами пород), чьи особенности в свою очередь определяются растительным органическим материалом, из которого они образовались. Наиболее распространенными мацералами являются витринит (блестящий богатый кислородом материал, возможно образовавшийся из древесины, разложившейся в воде), резинит и споринит (крепкие тусклые материалы, богатые водородом и содержащие ископаемую смолу и споры) и фюзинит (порошкообразный древесный уголь, по видимому образовавшийся из горелой древесины).

Содержание того или иного мацерала в угле влияет на его внешний облик и свойства: при высоком содержании резинита и витринита и небольшой примеси фюзинита образуется блестящий уголь, который является превосходным топливом, поскольку при сжигании дает мало дыма; при значительном содержании споринита получается прекрасный газовый уголь. То или иное сочетание мацералов определяет тип угля, причем в одном пласте может быть встречено совместно несколько типов. Мягкий блестящий уголь, очень хрупкий и легко раскалывающийся на почти прямоугольные блоки, называется витреном, если он похож на бесструктурное черное стекло, или клареном, если имеет явную слоистость. Матовый уголь, состоящий в основном из споринита и резинита, называется дюреном. Крупные блоки угля часто бывают скреплены его пылевой разновидностью — фюзеном.

3. Подобно большинству осадочных пород, уголь встречается в виде пластов, или слоев. Изредка их мощность превышает 3 м, обычно же бывает меньше 2 м; при хорошем качестве угля разрабатываются пласты мощностью даже менее 1 м. Если пласт угля тянется на значительное расстояние в одном направлении, то по простиранию он может либо расщепиться на два более тонких пласта, разделенных песчаником или глинистым сланцем, либо стать более мощным. Местами угольные пласты прорезаются «каналообразными» телами песчаников; предполагают, что такие участки размыва угля представляют собой русла древних рек, протоки на территориях дельт, бывших основными областями угленакопления (рис. 58).

4. Угольные пласты связаны с вполне определенными типами других пород. Они часто подстилаются своеобразными, упоминав-

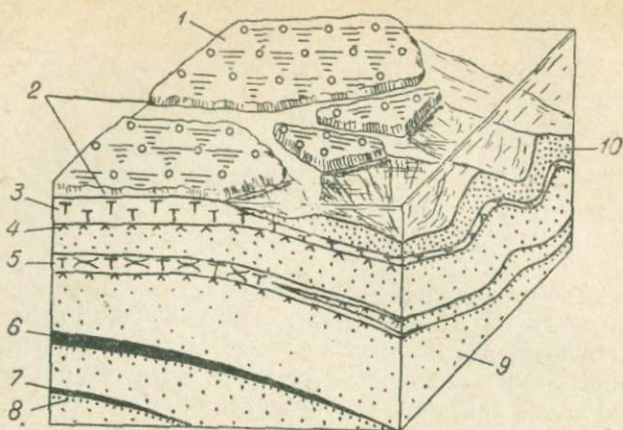


Рис. 58. Образование угля.

1 — заболоченный лес; 2 — разлагающаяся растительность; 3 — торф; 4 — корни; 5 — затвердевший торф; 6 — бурый уголь (лигнит); 7 — уголь; 8 — подстилающие породы (гаництеры); 9 — песок; 10 — Слои торфа и угля утоняются и расщепляются по направлению к морю.

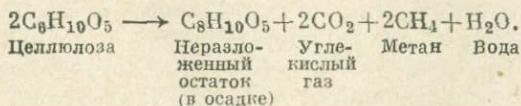
шимся уже песчаными и глинистыми породами — бывшими почвами, из которых питательные вещества были извлечены растениями и которые могут содержать остатки корней; подстилающие породы, состоящие из зерен песчаной размерности, — ганистеры, а сложенные более тонким материалом, — огнеупорные глины. Перекрываются угольные слои глинистыми сланцами и даже обогащенными известью породами, содержащими остатки морских организмов; вообще же в этих покрывающих слоях может быть встречена самая разнообразная фауна: от типично морских животных до пресноводных организмов.

Выше по разрезу сланцы постепенно или, напротив, резко сменяются более грубозернистыми породами (песчаниками), обычно не содержащими окаменелостей, затем следуют очередной слой ганистера или огнеупорной глины и, наконец, новый пласт угля. Эта в целом типичная элементарная последовательность слоев — циклотема (рис. 59) — не всегда повторяется в разрезе в одном и том же виде, некоторые части разреза, в том числе угольные слои, могут вообще отсутствовать.

Сопоставив все приведенные фактические сведения об угле, мы можем теперь восстановить ход процесса его образования. Общее содержание углерода, наличие различных остатков растений в угле и в подстилающих его породах (корни) свидетельствуют о том, что уголь образовался из мощных скоплений отмершей наземной растительности. Именно в растениях, прежде всего

древесных, в широких масштабах формируются углеводные растительные ткани типа целлюлозы (50% углерода, 44 — кислорода, 6 — водорода), а также различные жиры, смолы, масла и воски, которые обогащены водородом и называются углеводородами. Углеводы, слагающие основную массу растительных тканей, образуются в живых растениях под воздействием солнечных лучей — в процессе так называемого фотосинтеза — из воды, всасываемой корнями, и углекислого газа, который поглощается из воздуха листьями. Для синтеза смол и жиров необходимо, чтобы в растения в дополнение к указанным исходным компонентам поступали из почвы еще и минеральные соли; смолы и жиры часто выполняют в растениях защитную функцию.

После отмирания растения очень скоро полностью разлагаются под воздействием бактерий и плесневых грибов. Деятельность этих биологических агентов прекращается или ослабевает с уменьшением поступления кислорода. Недостаток кислорода возникает, в частности, в том случае, когда отмершие растения оказываются во влажных болотистых условиях, где из них формируется торф. При этом разложение сводится в основном к распаду вещества растительных тканей, а также к частичному сбраживанию сахаристых соединений, в результате чего из остатков растений получаются богатые углеродом отложения — пропитанная жидкостью темно-коричневая желеобразная масса, из которой в атмосферу выделяются различные газы. В принципе разложение растительных тканей идет в соответствии со следующим уравнением:



Если отмершие растения погружаются в глубину застойных вод, куда доступ воздуха практически исключен, то происходит



Рис. 59. Типичная последовательность слоев в разрезе угленосной толщи (цикло-тема).

Условия образования: I — поверхность суши на уровне моря; заболоченная почва; II — медленное опускание; заболоченный лес, накопление остатков растительности; III—IV — быстрое опускание; лес, затопленный илистыми водами; V — грубый осадок, постепенно заполняющий участок моря до поверхности воды.

разложение совсем ничтожного количества устойчивого растительного материала. Органические остатки смешиваются с тонким иловым материалом, в результате чего образуются отложения, известные под названием сапропелевых; для сапропеля характерно высокое содержание углеводородов, подобных битуму.

Таким образом, тип угля определяется не только первоначальным составом отмирающих растений, но и условиями преобразования исходного материала в углистое вещество. Громадные количества торфа образуются в низинных болотах, расположенных на обширных плоских поверхностях дельт (см. рис. 58), где существуют и отдельные участки застойных вод, благоприятные для формирования сапропеля. При окончательном заполнении таких локальных бассейнов осадками сапропелевые отложения обычно перекрываются торфом либо песком и илом, если на последней стадии отложения сюда вторгается дельтовая протока, изменившая направление своего течения. Громадный вес разнообразных осадков, интенсивно поступающих в дельту, вызывает непрерывное медленное опускание всей территории, что в свою очередь способствует постепенному наращиванию мощности отдельных накапливающихся слоев торфа и сапропеля. Процесс образования этих отложений резко прерывается в тех случаях, когда темп опускания территории существенно увеличивается и вся она заливается морем, становясь местом формирования типично морских отложений; затем темп опускания уменьшается, и тогда снова начинается углеобразование.

Области, в которых развитие растительности идет более быстрыми темпами и, таким образом, происходит более интенсивное накопление органического материала, необходимого для углеобразования, характеризуются обилием солнечного света, высокими средними температурами и значительным количеством выпадающих дождей. Такие условия существуют в тропических областях Земли, где образование угля может происходить и в настоящее время. Правда, сейчас вблизи экватора интенсивность дождей слишком велика, так что растительные остатки здесь почти не накапливаются, а разлагаются и выносятся в океаны. Тем не менее в отложениях дельты Ганга, например, установлено чередование довольно мощных слоев торфа и песка.

Хотя деятельность бактерий, играющих важную роль в процессах разложения растительных остатков, заканчивается после образования и захоронения пластов торфа и сапропеля, в этих осадках происходят дальнейшие изменения по мере того, как они все глубже погружаются под непрерывно возрастающую по мощности толщу вышележащих отложений. В условиях сильного давления и высокой температуры, которые возникают на глубине под влиянием веса накапливающихся осадков, происходит уплотнение торфа, удаление из него воды и кислородных соединений.

Это ведет к увеличению в нем относительного содержания углерода, вследствие чего цвет породы постепенно меняется на черный. Вся последовательность процессов приводит в конце концов к образованию крепкого хрупкого угля.

Большинство углей образуется на основе торфа, и существует множество их разновидностей, отвечающих разным стадиям углефикации; среди них настоящими углями, в которых сохраняются и различаются только отдельные реликты первичных растительных структур, считаются следующие.

1. **Б у р ы е у г л я**, или **л и г н и т ы**, стоят первыми в ряду углей, обладающих высокой степенью углефикации; характеризуются существенно большим, чем торф, содержанием углерода. Правда, в них еще сохраняется некоторое количество влаги и довольно много реликтов первичных растительных структур. Обычно бурые угли разрабатываются там, где отсутствуют угли более высокой категории, например в ГДР, или же в тех местах, где удобно и экономически выгодно вести их добычу открытым способом, например в ФРГ (в районе Кельна).

2. **Б и т у м и н о з н ы е (ж и р н ы е) у г л я** распространены наиболее широко и, несомненно, имеют наибольшую хозяйственно-экономическую ценность. Обычный отопительный, газовый, коксующийся, паровичный и многие другие — все это битуминозные (жирные или полужирные) угли, называемые так или иначе в соответствии с их назначением или определенными технологическими свойствами.

3. **А н т р а ц и т ы** — угли, содержащие до 95% углерода; горят медленно, почти без пламени, выделяют очень большое количество тепла. Они тверже битуминозных углей, нередко имеют сероватый оттенок и блестят. Антрациты встречаются обычно в наиболее глубоких частях угольных бассейнов или в областях интенсивного сжатия горных пород; их можно считать метаморфизованными углями.

Сапропелевые угли не совсем обычны по облику и содержат примесь неорганического осадочного материала. К ним относится **к е н н е л ь с к и й у г о л ь**, сложенный главным образом такими мацералами, как споринит и резинит, и содержащий высокий процент летучих углеводородных соединений. Замечательной особенностью кеннельских углей является то, что иногда они содержат остатки рыб и других морских организмов, неизвестных в обычных углях и свидетельствующих о переносе материала осадка до отложения. **Б о г х е д** — другая разновидность сапропелевого угля, близкая к кеннельскому углю, но характеризующаяся большим содержанием остатков водорослей, благодаря чему в состав богхеда входит даже еще большее, чем в кеннельские угли, количество летучих веществ. Часто по простиранию богхед постепенно переходит в горючие битуминозные сланцы. Уголь этого типа может быть использован в качестве сырья для получения нефти и газа.

Возникновение и многократное возобновление такого комплекса условий осадкообразования, который благоприятен для формирования угля, обусловлено, по всей видимости, определенным сочетанием периодического опускания дельтовых зон под действием веса накопившихся осадков и постоянной горизонтальной миграции дельтовых протоков, как это происходит и в современных дельтах (см. гл. 5). Заболоченные дельтовые низины, где происходит накопление органического материала, необходимого для образования угля, могут периодически затапливаться морем и заполняться при этом глинистыми и песчаными отложениями до тех пор, пока в результате накопления массы осадков они снова не окажутся выше уровня моря и не станут болотами, разделенными дельтовыми протоками; последние в свою очередь мигрируют по поверхности дельты и могут заносить болотистые низины аллювием и, таким образом, захоронять органический материал.

Несмотря на обоснованность и очевидность большинства обстоятельств углеобразования, поразительным до сих пор остается факт накопления особенно больших количеств угля в один из выдающихся в этом отношении периодов геологической истории, который так и называется каменноугольным; очевидно, что для этого должно было возникнуть исключительно благоприятное сочетание очень многих условий. Остатки первых наземных растений обнаружены в отложениях верхнего силура, а в девонский период получили развитие уже первые леса, распространение которых ограничивалось низинными болотистыми территориями, поскольку деревья могли размножаться только с помощью спор. Каменноугольный период стал периодом максимального расцвета ранней наземной растительности. Одновременно, особенно во второй половине каменноугольного периода, на севере Европы и в центральных частях Северной Америки получили широкое развитие области низинных дельтовых болот, которые испытывали медленное опускание по мере накопления в них осадков и куда в изобилии поступал обломочный материал с окружающих возвышенностей, подвергавшихся эрозии. Установилась, таким образом, своеобразная взаимосвязь между процессом развития растительности и другими геолого-географическими процессами в окружающей среде, в частности, сложилась ситуация, при которой солнечная энергия, аккумулированная в веществе растений, могла быть в таком виде захоронена в породах земной коры: следовательно, уголь с полным правом может быть назван «ископаемым топливом».

Углеводороды в горных породах: битумы и нефть. Как только что подчеркивалось, уголь является породой, в которой миллионы лет назад накопилась и сохранилась энергия солнца, доступная для использования в настоящее время. Нефть, хотя она и не представляет собой «осадочную породу» в строгом смысле, возникла сходным путем и является другим исключительно важным «иско-

используемым топливом». В настоящее время перед человечеством стоит серьезная проблема, обусловленная колоссальным нарастанием темпа потребления обоих этих видов топлива. Судя по всему, он по крайней мере в 100 000 раз превышает скорость образования угля и нефти в современных условиях, поэтому нет никаких оснований надеяться, что накопление компенсирует расход. Фактически известных сейчас запасов нефти и угля хватит всего на несколько сотен лет, хотя, конечно, могут быть открыты и новые месторождения. Положение осложняется и другим обстоятельством, постепенно тоже вырастающим в проблему: дело в том, что неуклонно увеличивающееся использование нефти и угля (а оно заключается в сжигании их) сопровождается выбрасыванием в атмосферу все больших количеств углекислого газа. Он способствует удержанию солнечного тепла в нижних слоях атмосферы и, следовательно, общему потеплению климата; подсчитано, что увеличение содержания углекислого газа в атмосфере за последние 100 лет привело к возрастанию средних зимних температур в Северной Европе на 2—3° С. Такое потепление на первый взгляд несущественно, но именно оно может быть причиной начавшегося недавно таяния многих ледников.

В результате, если все углеродистое топливо будет сожжено, а выделившийся углекислый газ выпущен в атмосферу, ее температура возрастет на 12° С и тогда растают все ледниковые покровы, вследствие чего уровень моря достигнет такой отметки, при которой будут затоплены все морские порты и прибрежные поселения.

Под названием «нефть» (petroleum) в широком смысле слова понимается многочисленный ряд различных углеводородных соединений, начиная от природного газа метана CH_4 и кончая асфальтом. Наиболее обычной группой углеводородов, встречаемых в составе светлоокрашенных сырых нефтей (crude oil) (естественных смесей углеводородов), являются соединения парафинового ряда (с общей формулой $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$); углеводороды другого ряда — нафтенового (общая формула C_nH_{2n}) — более тяжелые и окрашены в темные цвета. Эти своеобразные нефтяные «минералы» пропитывают горючие (битуминозные) сланцы, откуда могут быть извлечены путем перегонки при нагревании, либо в виде жидкости заполняют нефтяные ловушки в пористых породах-коллекторах.

Исследуя даже небольшой кусок угля, мы можем многое узнать не только о его составе, но и о происхождении. В отличие от угля сырые нефти, встречаемые в различных породах, как правило, находятся не на месте своего образования, а легко мигрируют в недрах и не дают возможности однозначно судить об их происхождении. Изредка нефти встречаются совместно с углем или, напротив, в зонах вулканической активности, и все же наиболее вероятно, что они сформировались из мельчайших морских организмов, которые в течение длительного периода времени раз-

лагались в осадках глубоких илистых морей *. После уплотнения илов и превращения их в глинистые сланцы нефть либо задерживалась в них (образуя битуминозные сланцы), либо отжималась из них вместе с частью воды и перемещалась в более пористые породы, например в песчаники или известняки. Достигнув подходящей ловушки в пористых породах, нефть благодаря меньшей плотности постепенно отделялась от воды и накапливалась выше ее; при наличии в нефти газовой составляющей над ее поверхностью могла сформироваться так называемая «газовая шапка». Различные типы нефтяных ловушек и соотношение в них воды, нефти и газа показаны на рис. 60.

Когда геологи приступают к поиску новых нефтяных месторождений, они прежде всего стремятся установить наличие в недрах исследуемой территории таких пород, которые, обладая необходимой пористостью или трещиноватостью, могут играть роль коллекторов нефти. Затем выясняют характер залегания пород с коллекторскими свойствами, устанавливают наличие в них структур, могущих служить ловушками нефти. Обе эти задачи решают с помощью картирования пород на поверхности, причем особое внимание уделяется выявлению важных для сопоставления пород остатков микроскопических организмов, потому что они снова могут быть встречены в керне или буровом шламе при бурении скважин в процессе дальнейших поисков нефти. Просачивание нефти на поверхность, безусловно, может вселять повышенные надежды на благоприятный исход поисков, однако необходимо тщательное предварительное обследование нефтепроявлений, поскольку нефть может поступать на поверхность с довольно значительных глубин из главной нефтяной залежи.

На территориях, где коренные породы не выходят на поверхность (например, на акватории Северного моря), для поисков нефти могут быть использованы геофизические методы, в частности сейсмический, который заключается в проведении на поверхности земли (или воды) взрывов, возбуждающих в недрах небольшие искусственные «землетрясения», и в последующей регистрации сейсмических волн, отраженных от каждой плоскости напластования или других поверхностей раздела пород (сбросы и т. п.). По полученным сейсмограммам может быть нарисована картина структур, образованных горными породами на глубине.

Однако наличие нефти в недрах не может быть гарантировано даже после применения всех известных геологических и геофизических методов до тех пор, пока не будет пробурена скважина, которая вскроет нефтяную залежь. Именно поэтому так важны для геологов-нефтяников данные о захоронениях упоминавшихся

* Автор присоединяется к так называемой «органической» гипотезе происхождения нефти, оставляя в тени конкурирующую с ней в течение многих десятилетий «неорганическую» гипотезу, согласно которой нефть непрерывно синтезируется на больших глубинах (в основании земной коры или в мантии) в условиях высоких температур и давлений. — *Прим. пер.*

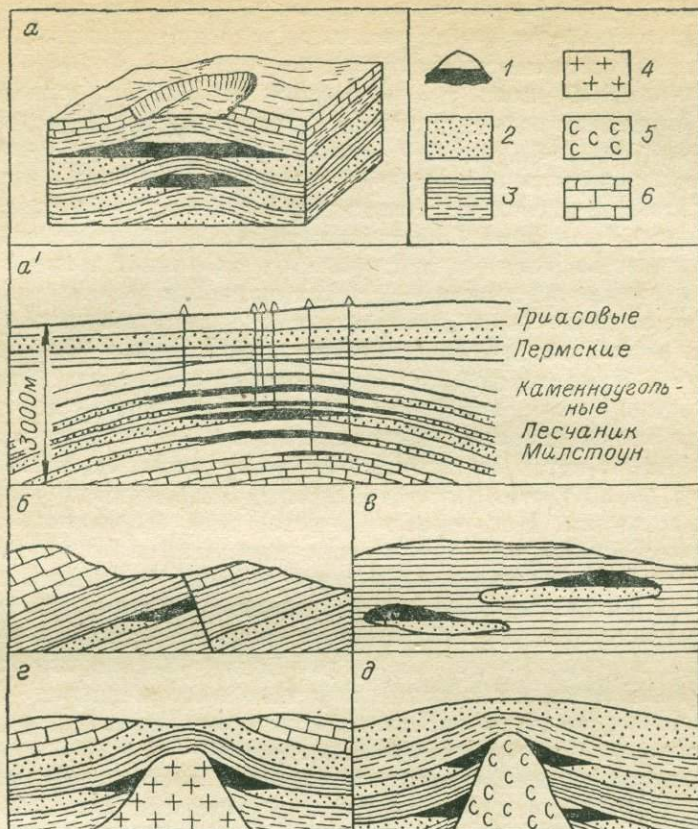


Рис. 60. Типы нефтяных ловушек.

a — антиклиналь; *a'* — антиклинальное нефтяное месторождение Иклинг (Ноттингемшир); *б* — сброс; *в* — линзовидные пласты; *г* — интрузив; *д* — соляной купол. 1 — нефтяная ловушка с газовой шапкой; 2 — водонасыщенные пористые породы; 3 — непроницаемые породы; 4 — гранит; 5 — соль; 6 — известняк.

выше остатков микроскопических организмов, ибо с их помощью может быть существенно дополнена картина разреза пород, которую приходится строить по извлекаемому из скважины далеко не полному керну или шламу.

В 1959 г. на севере Голландии были открыты крупнейшие — мирового значения — газовые месторождения, что стимулировало интенсивное развитие поисков нефти и газа по всей акватории Северного моря. Согласно Конвенции 1958 г. * за каждой из прилегающих к нему стран был закреплен соответствующий участок акватории для геологических изысканий и поиска минеральных

* Имеется в виду Конвенция о континентальном шельфе, принятая в Женеве в 1958 г. и вступившая в силу в 1964 г. — Прим. пер.

ресурсов; на участке, предоставленном в распоряжение Великобритании, ряд фирм, поощряемых английским правительством, приступил к интенсивному бурению.

Результаты бурения уже в первый год (1965 г.) превзошли самые оптимистические прогнозы: ряд скважин у восточного побережья Англии (рис. 61) оказался продуктивным, что позволило приступить к прокладке газопровода в глубь страны. К 1970 г. были разведаны запасы газа в объеме, необходимом на ближайшие 30 лет потребления, и началось широкое использование его на промышленных предприятиях и в жилых домах.

Газ получают из нескольких антиклиналей и соляных куполов (рис. 62), которые были выявлены и освоены в результате применения новейших методик и технических средств разведочной геофизики, бурения и добычи нефти и газа на акваториях. Главным месторождением газа являются пористые пермские песчаники (в толще «новых красных песчаников»), которые в пределах Великобритании нигде не выходят на поверхность суши; газовые ловушки образуются за счет соленосных отложений, перекрывающих песчаники. Некоторое количество газа встречается также в пермских известняках и триасовых песчаниках. По составу газ представляет собой необычайно чистый метан CH_4 , хотя порой к нему примешивается некоторое количество нефти. С 1968 г. основные исследования в Северном море переносились все дальше к северу, в результате чего в районе между Шотландией и Норвегией были открыты крупные нефтяные месторождения. Кроме того, развернуты исследования на акваториях Ирландского моря и к северо-западу от Британских островов.

Кремнистые, фосфатные и глиноземные породы. Кремнистые породы органического происхождения встречаются редко. К числу этих пород относятся диатомит, сложенный миллионами скелетов (скорлупок) микроскопических диатомовых водорослей, и радиоларит, состоящий из столь же мелких раковин одноклеточных животных. Обе породы мягкие, кремового цвета; они часто формировались в древних озерах вблизи вулканов и гейзеров. Кремнистый туф (гейзерит) формировался в виде выпуклых натечных слоев вокруг устьев вулканических гейзеров.

Конкреции и желваки кремнезема встречаются в породах самых разных типов. В тех случаях, когда эти крепкие кремнистые породы имеют неровный излом, они называются роговиком (chert); стяжения этого типа обычны для нижнекаменноугольных известняков Северной Англии. Как сейчас установлено, некоторые роговики первоначально в значительной степени были сложены радиолариями. Более плотные конкреции состоят из кремня (ilint), цвет которого меняется от серого до черного; он хрупок и обладает раковистым изломом. Конкреции кремня широко распространены в белом песчанике мелу на юге и востоке Англии, где они цепочками протягиваются вдоль плоскостей

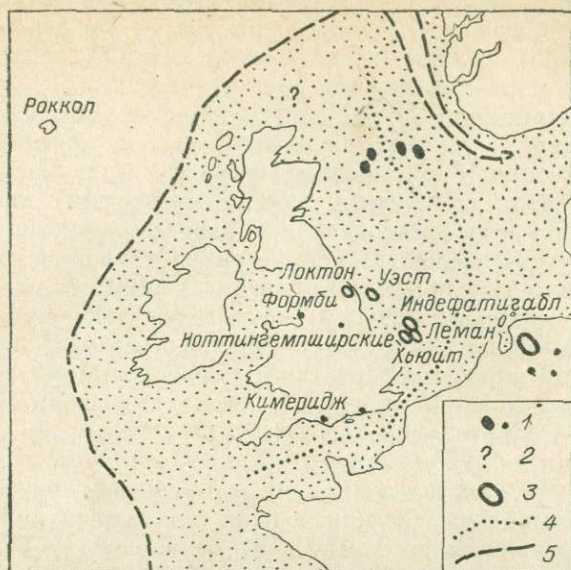


Рис. 61. Нефтяные и газовые месторождения Великобритании.

1 — нефтяные месторождения; 2 — площади, перспективные на нефть; 3 — газовые месторождения; 4 — международная морская граница; 5 — край континентального шельфа.

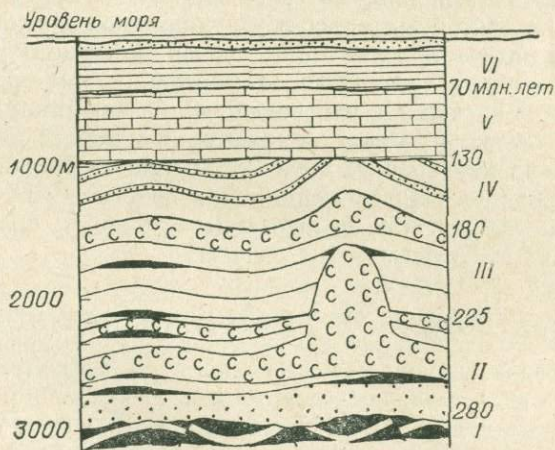


Рис. 62. Геологическое строение дна Северного моря (до глубины более 3000 м).

I — каменноугольные продуктивные пласты; II — пермские грубозернистые песчаники, продуктивные пласты и соляные толщи; III — триасовые соляные толщи с продуктивными слоями; IV — юрские соленосные песчаники; V — меловые известняки; VI — третичные глины и пески.

напластования, местами пересекая их и свидетельствуя, что по крайней мере часть этих конкреций могла образоваться после вмещающей породы. Многие конкреции кремня содержат в качестве ядра кремнеземе органические остатки.

Вопрос о том, как и откуда поступал кремнезем в такие богатые известью породы, как мел, до сих пор еще не решен. В период осадконакопления в обогащенных известью водах морей кремнезем мог вначале выделяться в виде мельчайших шаровидных частиц, которые затем стягивались в более крупные массы, нередко концентрировавшиеся вокруг раковин умерших животных. В период диагенеза и позже кремневые конкреции могли формироваться просачивающимися в осадок или еще не уплотненную породу подземными водами, обогащенными кремнеземом.

Фосфатные породы органического происхождения образуются из костей и зубов животных или из их выделений. Обычными отложениями такого типа, обогащенными фосфатами, являются костяная брекчия и копролиты. Копролиты формируются и в настоящее время, например на побережье Перу, где экскременты многочисленных птиц (на территориях «птичьих базаров») превращаются в многометровый слой гуано. Фосфорит представляет собой смесь фосфата кальция и карбоната кальция; он может формироваться в глубоких застойных морях, а также на суше в результате процессов замещения в известняке, когда в него просачиваются растворы из «гуаноподобных» отложений.

Алюминий встречается во всех глинах, но особенно обогащен им боксит — порода, которая образуется либо вследствие выветривания некоторых пород в условиях тропического климата, либо в результате просачивания сквозь породы вулканических вод. Боксит — единственная порода, которая имеет промышленно-экономическое значение в качестве руды на алюминий; обычно он имеет красноватую пятнистую окраску и землистый облик. Основные месторождения боксита тяготеют к области тропиков, однако ряд месторождений бокситов обнаружен в СССР, США и в Южной Франции (возле дер. Бо, от названия которой и получила свое наименование эта руда).

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Когда осадочные породы постепенно, слой за слоем, накапливаются в виде некоторой последовательности слоев, они становятся в совокупности своеобразной летописью, исторической хроникой, содержащей сведения о различных геологических условиях, существовавших на определенной территории. Выше уже было показано, как с историко-геологической точки зрения может быть интерпретирована циклично повторяющаяся последовательность слоев пород в угленосных толщах (см. рис. 59). Как правило, осадочные породы, залегающие в основании какой-либо толщи, древнее лежащих выше по разрезу.

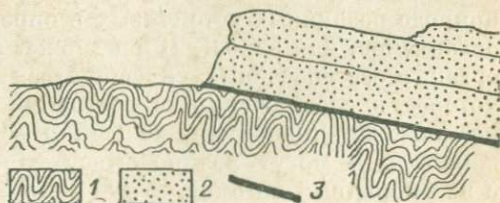
Для этих пород характерно также и то, что они не простираются без изменений на слишком большие расстояния. Например, оолитовые известняки возвышенности Котсуолд (графство Глостершир) переходят по простираению к югу в глубоководные морские глины, а к северу в рифовые и дельтовые отложения. Вследствие этого нередко бывает трудно сопоставить разрезы отложений в разных частях исследуемой территории, если основываться только на определении различных типов пород, поскольку фации разновозрастных отложений могут быть существенно различными. Но и в этом случае имеется возможность сопоставлять осадочные породы различных районов, если основываться на том, что даже в существенно различающихся в фациальном отношении породах содержатся сходные органические остатки. О том, как это делается, читатель узнает из следующей главы.

Когда геологи исследуют очень древние породы, толщи которых претерпели интенсивные складкообразовательные движения и при этом могли быть опрокинуты, они начинают с того, что определяют положение кровли и подошвы отложений. Однако такие породы нередко содержат очень мало органических остатков, в них плохо проявляются столь характерные для осадочного процесса признаки, как градационная и косая слоистость, волноприбойные знаки и трещины усыхания, анализируя которые можно уверенно решать указанную задачу. После того как все же удалось решить, какие из пород древнее, а какие моложе, перед геологами встает другая, еще более трудная задача определения возраста различных толщ с целью сопоставления их с другими осадочными толщами за пределами исследуемой территории. До появления радиометрических методов определения возраста (описанных в гл. 13 и 14) решить эту задачу при отсутствии в породах каких-либо органических остатков было почти невозможно.

Ни в одном районе мира не обнаружено полной непрерывной последовательности осадочных пород — от наиболее древних слоев в основании разреза до самых молодых, образующихся сегодня и залегающих на верху разреза. В осадочных толщах повсеместно наблюдаются перерывы, обусловленные тем, что в течение геологической истории периоды осадкообразования и формирования пород неоднократно сменяются этапами восходящих, горообразующих (орогенических), движений земной коры. На таких этапах происходит смятие и нарушение сплошности пород — процессы

Рис. 63. Несогласное залегание пород на северном побережье о. Арпан (Южнранза).

1 — аспидные сланцы и филлиты дальредской серии; 2 — древние красные песчаники; 3 — поверхность несогласия.



их складчатой и разрывной деформации, а также общее воздымание образовавшихся толщ. Это приводит к прекращению процесса осадкообразования и сопровождается переходом к процессам эрозии, которые преобладают до тех пор, пока окончательно не завершится разрушение гористого рельефа и пенецпленизированная область не покроется водами моря. Новые слои пород формируются уже на эрозионной поверхности, плоско секущей более древние породы, которые могут залегать под ней наклонно, опрокинуто или в виде складок. Такие существенные перерывы между двумя периодами осадкообразования и формирования осадочных пород, зафиксированные в разрезах, называют несогласиями (рис. 63).

9. Ископаемые организмы (окаменелости)

Земля, как было показано в гл. 2, — единственная планета Солнечной системы, на которой жизнь существует в самых разнообразных формах, что становится особенно очевидным при детальном изучении мира живых организмов. Даже те, кто живет в городах, знакомы с самыми различными представителями животного мира — от домашних животных, птиц и рыб до насекомых и микроорганизмов, вызывающих болезни. Велико и разнообразие форм растительной жизни — от самых высоких деревьев до низких кустарников, трав, мхов и микроскопических водорослей.

Между животными и растениями проводится основная граница в живой природе (биосфере), поскольку они существенно различаются механизмами питания и развития. В то время как растения питаются, извлекая неорганические вещества непосредственно из почвы и превращая их в органические путем реакции с углекислым газом и водой под воздействием солнечного света (фотосинтез), животные неспособны непосредственно усваивать неорганические вещества и должны питаться растениями или другими животными. Однако подобные различия почти совсем не проявляются у микроскопических, одноклеточных, организмов, в связи с чем биологи склонны выделять их в качестве самостоятельной группы одноклеточных (протистов).

Огромное разнообразие форм жизни, обусловившее потребность уверенно распознавать их, послужило основой для возникновения и развития представлений о существовании в живой природе различных устойчивых в определенном отношении групп организмов, или видов. Вид может быть определен как группа организмов, способных скрещиваться и производить потомство, которое в свою очередь в состоянии продолжить этот процесс размножения (например, лошади и ослы — два различных вида животных — могут размножаться, производить себе подобных, а их гибридный потомок — мул — не может). К настоящему времени установлено и описано уже свыше миллиона видов животных

и треть миллиона видов растений, обитающих на Земле *. Однако наши знания о земной жизни все еще недостаточно полны: ежегодно к списку известных организмов добавляется свыше 10 000 новых видов одних только животных, причем ученые предполагают, что общее число видов на Земле два-четыре миллиона.

При изучении этого огромного разнообразия видов возникают два вопроса: каким образом свести их в некоторую систему, поддающуюся более целенаправленному изучению, и чем объяснить существование такого богатства форм жизни на Земле?

Во все времена, проводя систематические наблюдения природы, люди постоянно стремятся классифицировать все, что они видят, объединить наблюдаемые явления в определенные группы. Различия между животным, растительным и минеральным царствами отмечались еще некоторыми античными натуралистами, однако современная система классификации ныне живущих организмов берет свое начало с середины XVIII в., с момента создания ее шведским естествоиспытателем К. Линнеем. Он предложил способ классификации более естественный и логичный, чем те, которые использовались до него: виды со сходными признаками группируются в один род, сходные роды — в одно семейство и т. д. Кроме того, К. Линней предложил в целях унификации названия всех классификационных подразделений давать на латинском языке. В результате каждый вид получил двойное название: родовое, которое пишется с заглавной буквы, и собственно видовое (как правило, определяющее, подчеркивающее какие-либо особенности вида). Так, согласно этому правилу современный человек (группа способных к размножению, воспроизведению себе подобных организмов, которая включает все разнообразие людей, живущих на Земле в настоящее время) известен как в и д *Homo sapiens* (человек разумный); по своим анатомическим особенностям он сходен с некоторыми другими животными. В ископаемом состоянии обнаружены более древние, вымершие виды человека **, которые также включаются в состав р о д а *Homo*.

Несколько родов человекообразных существ (включая род *Homo*) образует с е м е й с т в о *Hominidae* (гоминиды). Вместе с семействами маркушек, человекообразных обезьян, лемуров и долгопятов гоминиды составляют о т р я д *Primates* (приматы). На следующей ступени иерархии приматы вместе с такими относящимися к разным отрядам животными, как львы, слоны, кенгуру, грызуны и копытные, объединяются в к л а с с *Mammalia*

* По данным американского палеонтолога Д. Раупа, на Земле сейчас известно около полутора миллионов современных видов растений и животных; число найденных и описанных ископаемых видов составляет всего около 130 тысяч. — *Прим. пер.*

** Например, *Homo habilis* (человек умелый), возраст 1 млн. 750 тыс. лет; *Homo erectus* (человек прямоходящий — питекантроп, синантроп, гейдельбергский человек, атлантроп), возраст от 600—800 до 300 тыс. лет; *Homo neanderthalensis* (неандертальский человек), возраст от 300 до 40 тыс. лет. — *Прим. пер.*

Тип	Приближенное число современных видов	Важнейшие типы, подтипы, классы или отряды ископаемых организмов	Геохронологическое распространение
Царство животных			
Простейшие. Protozoa	30 000	Фораминиферы. Foraminifera Радиолярии. Radiolaria	Ордовик — ныне Кембрий — ныне
Низшие многоклеточные (губки). Parazoa (Porifera)	4 200		Кембрий — ныне
Кишечнополостные (стрекающие). Coelenterata (Cnidaria)	9 600	Кораллы. Anthozoa	Ордовик — ныне
Некоторые сегментированные (кольчатые) черви	27 000	Редкие ископаемые остатки	
Брахиоподы. Brachiopoda	260	Очень важные окаменелости	Кембрий — ныне
Мшанки. Bryozoa (Polyzoa)	4 000		Ордовик — ныне
Моллюски. Mollusca	150 000	Гастроподы (брюхоногие). Gastropoda Двустворчатые (пластинчатожаберные, пеллециподы). Bivalvia (Lamellibranchia, Pelecypoda) Цефалоподы (головоногие). Cephalopoda	Кембрий — ныне Кембрий — ныне Ордовик — ныне
Сегментированные (кольчатые) черви. Annelida	7 000		Докембрий — ныне
Царство растений			
Членистоногие. Arthropoda	765 000	Трилобиты. Trilobita Ракообразные. Crustacea Насекомые. Insecta	Кембрий — пермь Кембрий — ныне Девон — ныне
Иглокожие. Echinodermata	5 700	Морские лилии (криноидеи). Crinoidea Морские ежи (эхиноидеи). Echinoidea	Кембрий — ныне Кембрий — ныне
Хордовые. Chordata	45 000	Полухордовые (граптолиты). Hemichordata (Graptolithina) Позвоночные (рыбы, амфибии, рептилии, млекопитающие, птицы). Vertebrata	Кембрий — карбон Ордовик — ныне
Водоросли. Algae Синезеленые. Cyanophyta Эвгленовые. Euglenophyta Зеленые. Chlorophyta Пирофитовые. Pyrophyta Бурые. Phaeophyta Красные, или багряные. Rhodophyta	20 000	Диатомовые. Diatomeae	Докембрий — ныне
Мхи. Fungi Schizomycophyta Mycomycophyta Eumycophyta	48 000		
Моховидные. Bryophyta	25 000		
Сосудистые растения. Tracheophyta (исключительно наземные формы)	250 000	Псилофитовидные. Psilopsida Плауновидные. Lycopsida Членистостебельные. Sphenopsida Папоротниковидные (папоротники, хвойные, цветковые). Pteropsida	Девон — ныне

(млекопитающие). Млекопитающие и другие классы животных, обладающих спинным хребтом (в их числе рыбы, лягушки и рептилии), составляют т и п Chordata (хордовые), который вместе со всеми остальными типами животных (моллюски, членистоногие и др.) и образует в конечном счете единое царство животных. Каждое вновь открытое животное получает собственное родовидовое название и находит в этой классификационной системе вполне определенное место — по принципу максимального сходства свойств оно помещается среди своих ближайших сородичей. Аналогичным образом построена классификация царства растений. В табл. 10 приведены основные типы, классы и отряды животных и растений.

Почему же возникло и существует такое разнообразие видов? В значительной мере оно объясняется тесной связью особенностей строения тела и образа жизни организмов с различными условиями среды обитания, такими, как температура, почва, соленость воды, освещенность и т. п. Для более полного ответа на вопрос о причинах многообразия форм жизни необходимо проанализировать (с учетом достигнутого уровня биологических знаний), что представляла собой жизнь в прошлом и как шло ее развитие до настоящего времени. Какими данными на этот счет располагает современная наука? Какова их надежность? Каким образом они могут быть использованы для достижения поставленной цели? Все эти вопросы разбираются в настоящей главе, которая посвящена рассмотрению органических остатков и других следов биогенного происхождения, обнаруживаемых в горных породах и свидетельствующих о строении и образе жизни животных и растений, обитавших на Земле в прошлые эпохи. По мере расширения знаний о жизни нашей планеты в прошлом становится все более ясным, что в настоящее время существует не более 1% всех видов организмов, некогда обитавших на Земле. Возможно, эта цифра даже несколько завышена, поскольку огромное число ископаемых организмов все еще ожидает, как и многие современные животные и растения, своего открытия и изучения.

ОКАМЕНЕЛОСТИ — СВИДЕТЕЛЬСТВА ДРЕВНЕЙ ЖИЗНИ

Различные проявления древней жизни, сохранившиеся в горных породах в виде остатков самих организмов или следов их жизнедеятельности, называются окаменелостями, или ископаемыми. Это в различной степени минерализованные тела животных и растений или их отдельные части (раковины, панцири, кости, листья и т. п.), их отпечатки и слепки в породах, в том числе ядра в полостях, оставшихся после разложения организмов, норы и ходы сверлящих и зарывающихся существ, следы передвижения животных и т. п. Наука, занимающаяся изучением окаменелостей,

называется палеонтологией (буквально «наука о древней жизни»).

Разнообразие окаменелостей, встречаемых в горных породах в виде остатков и отпечатков организмов, очень велико. Размеры ископаемых организмов, подобно размерам ныне живущих, варьируют в довольно широких пределах: от целых скелетов очень крупных животных до мельчайших панцирей микроорганизмов. В табл. 11 показаны основные способы и формы консервации и фоссиллизации (окаменения) организмов в ископаемом состоянии; ими определяются та или иная степень сохранности организмов и соответственно содержательность и достоверность сведений, которые могут быть получены при изучении окаменелостей и касаются форм древней жизни и условий ее существования.

С момента гибели животного или растения их остатки подвергаются многократному воздействию самых разнообразных процессов, каждый из которых уничтожает те или иные детали строения этих организмов. Если после смерти организмов их остатки сразу же не покрываются осадком, то под воздействием бактерий и различных других факторов среды, в частности атмосферы, происходит сначала быстрое разложение мягких тканей, а затем и разрушение более крепких скелетов. В тех случаях, когда остатки организмов оказываются погребенными в осадке, ограничивающем доступ кислорода и предохраняющем их от механических повреждений, они сами становятся частью осадка и включаются в общую цепь процессов формирования из него породы, которое происходит на стадии диагенеза (гл. 8). Хрупкие скелеты при уплотнении осадка легко разрушаются (см. рис. 47). Циркуляция подземных вод обычно приводит к растворению скелетного вещества либо к замещению его веществом другого состава (часто с утратой некоторых деталей строения скелета), либо, наконец, к пропитыванию растворенным в воде минеральным веществом пор и полостей скелетов и заполнению им пустот, оставшихся после растворения скелетного вещества. Движения земной коры, сопровождаемые образованием складок и разрывных нарушений, изменение пород под влиянием высоких температур и давлений (метаморфизм) также способствуют разрушению или полному уничтожению остатков ископаемых организмов. Чем продолжительнее пребывание окаменелостей в породах, тем больше различных процессов воздействует на них и тем меньше свидетельств о жизни в том или ином геологическом периоде остается для исследователя.

Из сказанного очевидно, что абсолютное большинство окаменелостей может быть встречено в осадочных породах, причем чем древнее породы, тем меньше остатков ископаемых организмов в них следует ожидать; сравнительно мало их и в осадочных породах, образующихся на суше, где кислород атмосферы, бактерии и хищники быстро уничтожают любые органические остатки.

На рис. 64 показано, как соотносятся по видовому разнообразию основные типы животных. Остатки некоторых групп животных

Характер и степень fossilization организмов и литификации вмещающих пород	Состав и консистенция вещества тканей и частей организмов		Способы и формы консервации и fossilization (типичные примеры)	Встречаемость
	Состав	Консистенция		
расознаваемости организмов	Органические	Мягкие	Замораживание в ледниковых отложениях, многолетнемерзлых грунтах. Мумификация (без доступа кислорода) в битуме, янтаре	} Исключительно редко
		Твердые	Консервация хитиновых покровов — крылья жуков и т. п.	
	Неорганические	Твердые	Консервация устойчивых частей и тканей, первично (биологически) минерализованных: раковины (карбонат кальция), кости (фосфат кальция), скелеты радиолярий и диатомей (аморфный кремнезем) и т. п.	Только в современных породах
Изменение и замещение вещества тканей (минерализация)	Органические	Мягкие	Обугливание — углистые пленки из тканей растений (листья), червей	Редко
Уменьшение степени		Твердые	Углефикация древесины	Довольно часто
			Карбонизация хитиноподобных тканей граптолитов	Только эта группа организмов
	Неорганические	Твердые	Избирательное растворение раковин с сохранением устойчивой основы. Пропитывание и заполнение пор и пустот минеральным веществом. Перекристаллизация первичного минерального вещества. Замещение первичного минерального вещества новым	} Очень часто
	Органические	Мягкие, твердые	Отпечатки в тонкозернистых осадках: медузы, перья птиц	
Образование ядер, слепков и отпечатков организмов в затвердевшем (минерализованном) веществе вмещающих пород	Неорганические	Твердые	Внутренние и внешние ядра в пустотах после растворения раковин. Отпечатки и слепки — после заполнения отпечатков минеральным веществом	Часто (особенно в древних породах)
Сохранение следов и продуктов жизнедеятельности организмов в затвердевшем веществе вмещающих пород			Следы передвижения: ползания и хождения. Жилища: норы, ходы. Следы укусов, сверления раковин и панцирей при жизни защищенных ими организмов. Копролиты — ископаемые экскременты	} Довольно часто

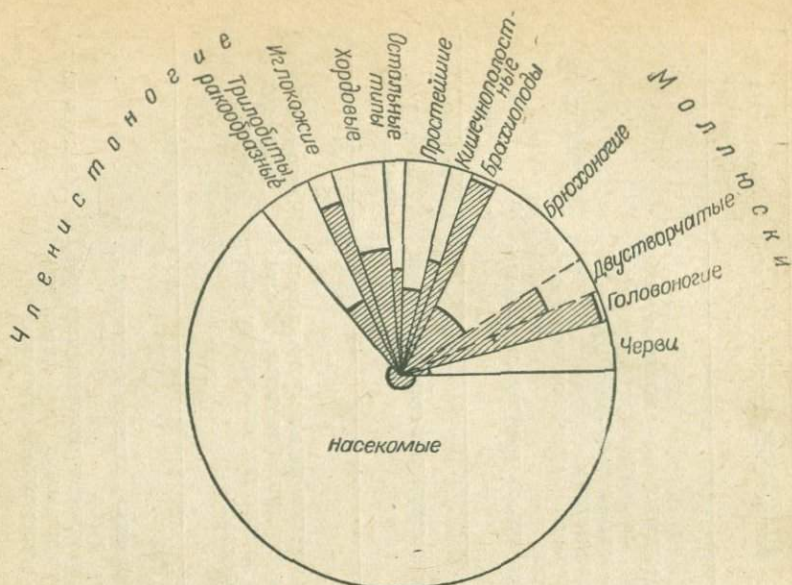


Рис. 64. Соотношение основных типов животных по количеству видов. Заштрихованная площадь каждого сектора диаграммы пропорциональна количеству ископаемых (вымерших) видов.

встречаются в таком количестве и столь хорошей сохранности, что позволяют вполне достоверно судить об их строении и условиях обитания. Другие многочисленные и очень важные группы животных, в том числе существующих и ныне (например, черви и насекомые), практически не имеют ископаемых остатков. Объяснение этому простое, если принять во внимание особенности процессов фоссилизации: наиболее вероятно сохранение остатков тех животных, которые имеют твердый (часто известковый, кальцитизированный) внутренний или внешний скелет, т. е. кости, раковины или панцири.

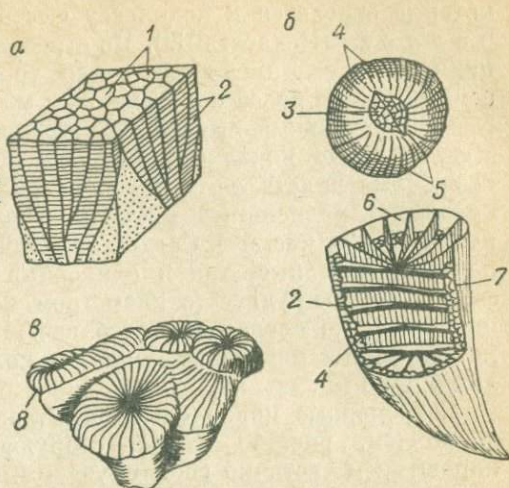
Ниже более детально охарактеризованы геологически важные и чаще встречаемые группы ископаемых организмов.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ

Кораллы (класс Anthozoa, тип Coelenterata). Это самые простые животные, остатки которых наиболее часто встречаются в виде окаменелостей. Тело кораллов, как и других кишечнополостных, состоит из двух слоев клеток, разделенных желеподобным веществом (мезоглеей), причем специализация клеток и развитие органов весьма ограничены. Каждое животное имеет большую основную полость (целентерон), играющую роль желудка, и центральное ротовое отверстие, вокруг которого венчиком расположены щупальца, снабженные стрекательными клетками. У кораллов

Рис. 65. Особенности строения некоторых кораллов.

а — табулаты (колониальная форма); б — рогозы (одиночная форма); в — склерактинии (колониальная форма). 1 — отдельные кораллиты; 2 — днища; 3 — осевой комплекс; 4 — пузырчатая ткань (диссепименты); 5 — перегородки (септы); 6 — чашечка; 7 — стенка кораллита; 8 — выступы септ за наружную стенку.



внутри целентерона развиты состоящие из мягкой ткани выступы — перегородки (мезентерии), благодаря которым увеличивается площадь, занимаемая пищеварительными клетками, что способствует интенсификации пищеварения. Некоторые кишечнополостные, например актинии, не имеют скелета, являются мягкотелыми животными. В отличие от них многие кораллы строят известковый скелет; именно они представляют наибольший интерес для геологов. Общее число современных видов кораллов достигает 6000, что составляет $\frac{2}{3}$ общего числа всех кишечнополостных; примерно такое же число видов кораллов известно в ископаемом состоянии.

Среди живущих ныне скелетообразующих кораллов отчетливо выделяются две группы (восьми- и шестилучевые), причем различия между входящими в них формами настолько существенны, что эти группы считаются самостоятельными подклассами класса Anthozoa. Восьмилучевые кораллы, или октокораллы (подкласс *Octocorallia*), — колониальные прикрепленные животные с восемью полыми перистыми щупальцами и столькими же мезентериями. Эти кораллы имеют внутренний скелет, который состоит из отдельных известковых или хитиновых спикул; после смерти животного такой скелет быстро распадается и в ископаемом состоянии находят чаще всего отдельные спикулы. Скелеты октокораллов часто окрашены в яркие цвета, имеют красивую форму и поэтому широко используются в декоративных целях. По структуре скелеты просты, они состоят либо из многочисленных трубочек, пересеченных поперечными пластинками и напоминающих орган, как у кораллов-органчиков (тубипорид), либо из скрепленных известковым или роговым цементом плотных осевых структур, как у «морских перьев» (пеннакулид).

Более массивными и прочными известковыми скелетами обладают мадрепоровые (каменистые) кораллы, склерактинии,

которые относятся к подклассу шестилучевых, или гексакораллов (Hexacorallia). По строению тела они сходны с актиниями, которые имеют шесть пар хорошо развитых мезентериев и между ними более короткие, чем у октокораллов, перегородки, септы (септальные выступы), отходящие от основания полипа. Мадрепоровые кораллы выделяют между мезентериями септы, сложенные кристаллами карбоната кальция, что придает стенке кораллита радиальный рисунок. Кораллит имеет форму удлиненной чаши (рис. 65). Среди шестилучевых кораллов встречаются как колониальные, так и одиночные представители. Одиночные формы чаще крупнее (с диаметром кораллита до 250 мм) колониальных, но последние преобладают среди madreporовых. Диаметр наиболее мелких экземпляров колониальных кораллов всего лишь 1—3 мм.

Современные коралловые рифы, занимающие обширные площади (см. рис. 40 и 41), сооружаются в основном madreporовыми и частично восьмилучевыми кораллами. Мадрепоровые кораллы живут в тесном симбиозе (т. е. сожительствуют с совместной выгодой) с водорослями, распространение которых ограничивается хорошо освещенным мелководьем, где у них может интенсивно происходить процесс фотосинтеза. В связи с этим madreporовые кораллы обитают лишь в тропических районах в водах, обильно насыщенных кислородом, с температурой 25—29° С.

В зонах развития коралловых рифов наблюдается исключительное разнообразие морских растений и животных, тесно связанных с ними условиями существования и образом жизни. Без преувеличения можно считать, что к коралловым рифам тяготеет один из богатейших биоценозов (сообществ организмов) на Земле. Однако существованию рифовых кораллов постоянно угрожает (а в последние годы с особенной силой) их извечный враг — хищные морские звезды, и прежде всего так называемый «терновый венец». Целые полчища этих звезд непрерывно уничтожают коралловых полипов, оставляя только безжизненные рифовые постройки, быстро разрушаемые прибоем. В плачевном состоянии оказались сейчас огромные участки знаменитого Большого Барьерного рифа к северо-востоку от Австралии и многочисленные рифовые острова Тихого и Индийского океанов. Предполагают, что интенсивное распространение морских звезд обусловлено нарушением издавна сложившегося соответствия между численностью самих звезд и поедающих их крупных морских улиток — тритонов (Triton), которые неожиданно оказались жертвой человека: в последнее время велся слишком интенсивный отлов этих красивых гастропод, что привело к резкому сокращению их численности и соответственно к не менее резкому увеличению численности звезд.

Будущее покажет, приведет ли нашествие звезд к уничтожению всех madreporовых кораллов или же сложится такая ситуация, когда хищники, размножаясь слишком интенсивно, очень скоро

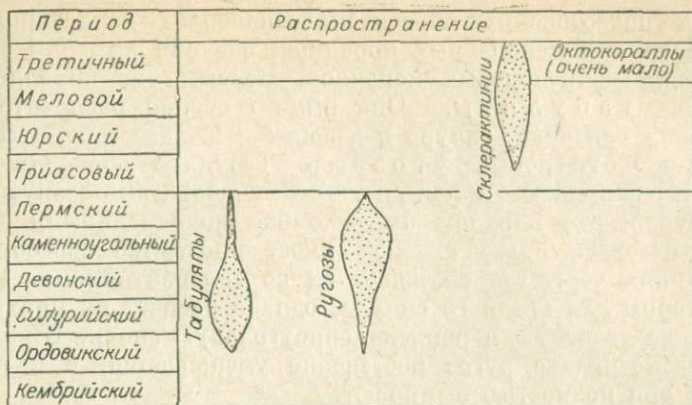


Рис. 66. Геохронологическое распространение кораллов.

Заштрихованные точечным пунктиром фигуры показывают распространение соответствующих групп, причем ширина фигур отвечает видовому разнообразию и количеству представителей данной группы в каждый момент геологического времени; замыкание фигур в нижней и верхней частях означает соответственно появление и вымирание каждой группы. — Прим. пер.

окажутся в условиях постоянного дефицита питания, что приведет к их массовой гибели от голода и даст возможность выжившим жертвам стать основой для возрождения кораллов и распространения их в былых масштабах. По-видимому, разрешения этой дилеммы не придется ждать слишком долго, поскольку уже сейчас разрушено 25% Большого Барьерного рифа и до 90% коралловых рифов некоторых тихоокеанских островов.

Глубина обитания современных одиночных кораллов не лимитируется связью с водорослями, что характерно для колониальных кораллов. Поэтому одиночные склерактинии встречаются даже в очень глубоких зонах моря (до 7000 м), причем могут существовать в самых различных климатических зонах, в том числе и в холодных морях.

Ископаемые кораллы. Скелеты кораллов, как и других животных, после смерти заполняются илом или минеральным веществом; они могут быть источены сверлящими организмами — губками и двустворками. В скелетах, захороненных в древних породах, карбонатное вещество может быть полностью перекристаллизовано, в результате чего вся первичная органическая структура скелета разрушается.

Из живущих и поныне скелетообразующих кораллов только мадрепоровые представляют интерес в палеонтологическом и геологическом отношениях. Они встречаются в ископаемом состоянии в мезозойских и кайнозойских породах в виде рифов или скелетов одиночных форм (рис. 66). Предки восьми-лучевых кораллов в ископаемом состоянии сохранились в очень небольшом количестве.

Для палеозойских образований наиболее характерны две другие группы ископаемых кораллов; обе они вымерли еще до появления мадрепоровых кораллов. Первыми из кораллов появились табуляты. Они были особенно распространены в позднем ордовике, силуре и девоне*. Позднее табуляты были постепенно оттеснены ругозами. Табуляты обладали более примитивным скелетом (см. рис. 65) со слабо развитой внутренней структурой; эти кораллы были только колониальными. Скелет ругоз построен более сложно, имеет множество своеобразных внутренних черт, что сближает их со склерактиниями. Ругозы характерны для среднего силура, однако расцвет их приходится на среднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи. В дальнейшем разнообразие ругоз постепенно уменьшается, и к началу триаса они полностью вымирают.

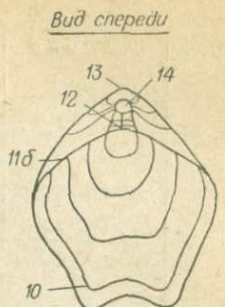
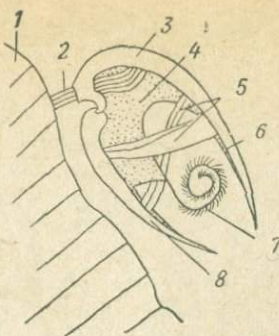
Рифостроящие кораллы прошлых геологических эпох обитали в условиях, по-видимому сходных с современными, находки их свидетельствуют о существовании в том или ином месте земного шара соответствующей фациальной обстановки. Однако распространение ископаемых рифов отличается от распространения современных, что может быть объяснено либо более широким развитием в прошлом тропических условий, либо изменением положения континентов относительно климатических поясов. Возможно также, что распространение древних рифов определялось особенностями условий существования симбиотических водорослей, зависимость рифовых кораллов от которых все больше увеличивалась со временем. Находки одиночных кораллов могут свидетельствовать о более глубоководной обстановке формирования пород, в которых они встречаются.

Брахиоподы (тип Brachiopoda). Брахиоподы, или плеченогие, составляют сейчас сравнительно небольшую и малораспространенную группу животных; иногда их называют «ламповыми ракушками», потому что у некоторых видов раковина по форме напоминает старинную керосиновую лампу. Характерной особенностью строения брахиопод является наличие специального органа для улавливания пищи — лофофора (рис. 67). Он представляет собой складку в стенке тела животного, покрытую тонкими волосками, или ресничками; их колебательные движения создают ток воды, несущий микроскопические частицы пищи в рот. Мягкое тело животного заключено в двустворчатую раковину, большая часть которой занята лофофором и сложной системой мускулов, открывающих и закрывающих створки. Тело брахиопод устроено более сложно, чем тело кишечнополостных, но все же имеет еще невысокий уровень организации; у брахиопод почти нет специализированных органов чувств, пищеварение осуществляется

* По новейшим сведениям остатки наиболее древних ископаемых кишечнополостных (медуз и кораллов, условно отнесенных к восьмилучевым) обнаружены в отложениях докембрия (эдиакария) Австралии. — Прим. пер.

Рис. 67. Строение брахиопод и способ их прикрепления.

1 — каменистое дно; 2 — ножка; 3 — брюшная (вентральная) створка; 4 — мягкое тело; 5 — мускулы, открывающие и закрывающие раковину; 6 — мантия (выделяет известь для построения раковины); 7 — лофофор; 8 — спинная (брахиальная) створка; 9 — складчатый передний край (комиссура); 10 — линии нарастания; 11 — замочный край (а — прямой, б — изогнутый); 12 — вырез для ножки (дельтириум); 13 — макушка (умбо); 14 — отверстие для ножки (форамен).



клетками стенок кишечника, кровеносная система развита слабо, отсутствуют и специальные органы дыхания (жабры).

Внешние раковины брахиопод имеют некоторое сходство с раковинами двустворчатых моллюсков — другой важной группы животных. Палеонтологам необходимо уметь распознавать характерные признаки обеих групп, что связано с определенными трудностями; недаром вплоть до конца XIX в. зоологи вообще не различали эти группы двустворчатых, не замечали особенностей их строения.

Современные брахиоподы — немногочисленные потомки некогда обширной группы животных: сейчас они представлены всего 260 видами *, в то время как в ископаемом состоянии известно свыше 30 000 видов. Наиболее известные из современных брахиопод — лингулы (*Lingula*) — обитают вблизи берегов теплых мелких морей, зарываясь в песчаное или илистое дно, и могут выживать в опресненных водах эстуариев. У лингул отсутствует замковое сочленение створок, соединение их осуществляется сложной системой мускулов. Ископаемые раковины, подобные современным лингулам, встречаются начиная с кембрия, т. е. в горных породах, возраст которых 600 млн. лет. По форме они почти неотличимы от современных и в большинстве случаев тяготеют к прибрежно-морским отложениям. Все другие современные брахиоподы — тоже обитатели морского дна (бентосные организмы). Такие формы, как теребратулы (*Terebratula*), прикрепляются к каменистому морскому дну с помощью особой мускулистой ножки и ведут прикрепленный образ жизни. Сочленение створок их раковин осуществляется специальным замковым соединением (замком). Форма раковин теребратул меняется в зависи-

* По данным советского зоолога О. Н. Зезиной, число известных сейчас современных видов брахиопод превышает 300. — *Прим. пер.*

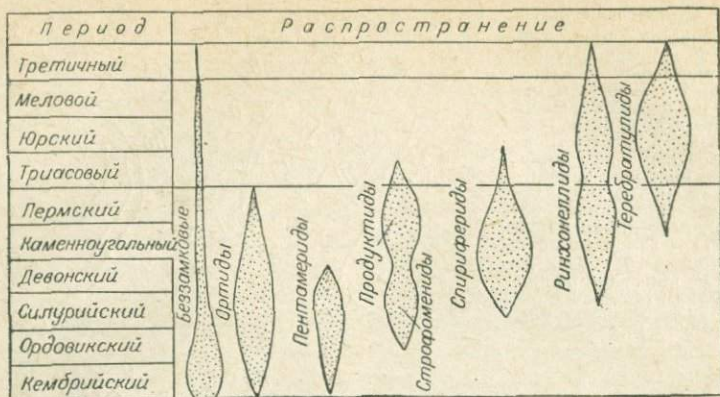


Рис. 68. Геохронологическое распространение брахиопод.

мости от конкретных условий морской среды: на мелководье, в зоне волнения, раковины бывают более короткими, массивными и округленными, в спокойных водах — более хрупкими и вытянутыми. Хотя все современные брахиоподы — исключительно морские животные, едва ли они могут обитать за пределами континентального шельфа (т. е. на глубинах, превышающих 100—200 м)*.

Ископаемые брахиоподы. У палеозойских брахиопод раковины часто плохо сохраняются, особенности их внутреннего и внешнего строения нередко приходится наблюдать в ядрах и отпечатках. В раковинах мезозойских брахиопод первичное вещество, как правило, перекристаллизовано или замещено веществом другого состава. И только в наиболее молодых ископаемых раковинах первичное вещество сохраняется почти неизменным. Это подтверждает прямую зависимость степени сохранности окаменелостей от длительности фоссилизации их в породах.

Наиболее важными в геологическом (палеонтологическом) отношении являются палеозойские брахиоподы (рис. 68). Первыми (в кембрии) появились брахиоподы, не имевшие замка, к числу которых относятся лингулиды (*Lingulida*), подобные современным; эти формы образуют характерную группу беззамковых брахиопод — инарткулят (класс Inarticulata). Замковые брахиоподы — артикуляты (класс Articulata) — становятся особенно распространенными, а потому и наиболее важными в ордовике и силуре; для ордовика характерен расцвет ортид (у представителей рода *Orthis* раковины с длинным прямым замочным краем), а для силура — пентамерид (в особенности представителей рода *Conchidium*, имеющих раковины шаровидной формы с округленным замочным краем). В девоне господству-

* По данным О. Н. Зезиной, некоторые современные брахиоподы обитают на глубинах до 3000—5000 м. — Прим. пер.

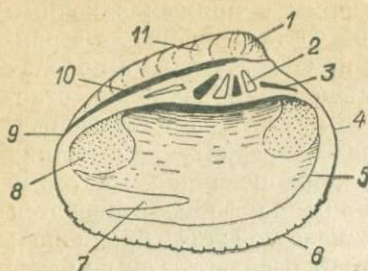
ющими становятся спирифериды — формы с прямым замочным краем, соответствующим самой широкой части раковины, а в раннем карбоне — продуктиды, в обилии присутствующие в породах этого возраста. К концу палеозоя большинство брахиопод, относящихся к перечисленным группам, вымирает, за исключением переходящих в мезозой гладкораковинных теребратулид и мелких брахиопод с ребристой раковинной — ринхонеллид, у которых на отдельных этапах развития раковины по форме становятся похожими на раковины некоторых палеозойских брахиопод; обе указанные группы в мезозое достигают расцвета. Тем не менее в целом в течение всего мезозоя, а затем и в кайнозое продолжается дальнейшее вымирание брахиопод, в результате которого этот некогда многочисленный тип животных сократился.

Поскольку с достаточной достоверностью установлено, что брахиоподы всегда обитали в мелководных морях, находки их могут служить убедительным свидетельством формирования вмещающих пород именно в таких условиях. Многие виды брахиопод существовали в течение очень коротких по геохронологическим масштабам промежутков времени, быстро сменяясь в процессе эволюции новыми прогрессирующими формами. Поэтому целый ряд их ископаемых видов относится к числу так называемых руководящих окаменелостей — своеобразных эталонов для определения возраста осадочных отложений в соответствии со шкалой относительного геологического времени. Выступать в качестве руководящих такие виды могут еще и потому, что, существуя в течение коротких промежутков времени, они тем не менее получали широкое площадное распространение благодаря способности их личинок к свободному плаванию и расселению, несмотря на прикрепленный образ жизни взрослых брахиопод. Наиболее важные руководящие брахиоподы тяготеют к карбонатным породам девонского, раннекаменноугольного, среднеюрского и поздне-мелового возраста.

Моллюски (тип *Mollusca*). Это — второй по количеству видов (после членистоногих) тип животных, который охватывает свыше 150 000 ныне живущих видов. Устрицы, улитки, кальмары и осьминоги — общеизвестные представители этого типа; причем многие моллюски строят твердую известковую раковину, благодаря которой они часто встречаются в ископаемом состоянии. Обилие ископаемых моллюсков объясняется еще и тем, что они всегда были обширной и успешно развивающейся группой животных. Такие характерные и часто встречающиеся ископаемые формы, как аммониты и белемниты, относятся к вымершим моллюскам.

Даже наиболее примитивные моллюски обнаруживают гораздо большую сложность в строении тела и специализации органов, чем кораллы и брахиоподы. У всех моллюсков, за исключением двустворок, имеется ротовой отдел, снабженный языком-теркой (радулой); дыхание осуществляется посредством сложно устроенных жабр или даже легких; моллюски обладают

Рис. 69. Строение двустворчатого моллюска (левая створка).



1 — макушка (умбо); 2 — зубная ямка; 3 — зуб; 4 — передний край; 5 — мантийная линия; 6 — зазубренный нижний край; 7 — мантийный синус; 8 — Отпечаток мускула-замыкателя (аддуктора); 9 — задний край; 10 — связочная ямка; 11 — внешняя скульптура.

более высокоорганизованными кровеносной и выделительной системами, а также значительно большими возможностями передвижения,

обеспечивающими эффективный поиск пищи. Самые развитые моллюски входят в число наиболее высокоорганизованных беспозвоночных; кальмары, например, способны плавать с такой же скоростью, как рыбы, усваивать пищу так же быстро, как высшие млекопитающие, а о совершенстве их нервной системы свидетельствует способность в течение нескольких секунд изменять цвет тела в широком диапазоне оттенков.

Двустворчатые моллюски: пластинчатожаберные, или пелециподы (класс *Pelecypoda*). Это — группа моллюсков, фильтрующих пищу из воды или извлекающих ее из осадка (грунтоеды), ведет наиболее неподвижный (сидячий) образ жизни среди представителей всех трех крупных классов моллюсков; лишь немногие пластинчатожаберные передвигаются на значительные расстояния, а подавляющее большинство прикрепляется к скалам и небольшим камням, находящимся под водой, в которой они обитают, или же зарывается в мягкий грунт на разную глубину. Вокруг мягкого тела эти моллюски строят двустворчатую раковину, которая поддерживает и защищает его. Питаются они следующим образом: пища вместе с водой втягивается в раковину, задерживается в жабрах, а затем поступает в рот. Из раковины животное выпускает либо только мускулистую ногу, чтобы передвигаться по дну, либо (если это зарывающееся в осадок животное) пару трубкообразных сифонов, которые связывают моллюска с чистой водой и доставляют пищу, находящуюся над осадком. У пластинчатожаберных, прикрепляющихся к поверхности дна (подобно устрицам и мидиям), обычно нет ноги и сифонов. Все пластинчатожаберные моллюски не имеют головы и радулы. По своему образу жизни и питанию эта группа является узкоспециализированной.

Ископаемые пелециподы. Раковины пластинчатожаберных наиболее обычны для пород мезозоя и кайнозоя. В породах более древнего возраста они встречаются реже, и то лишь в виде разнообразных отпечатков и ядер. Форма раковин и их внешняя скульптура (радиальные и концентрические ребра), как правило, сохраняются. Поскольку после гибели животного створки раковин обычно распадаются, то часто появляется возможность наблюдать особенности их внутреннего строения



Рис. 70. Превращение устрицы в грифею.
a — устрица, острей (*Ostrea*); *б* — ранняя грифея (*Griphæa*); *в* — развитая (более поздняя) грифея. Стрелка указывает на площадку прикрепления (арею).

(рис. 69). Раковины пластинчатожаберных моллюсков состоят из внешнего темного органического слоя (никогда не сохраняющегося в ископаемом состоянии) и известковистого, состоящего из арагонита и кальцита в различной пропорции: в большинстве ископаемых форм обнаружено высокое содержание кальцита.

Пластинчатожаберные моллюски являются геологически важными ископаемыми для всех периодов истории Земли начиная с кембрия (см. рис. 73). С палеозоя отмечается довольно быстрое увеличение разнообразия их форм. Сначала это были главным образом прикрепляющиеся животные, но уже в карбоне среди них появились зарывающиеся и активно плавающие разновидности, а также группа пресноводных. Наиболее развитые формы, относящиеся к числу активно зарывающихся, возникли в мезозое и продолжали свое существование в кайнозое. В это же время появились толстораковинные «сидячие» устрицы. Установлено, что пелециподы с толстой раковиной были распространены в мелких теплых богатых известью морях, в то время как разновидности с тонкой раковиной обитали в глубоких или пресных водах. В мезозое пластинчатожаберные моллюски численно превосходят брахиопод и становятся доминирующими среди двустворок. По видимому, конкуренция этих двух групп закончилась в пользу более прогрессивных и лучше адаптирующихся пластинчатожаберных.

Пластинчатожаберные являются в основном обитателями мелководий и хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, в особенности зарывающиеся организмы. Их можно использовать в качестве руководящих окаменелостей в тех случаях, когда в отложениях отсутствуют другие группы ископаемых. Так, неморские пластинчатожаберные используются для расчленения угленосных свит верхнего карбона. Отложения низов юры в Южном Уэльсе подразделяются в соответствии с эволюцией грифей. На рис. 70 показана наблюдаемая в нескольких разрезах серия промежуточных стадий перехода от устриц (острей) к спирально завернутым грифеям.

Брюхоногие, или гастроподы (класс *Gastropoda*). В этот класс входят улитки, слизняки, моллюски с блюдцеобразной раковиной — пателлы — и различные виды мелких плавающих (планктонных) моллюсков. В строении мягкого тела все они обнаруживают много общего с пластинчатожаберными (например, наличие

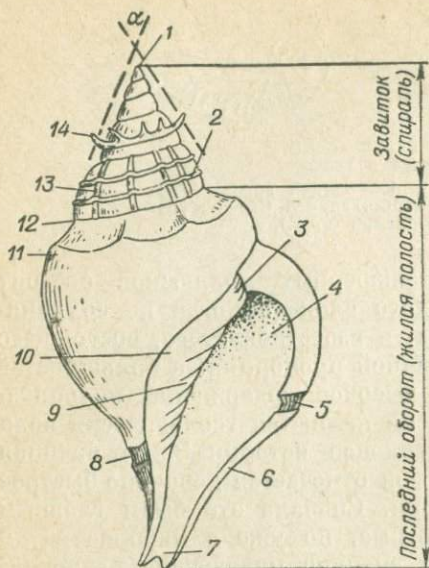


Рис. 71. Строение раковины гастропод (обобщенный рисунок, на котором сведены особенности строения раковин различных представителей данного класса).

1 — вершина (задний конец) раковины; 2 — спиральная скульптура; 3 — внутренняя губа; 4 — устье (апертура); 5 — синус; 6 — наружная губа; 7 — сифональный канал; 8 — мантийная полоска; 9 — складки; 10 — моллюсковидное утолщение (каллюс); 11 — бугорок на линии перегиба стенки жилой полости; 12 — шов; 13 — поперечная (аксиальная) скульптура; 14 — шип; α — апикальный угол.

мускулистой ноги, используемой для передвижения, жабр, кровеносной и нервной систем), но в отличие от последних у гастропод имеются ротовая полость с языком-теркой (радулой) и голова. При передвижении брюхоногие моллюски высовываются или даже полностью выходят из своей раковины.

В отличие от пластинчатожаберных они могут обитать в значительно более разнообразных условиях окружающей среды.

Строение тела и взаимное расположение основных органов — наиболее характерная особенность брюхоногих моллюсков. В то время как более примитивные раковинные моллюски могут иметь голову и рот на одном конце тела, а полость с жабрами и органами выделения на другом, у взрослых гастропод они располагаются на одном конце: полость с жабрами находится над головой; иными словами, вся линия внутренних органов от рта до анального отверстия свернута кольцом. Такое положение органов возникает вследствие того, что личинки гастропод проходят в своем развитии так называемую торсионную стадию (стадию свертывания), которая в индивидуальном развитии каждой особи повторяет такую же стадию эволюции всего класса брюхоногих. Раковины почти всех гастропод, за исключением некоторых приспособившихся к особым условиям форм (таких, как плоскоконическая пателла), свернуты спиралью (рис. 71). Это обстоятельство отражает упомянутое кольцевое сворачивание линии внутренних органов. Первыми среди свернутых были плоскоспиральные формы — беллерофоны, вымершие гастроподы, остатки которых находят в палеозойских отложениях. По мере эволюции моллюски расширяли жилую полость в раковине, вследствие чего она приняла коническо-спиральную форму. Это в свою очередь вызвало перераспределение массы моллюска, и раковина приняла положение, при котором ось ее стала располагаться под некоторым углом к оси тела. Вследствие этого развитие тела животного на одной из сторон было ограничено и парные органы редуцировались, например вместо двух жабр остались одни. На рис. 72

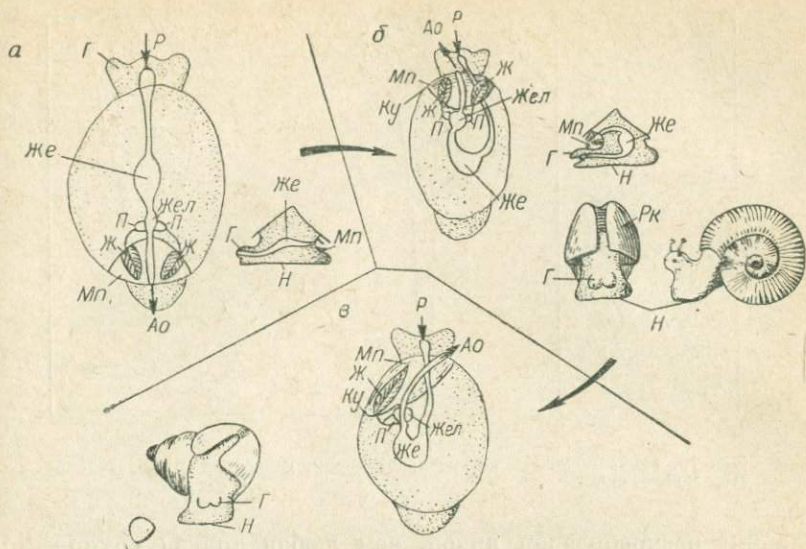


Рис. 72. Эволюция гастропод.

а — гипотетический предок с плоско-конической раковиной; б — палеозойская гастропода с плоско-спиральной раковиной; в — современная гастропода с конически-спиральной раковиной. Рк — раковина; Г — голова; Н — нога; Ку — край устья раковины; П — предсердие; Р — рот; Мп — мантийная полость; Ж — жабры; Же — желудок; Жел — желудочек; Ао — анальное отверстие.

схематически показано развитие гастропод от гипотетической предковой формы с плоско-конической раковиной к типичной палеозойской с плоско-спиральной, а затем к современной с конически-спиральной раковиной. Торсионную стадию развития гастроподы прошли в процессе перехода от предковой формы к палеозойской, когда задний конец тела повернулся и занял положение над передним.

Морские гастроподы ведут бентосный образ жизни, ползая по дну и питаясь различными способами: одни соскабливают прикрепляющиеся к камням водоросли; другие зарываются в осадок и извлекают из него мелкие органические остатки; наконец, третьи — хищные гастроподы — добывают себе пищу, высверливая отверстия в раковинах других животных или прямо нападая на малоподвижных двустворчатых моллюсков или на кораллы. У многих гастропод раковина утрачена или преобразована таким образом, что они могут свободно «парить» в толще воды либо активно плавать. На суше обитают пресноводные улитки с тонкой раковиной, а также наземные улитки и слизняки, у которых жаберные камеры преобразовались в органы для дыхания воздухом, похожие на легкие. Все наземные разновидности брюхоногих питаются продуктами растительного происхождения.

Ископаемые гастроподы. В настоящее время гастроподы распространены в гораздо большем количестве, чем во все остальные геологические эпохи (рис. 73), и представлены намного

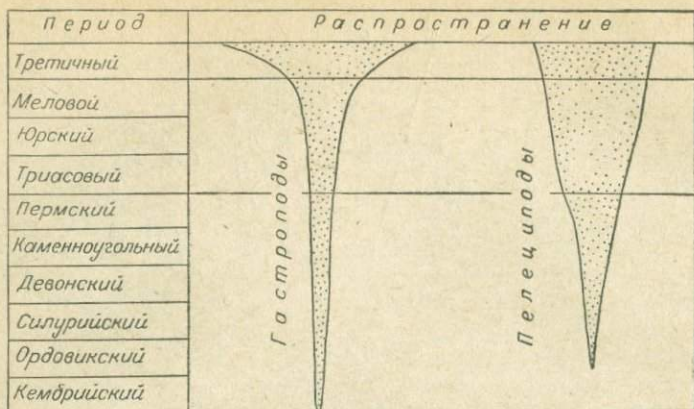


Рис. 73. Геохронологическое распространение гастропод и двустворчатых моллюсков.

большим разнообразием видов, чем любая другая группа моллюсков. В палеозое и мезозое гастроподы встречаются редко; они приобретают большое геологическое значение начиная только с раннего кайнозоя*. При расчленении кайнозойских отложений их часто используют в качестве руководящих окаменелостей. Кроме того, гастроподы исключительно важны для различения морских и пресноводных условий осадкообразования: для морских условий характерны толстые раковины с отчетливой скульптурой, иногда снабженные сифональным каналом; для пресноводных — тонкие, гладкие раковины.

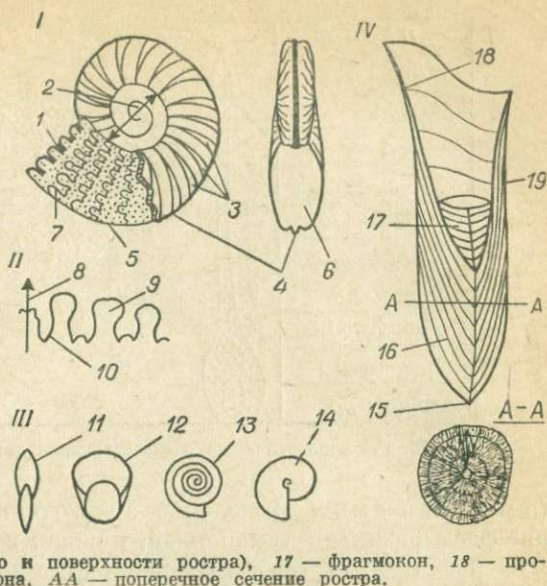
Головоногие, или цефалоподы (класс *Cephalopoda*). Кальмары, осьминоги (спруты) и другие родственные им головоногие моллюски являются наиболее высокоорганизованными животными среди беспозвоночных. По степени развития органов чувств и координации мускулов головоногие соперничают даже с высшими позвоночными. Это быстро передвигающиеся хищники, и, хотя наиболее известные из них — осьминоги — не столь громадны, как их подчас изображают в научно-фантастических произведениях (длина их тела до 30 см), некоторые наиболее крупные экземпляры кальмаров вместе со щупальцами достигают 16 м**. По-видимому, столь громадные размеры отдельных экземпляров и устрашающий облик кальмаров и спрутов породили многочисленные легенды об их агрессивности и свирепости (например, о том, что они нападают на людей, топят корабли и т. д.).

* Работами Б. К. Лихарева в СССР, Дж. Б. Найта и Э. Л. Йохельсона в США показано большое значение гастропод для расчленения палеозойских отложений — *Прим. пер.*

** Самый крупный кальмар, точно измеренный зоологами, был длиной 18 м и весил, по подсчетам И. И. Акимовкина, около 8 т. — *Прим. пер.*

Рис. 74. Главнейшие особенности строения аммонитов и белемнитов.

I — строение раковины аммонита: 1 — септальная стенка, 2 — пупок, 3 — разветвление (бифуркация) ребер, 4 — наружный (вентральный) киль, 5 — часть оборота со снятым верхним слоем раковины, 6 — устье, 7 — лопастная (сутурная) линия; II — элементы сутурной линии: 8 — линия кля (стрелка направлена в сторону устья), 9 — седло, 10 — лопасть; III — форма и характер навивания раковин аммонита: 11 — сжатая (дисковидная), 12 — вздутая, 13 — плоско-спиральная с соприкасающимися оборотами (эволютная), 14 — плоско-спиральная с объемлющими оборотами (явлюющаяся); IV — строение раковины белемнита: 15 — вершина роstra; 16 — линии нарастания роstra (ростр сложен кристаллами кальцита, расположенными по радиусам, перпендикулярно к поверхности роstra), 17 — фрагмокон, 18 — про-остракум, 19 — брюшная сторона, AA — поперечное сечение роstra.



Эти животные лишены какой бы то ни было твердой раковины, поэтому очень редко сохраняются в ископаемом состоянии. Тем не менее древние вымершие головоногие насчитывают свыше 10 000 видов по сравнению с 400 живущими ныне. Ископаемые цефалоподы более всего сходны с тремя современными видами наутилусов (род *Nautilus*), живущих в Индийском и Тихом океанах. Наутилусы обладают плоско-спиральной раковиной, подобной той, какая была у вымерших аммонитов и близких к ним по строению форм. Мягкое тело наутилусов во многом отличается от тела кальмаров: щупальцы наутилусов короче; вместо одной пары жабр две; воронка, используемая в качестве реактивного двигателя, имеет иное строение. Животное занимает только часть спиральной раковины, остальное пространство которой разделено перегородками из карбоната кальция (септами) на камеры, заполненные газом, что обеспечивает плавучесть животного. По сравнению с кальмарами наутилусы неуклюжи и передвигаются медленно.

Ископаемые цефалоподы. В палеонтологическом отношении головоногие моллюски имеют очень большое значение. Наиболее древними из них являются наутилоидеи, которые первоначально имели прямую раковину. После возникновения у наутилоидей плотно свернутой плоско-спиральной раковины в дальнейшем по форме и строению она почти не претерпела изменений. Большинство аммоноидей, которые почти все имеют плоско-спиральную раковину (рис. 74), чаще всего встречается в отложениях верхнего палеозоя (гониаиты) и мезозоя

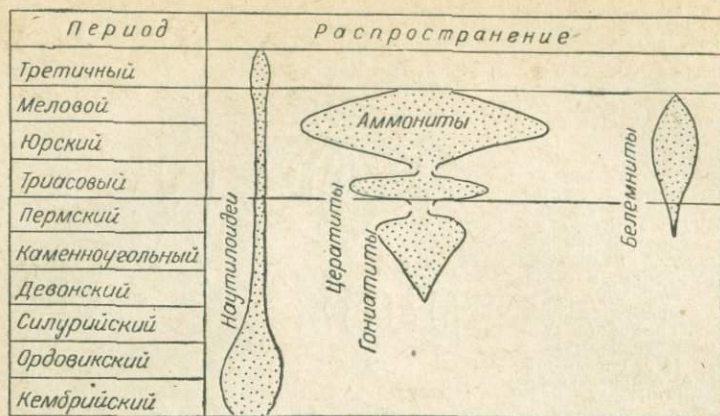


Рис. 75. Геохронологическое распространение цефалопод.

(аммониты). Выделение этих групп моллюсков отражает две фазы развития аммоноидей, каждая из которых имела максимум развития быстро сменяющих друг друга форм и заканчивалась резкой волной вымирания.

Сигаровидные окаменелости — белемниты (см. рис. 74) — являются весьма важной группой только для мезозоя, хотя первые их представители известны с начала карбона, а вымерли они одновременно с аммонитами в позднем мелу. Предполагается, что остатки белемнитов (ростры) представляют собой часть скелета предков современных кальмаров; у последних скелет почти полностью утрачен, за исключением тонкой пластинки — гладиуса.

Все без исключения гониатиты, аммониты и белемниты являются руководящими окаменелостями, причем гониатиты и аммониты — две наиболее важные руководящие группы среди всех ископаемых животных. Многие из них были исключительно подвижными и расселялись на больших территориях. В геологических разрезах более древние аммоноидеи последовательно и быстро сменяются более молодыми, причем все окаменелости, как правило, распространены широко (рис. 75). В частности, по аммонитам наиболее детально, на очень узкие возрастные интервалы, могут быть расчленены юрские отложения.

Трилобиты (класс Trilobita, тип Arthropoda). Это еще одна группа ископаемых животных, которая, как и группы аммонитов, белемнитов, древних кораллов и большинство брахиопод, не имеет современных представителей. Членистое (сегментное) строение fossilized скелета (рис. 76), который, как свидетельствуют находки некоторых трилобитов, был наружным (т. е. панцирем), менявшимся несколько раз по мере роста животного, позволяет отнести трилобитов к обширному типу членистоногих, который насчитывает сейчас свыше 750 000 видов насекомых и ракообразных (крабы, омары и т. п.).

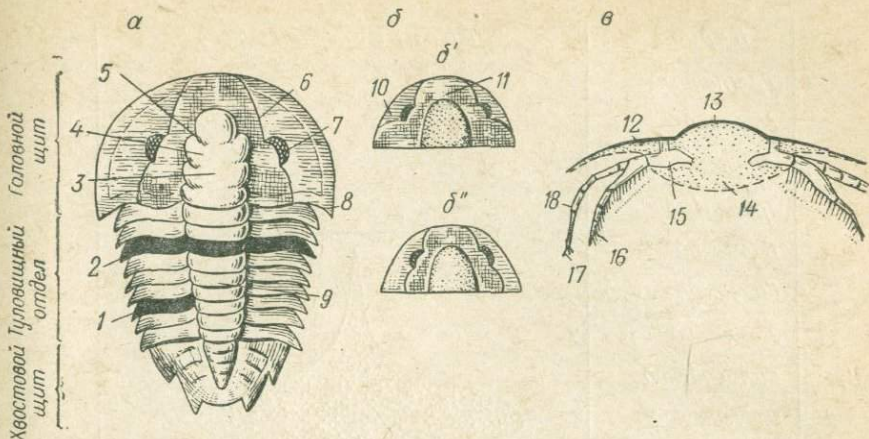


Рис. 76. Строение трилобита.

a — панцирь: 1 — плевра, 2 — сегмент, 3 — глабель, 4 — лопасть глабели, 5 — борода глабели, 6 — лицевой шов, 7 — глаз, 8 — щечный шип, 9 — осевая часть (рахис); *б* — типы лицевых швов (*б'* — переднешечный, *б''* — заднешечный), 10 — свободная щека, 11 — неподвижная щека; *в* — тело и конечности: 12 — плевральная лопасть, 13 — осевое кольцо, 14 — тело, 15 — коксоподит, 16 — внутренняя ветвь конечности (эндоподит), 17 — шип, 18 — внешняя ветвь конечности (экзоподит).

Трилобиты — самые примитивные из членистоногих. Они относятся к числу наиболее древних животных, остатки которых сохранились в ископаемом состоянии в очень большом количестве: они встречаются в самых ранних кембрийских породах. Подобно другим членистоногим, трилобиты обладали разделенными на членики ногами и хорошо развитыми органами чувств; у них, в частности, были сложно построенные так называемые фасеточные глаза (самые древние из известных), состоящие из плотно прижатых многоугольных линз — как у современных насекомых. Трилобиты обитали в мелководных морях, в большинстве своем — это бентосные животные, которые медленно ползали по дну; об этом свидетельствуют уплощенная форма тела, а также расположение глаз на спинной, а рта на брюшной сторонах. У некоторых трилобитов тело имело обтекаемую форму, глаза отсутствовали; вероятно, они зарывались в ил, что приводило к постепенной утрате зрения. Небольшая часть трилобитов вела, видимо, активно плавающий образ жизни: у них было менее уплощенное тело, а глаза расположены так, что могли смотреть и вверх, и в стороны; иногда глаза располагались даже на нижней стороне тела. Трилобиты с большим количеством шипов и выростов на панцире, что обеспечивало хорошую плавучесть, могли свободно «парить» в воде, плавать «по воле волн». Сильно увеличенный размер глаз некоторых трилобитов свидетельствует, видимо, об обитании их в темных глубоководных зонах моря.

Геологическое значение трилобитов. Хотя все знания о трилобитах основаны только на изучении ископаемых

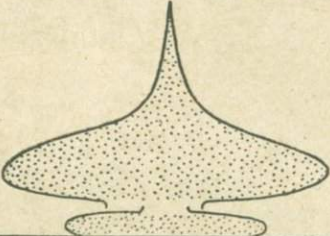
<i>Период</i>	<i>Распространение</i>
<i>Третичный</i>	
<i>Меловой</i>	
<i>Юрский</i>	
<i>Триасовый</i>	
<i>Пермский</i>	
<i>Каменноугольный</i>	
<i>Девонский</i>	
<i>Силурийский</i>	
<i>Ордовикский</i>	
<i>Кембрийский</i>	

Рис. 77. Геохронологическое распространение трилобитов.

форм, исключительную важность имеют попытки восстановить их взаимосвязь с современными животными, определить место трилобитов в общей эволюционной цепи животного мира.

Первые трилобиты, обнаруженные в кембрийских породах, являются древнейшими руководящими окаменелостями (рис. 77). На этой стадии эволюции трилобиты обладали скелетом с шипами, коротким хвостовым щитом и иногда глазами, прикрепленными к глабели на головном щите. В кембрийских отложениях обнаружены некоторые довольно крупные трилобиты, достигающие 45 см в длину. К концу кембрия началось массовое вымирание первых трилобитов. В последующий ордовикский период произошло почти полное замещение их большим количеством новых семейств, которые обладали способностью адаптироваться к более разнообразным условиям морской среды. Силурийские трилобиты были сходны с ордовикскими, но к концу силура многие из них вымерли. Вымирание трилобитов продолжалось и в течение всего позднего палеозоя, по мере того как рыбы и амmonoидеи все больше становились их конкурентами в борьбе за существование. Полностью трилобиты вымерли в пермский период (примерно 225 млн. лет назад).

Иглокожие (тип *Echinodermata*). Латинское название этих животных довольно точно характеризует таких представителей рассматриваемого типа, как морские ежи (эхиноидеи) и морские звезды; в меньшей степени оно подходит для морских лилий (криноидей) и мягкотелых морских огурцов (голотурий). Все представители этого типа обычно обладают панцирем, состоящим из плотно соединенных кальцитовых пластинок и обособленных кальцитовых спикул. Для иглокожих характерно наличие в полости тела уникальной, неизвестной у других животных, цирку-

ляционной системы, называемой также водно-сосудистой, или амбулакральной, которая частично участвует в дыхании и передвижении животного. У многих форм пластинки панциря, прикрывающие радиальные каналы амбулакральной системы, группируются в пять радиальных зон — амбулакральных полей, что придает телу животных пятилучевую симметрию; для некоторых иглокожих характерна двусторонняя симметрия. Рост панциря идет по краю вершинного (апикального) щитка, где образуются новые пластинки, размер которых увеличивается по достижении самой широкой части панциря и уменьшается около рта.

Различные формы иглокожих обитают в разных морских условиях. Некоторые имеют толстые и крепкие панцири и живут вблизи уровня отлива, часто зарываясь в песок или высверливая жилища в донных породах; другие обитают на глубине, передвигаясь в поисках пищи по дну. Морские лилии, например, часто прикрепляются к дну стеблем различной длины; для сбора пищи, взвешенного в воде мелкого органического детрита, осаждающегося из верхних слоев океана, используют специальную систему рук.

Ископаемые иглокожие. Наличие прочного скелета, состоящего из кальцитовых пластинок, благоприятствует сохранению многих групп иглокожих в ископаемом состоянии. Первичный материал панциря после гибели и захоронения животного обычно пропитывается различными минеральными соединениями и становится значительно массивнее и прочнее. У многих иглокожих кальцитовые пластинки скелета соединяются мягкими тканями, поэтому после гибели животных скелеты распадаются, образуя на дне скопления кальцитового детрита. В Великобритании многие каменноугольные известняки сложены в основном такими скелетными фрагментами, отсортированными морскими течениями перед окончательным захоронением.

Наибольшее разнообразие прикрепленных (имеющих стебель) иглокожих — морских лилий (рис. 78), а также вымерших цистоидей и бластоидей обнаружено в породах палеозойского возраста. Правда, полностью сохранившиеся экземпляры этих животных редки, обычно встречаются лишь отдельные кальцитовые пластинки скелета (чаще всего членики стебля). Только одна группа криноидей дожила до мезозоя и кайнозоя, причем в эти эры преобладающими постепенно становятся свободно плавающие бесстебельчатые разновидности, которые часто встречаются в среднеюрских и верхнемеловых отложениях (см. рис. 81).

Ископаемые морские ежи (рис. 79) получают широкое распространение начиная с мезозоя (см. рис. 81). Обычно они обитали в мелководных, не загрязненных терригенным материалом и богатых известью морях, в том числе в областях рифов. Наиболее часто морские ежи встречаются в писчем меду позднемелового возраста, где по разрезу отложений может быть последовательно прослежено развитие рода *Micraster* (рис. 80), что используется

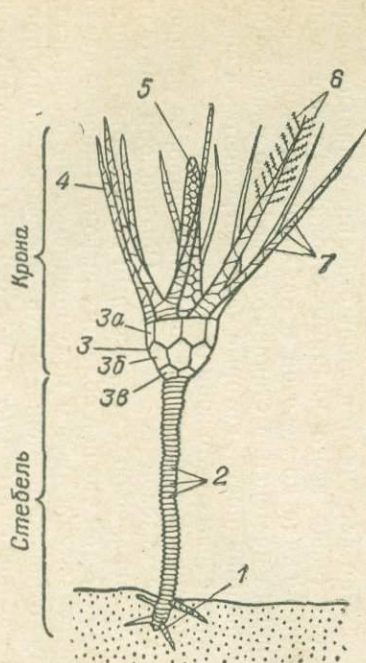


Рис. 78. Строение морской лилии (криноиден).

1 — «корни»; 2 — столбчатые членики стебля; 3 — чашечка, образованная табличками (3а — радиальные, 3б — базальные, 3в — инфрабазальные таблички); 4 — руки; 5 — анальная трубка; 6 — вишиулы (перышки); 7 — ручные (брахиальные) пластинки.

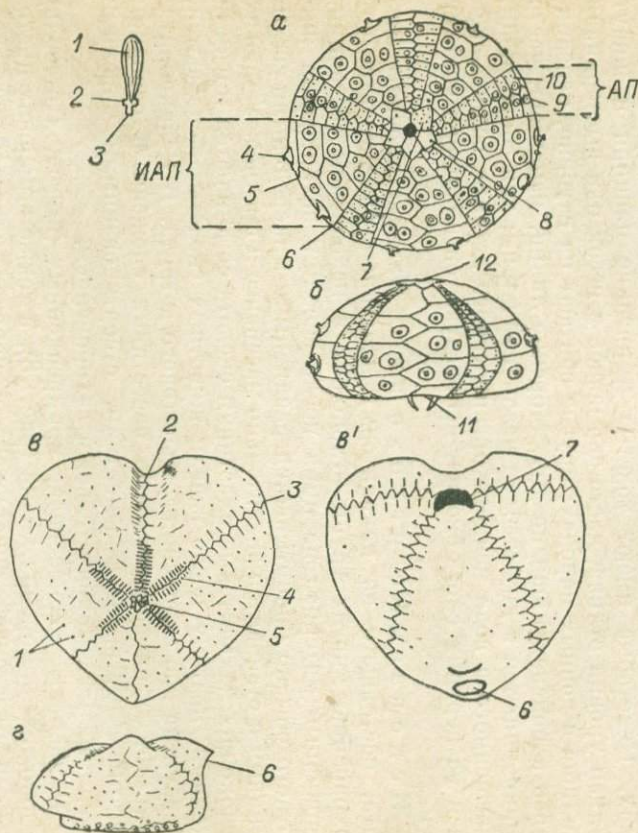


Рис. 79. Строение морских ежей.

Правильный еж: а — вид сверху; б — вид сбоку. 1—3 — игла (1 — стержень, 2 — кольцевой валик, 3 — основание); 4—6 — интерамбулакральное поле ИАП (4 — бугорки для игл, 5 — средний шов, 6 — адрадиальный, прирадиальный, шов); 7—8 — верхний щиток (7 — пористая пластинка, мадрепорит, 8 — половые пластинки); 9 — амбулакральное поле АП (9 — мелкие бугорки, 10 — поры); 11 — рот (перистома) со скобящими зубами; 12 — анус (перипрокт).

Неправильный еж: в — вид сверху; в' — вид снизу, г — вид сбоку. 1 — бугорки для мелких игл; 2 — передняя борозда; 3 — амбулакральное поле; 4 — поры; 5 — верхний щиток; 6 — анус; 7 — рот.

Ярус	Названия зон, выделенных по руководящим окаменелостям (ежам и брахиоподам)	Облик морских ежей	
		Вид снизу	Вид сбоку
Нижний сенон (писчий мел с микроастером)	<i>Micraster coranguinam</i>		
	<i>Micraster cortestudinarium</i>		
	<i>Holaster planus</i>		
Верхний турон	<i>Terebratulina lata</i>		

Рис. 80. Детальное расчленение меловых отложений на зоны в соответствии с эволюцией неправильных морских ежей.

Б — передняя борозда; П — пластрон (разросшееся интерамбулакральное поле); А — анус; Р — рот.

для детального расчленения этих отложений на зоны. Морские ежи редко живут глубже 200 м, и нахождение их остатков в писчем мелу указывает на образование его в сравнительно мелких морях (рис. 81).

Граптолиты. Это вымершая группа небольших колониальных животных, отпечатки которых сохранились в древних сланцах и алевритах; по форме отпечатки напоминают лезвие лобзика (рис. 82). Граптолиты вымерли 300 млн. лет назад и настолько мало походят на ныне живущих существ, что трудно установить их связь с какой-либо определенной группой животных. В связи с колониальной формой существования граптолитов вначале сближали с кишечнополостными, к которым относятся кораллы и другие мелкие организмы, образующие колонии. Согласно современным представлениям граптолиты по особенностям строения скелета более близки к очень примитивным представителям типа хордовых (Chordata), у которых нет скелетной основы (позвоночника), поддерживающей связующую спинную струну (хорду), как у других, более высокоорганизованных хордовых — позвоночных.

Геологическое значение граптолитов. Скелеты граптолитов крайне хрупки, поэтому их отпечатки со-

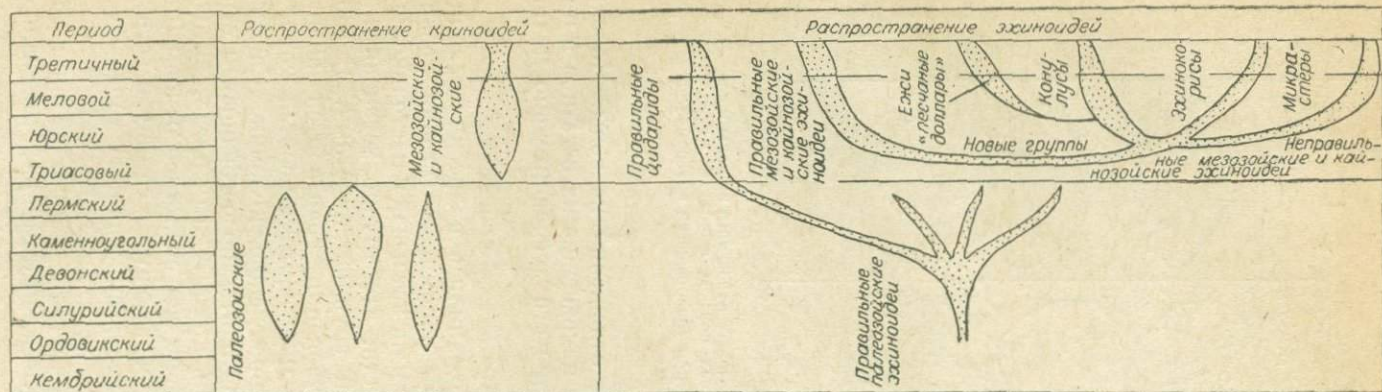


Рис. 81. Геохронологическое распространение криноидей и эхиноидей.

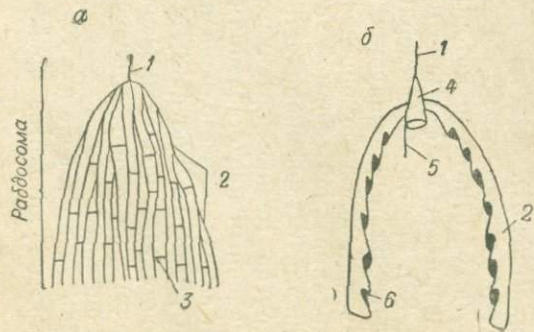


Рис. 82. Форма и строение колоний (рабдосом) граптолитов.

Колонии: а — многократноветвящаяся (дендроида), б — с двумя ветвями («камертонная»). 1 — полая нить (нема); 2 — ветви; 3 — поперечные перегородки (диссепименты); 4 — воронкообразная (начальная ячейка (сикула); 5 — опорная ось (виргелла); 6 — ячейка (тека).

храняются в основном в тонкозернистых осадках, отлагавшихся в спокойной среде, и только иногда в алевритах или песчаниках, но в этом случае они менее четкие.

В самых низах ордовикских отложений встречаются многократноветвистые (дендроидные) колонии граптолитов (см. рис. 82, а), которые, видимо, прикреплялись к морскому дну специальным стебельком-нитью (немой). Выше по разрезу число ветвей в колониях (рабдосомах) довольно быстро уменьшается и начинают доминировать формы с двумя ветвями («камертонные») (см. рис. 82, б). В позднем ордовике произошло дальнейшее резкое преобразование формы колоний. Изменились ориентация и взаимное расположение ветвей, вплоть до образования колоний с единой сросшейся ветвью и двумя рядами ячеек на ней (рис. 83, а, б), а также строение отдельных ячеек (тек), где обитали сами животные, и их положение на ветвях колонии. К началу силура почти все граптолиты имели одну ветвь, причем теки располагались на одной ее стороне. В силуре происходило преобразование отдельных ячеек граптолитов, стали развиваться усложненные крючкообразные, изолированные и лопастные теки (рис. 83, в), однако к концу силура все граптолиты, за исключением немногих дендроидных форм, вымерли (рис. 83, г). Предполагают, что большинство граптолитов, обладавших ограниченным числом ветвей, вело планктонный образ жизни, поскольку остатки их встречаются совместно с остатками других планктонных организмов. Они захоронены в отложениях, условия накопления которых были неблагоприятными для существования придонных организмов, так что там содержатся только остатки организмов, попавшие в осадок из верхних слоев воды.

Быстрая эволюция формы скелета и широкое географическое распространение граптолитов обуславливают их важность как руководящих ископаемых, особенно для тонкозернистых пород ордовика и силура. Очень многие данные, касающиеся истории геологического развития и строения таких геологически сложных районов, как Южно-Шотландская возвышенность и Центральный Уэльс, были получены на основании изучения граптолитов. К сожалению, хрупкие граптолитовые скелеты обычно разрушались в слишком динамичных условиях осадконакопления или при захоронении в грубозернистых осадках, где сохранились лишь более прочные остатки организмов, такие, как раковины брахиопод, панцири трилобитов и скелеты кораллов. Все же иногда граптолиты встречаются и в грубозернистых породах, что дает возможность проводить корреляцию этих пород с тонкозернистыми глинистыми сланцами, содержащими обильные остатки граптолитов.

Эволюция позвоночных: от рыб — к человеку. Все рассмотренные выше группы животных относятся к беспозвоночным. Что же касается позвоночных (рыбы, амфибии, рептилии, птицы и млекопитающие, в том числе и человек), то они играют особенно важную

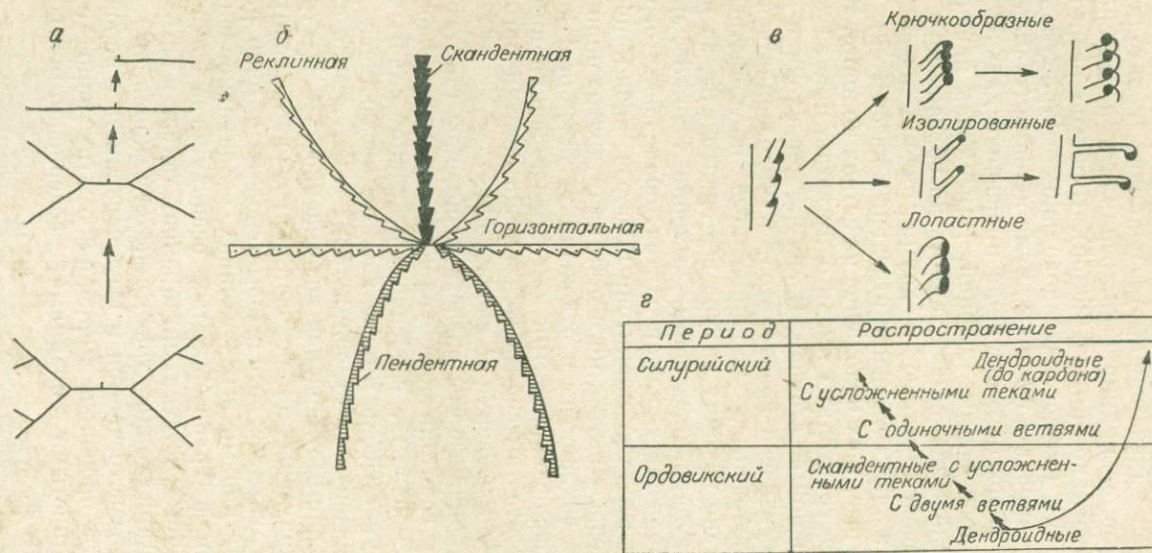


Рис. 83. Эволюция граптолитов.

а — редукция числа ветвей; **б** — ориентация ветвей рабдосомы относительно стипулы; **в** — изменения формы тек; **г** — геохронологическое распространение граптолитов.

роль на современном этапе геологической истории Земли. И для нас, людей, особенно интересно проследить их развитие. Все позвоночные (подтип Vertebrata) относятся к типу хордовых (Chordata): их позвоночный столб поддерживает и защищает основной нервный тяж — хорду.

Ископаемые позвоночные. Ископаемые остатки позвоночных, как правило, имеют значительно большие размеры, чем остатки других групп животных, но встречаются они реже. Таковы, например, рыбы кости, которые часто бывают настолько хрупкими и тонкими, что сохраняются только в тонкозернистых осадках. Многие позвоночные — обитатели суши, где под воздействием процессов выветривания и животных, питающихся падалью, быстро разрушаются даже самые массивные кости. Изредка палеонтологи обнаруживают огромные захоронения, целые ископаемые «кладбища» с остатками сотен животных, но чаще всего им удается найти только обломки костей конечности, черепа, часть позвоночника или довольствоваться редкими отдельными зубами. Например, акулы имеют хрящевой, неизвестковистый скелет, который в ископаемом состоянии не сохраняется, поэтому проследить эволюцию этих рыб удается только путем изучения окаменелых зубов.

Изучение различных групп ископаемых и ныне живущих позвоночных позволило установить их взаимосвязь и последовательность развития (рис. 84): от самых простых к наиболее сложным и совершенным.

1. *Бесчелюстные позвоночные* (класс Agnatha) — очень примитивные, похожие на рыб животные, лишённые челюстей и парных плавников. Это самые древние ископаемые позвоночные: их чешуя найдена, например, в отложениях ордовика в штате Вайоминг (США), а более крупные остатки довольно часто встречаются в породах позднесилурийского и девонского возраста. Среди этих ранних представителей позвоночных выделяются панцирные, или щитковые, животные (подкласс Ostracodermi), голова которых была покрыта панцирем из костных пластинок. Они обитали главным образом в пресных водах и существовали до конца девона. Современный представитель бесчелюстных — минога, приспособившаяся к паразитическому образу жизни.

2. *Рыбы* (класс Pisces) представлены целым рядом групп, из которых древнейшая и наиболее примитивная — панцирные, или пластинокожие, рыбы (подкласс Placodermi), имевшие примитивные челюсти и парные плавники. Эта группа была довольно разнообразной: от мелких (10—30 см) придонных животных, подобных щитковым, до крупных и очень подвижных хищников, например динихтиса (Dinichthys), достигавшего 10 м в длину. Пластинокожие получили максимальное развитие в девонский период, но вымерли еще до конца пермского.

Еще одна группа рыб, представители которой встречаются начиная с девонского периода, — это акулы и скаты, относящиеся

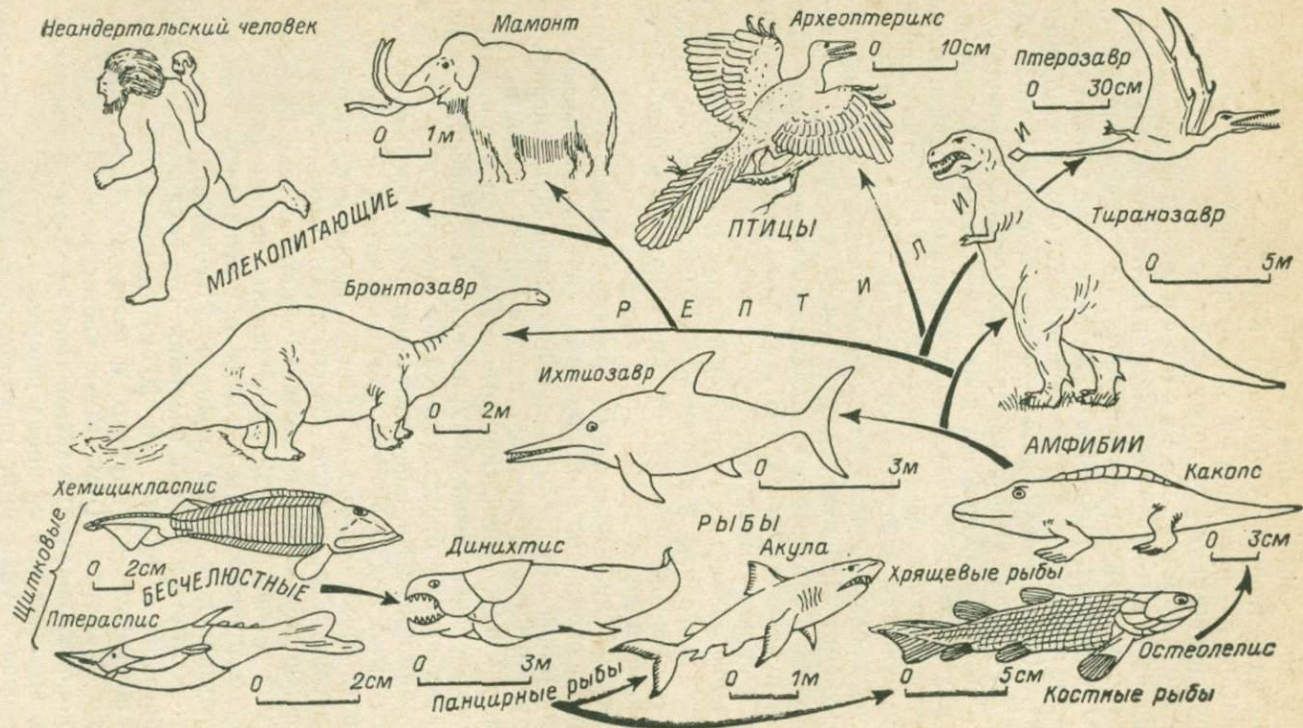


Рис. 84. Эволюция позвоночных: от рыб к человеку.

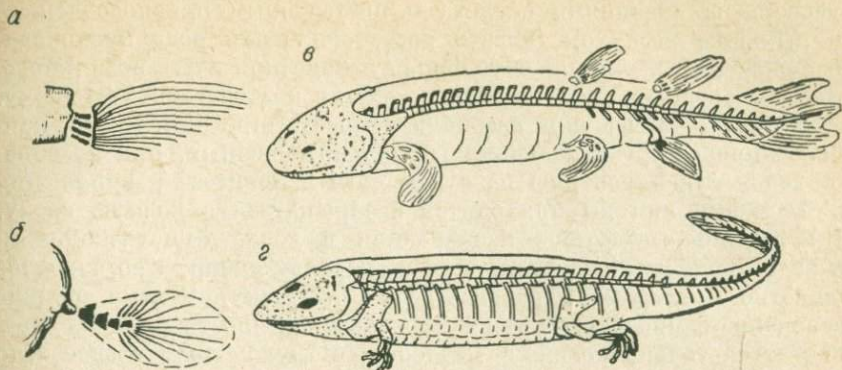


Рис. 85. Превращение рыб в амфибий.
 а — б — типы плавников: а — лучистый (лучеперый), б — лопастной (кистеперый);
 в — кистеперая рыба с лопастными плавниками; г — амфибия, произошедшая от кисте-
 перой рыбы.

к подклассу хрящевых рыб (*Chondrichthyes*). Они имеют более сложно построенное тело (в частности, отчетливо специализированные челюсти), причем форма тела хорошо соответствует образу жизни — стремительно нападающих хищников (акулы) или придонных обитателей (скаты). Ископаемые акулы известны главным образом на основании изучения окаменелых зубов, а также карбонизированных пленочных отпечатков в тонкозернистых породах. В ходе геологической истории эта группа изменилась очень незначительно, причем пережила многих сосуществовавших с ней «конкурентов», например огромных морских рептилий, живших в мезозое, и кайнозойских китов. По-видимому, максимальных размеров (15 м в длину) акулы достигли в миоценовую эпоху.

Девонский период часто называют «веком рыб», так как наряду с остатками трех вышеупомянутых групп позвоночных в породах этого возраста обнаруживаются первые ископаемые собственно рыбы, или костные рыбы (подкласс *Osteichthyes*). Они обладали прочным кальцитизированным скелетом и стали наиболее распространенной группой животных: в настоящее время по разнообразию видов рыбы превосходят все другие группы позвоночных вместе взятые. Наиболее известны угорь, треска, камбала, двоякодышащие рыбы, осетр и другие морские и пресноводные рыбы. В ископаемом состоянии обычно сохраняются их костные скелеты, иногда чешуя с характерным рисунком.

Многие костные рыбы имели плавники лучистого типа, но небольшая группа обладала плавниками лопастного типа (рис. 85, а, б), которые обеспечивали рыбам лучшую поддержку при плавании, а временами, видимо, использовались для хождения по дну. Предполагают, что плавники именно такого типа в дальнейшем преобразовались в конечности наземных животных, которые произошли от рыб. Это явилось одним из звеньев в длинной цепи последовательных изменений, которое наряду с другими

усовершенствованиями скелета и постепенным приспособлением к дыханию воздухом (вместо растворенного в воде кислорода, извлекаемого жабрами) обусловило в конечном счете возникновение земноводных, впервые появившихся в позднедевонскую эпоху.

3. *Земноводные*, или *амфибии* (класс Amphibia), — это наиболее просто организованная группа позвоночных, приспособившихся к существованию на суше, хотя в процессе размножения для кладки яиц им приходится возвращаться в водную среду. Их личиночные формы развиваются в воде, дышат жабрами; в воде происходит и метаморфоз — переход личинки во взрослое животное (например, головастика в лягушку). Самые ранние девонские земноводные имели короткие конечности и могли передвигаться только ползком, медленно, с трудом волоча свое тело по земле. Однако уже в пермский период амфибии приобрели большую подвижность и могли приподниматься над землей на более длинных конечностях. Позднее им пришлось выдержать конкуренцию с пресмыкающимися, так что в наши дни земноводные представлены лишь немногими группами, такими, как лягушки и саламандры.

4. *Пресмыкающиеся*, или *рептилии* (класс Reptilia), оказались первой группой позвоночных, которые в течение всего жизненного цикла могут полностью обходиться без водной среды. Самые ранние — позднекаменноугольные — пресмыкающиеся имели очень большое сходство с жившими одновременно с ними земноводными, но обладали и существенным преимуществом: рептилии приспособились прямо на суше откладывать яйца, защищенные твердой пористой скорлупой. Эта группа позвоночных доминировала от пермского периода до конца мелового. Самые первые рептилии были мелкими. Хотя эти пресмыкающиеся по условиям размножения уже не были привязаны к водной среде, они обитали только в прибрежных районах, где находили необходимую пищу.

Начиная с пермского периода пресмыкающиеся приспособились к самым различным условиям существования. Важное значение имело, в частности, появление плотоядных рептилий, которые питались крупными растительноядными, распространившимися к тому времени на огромных территориях. В конечном итоге это привело к развитию исключительно большого разнообразия пресмыкающихся. Некоторые пермские рептилии имели черты, свойственные более поздним млекопитающим, например вторичное небо, отделявшее рот от носоглотки. Предполагают, что именно эти или какие-либо другие родственные им рептилии и были предками млекопитающих.

Многие палеозойские рептилии вымерли к концу пермского периода. В триасе на смену им пришли новые разнообразные формы, в том числе обитавшие на суше динозавры, различные парящие и летающие рептилии (птерозавры) и водные пресмыкающиеся — ихтиозавры и плезиозавры, которые возвратились к образу жизни своих предков. В число мезозойских рептилий

входили самые крупные из всех когда-либо обитавших на Земле представителей животного мира. Однако к концу мелового периода большинство рептилий вымерло. Причины вымирания неясны до сих пор, тем более что именно в меловой период большинство рептилий достигло максимального расцвета. Катастрофическое вымирание пресмыкающихся объяснялось различными причинами: изменением климата, растительного покрова в начале мелового периода и др. Но ни одна из них не является достаточно убедительной. В наши дни класс пресмыкающихся, когда-то столь разнообразный, представлен только змеями, крокодилами, черепахами и ящерицами.

5. *Птицы* (класс *Aves*) — это теплокровные летающие позвоночные, покрытые перьями. Самое первое животное, напоминающее птицу (археоптерикс), обнаружено в юрских отложениях близ Золенгофена в ФРГ (см. с. 113). Археоптерикс, подобно птице, был покрыт перьями, но вместе с тем имел зубы, как у рептилий; его считают промежуточным звеном между этими двумя классами животного царства. К началу третичного периода существовало уже большое количество неспособных летать птиц, сходных с современными страусами.

6. *Млекопитающие* (класс *Mammalia*) — это доминирующая в настоящее время группа животных, широко распространенных по всему земному шару. Остатки первых млекопитающих обнаружены в породах триасового возраста. В течение более чем 100 млн. лет эти животные оставались «в тени эволюции», подавляемые рептилиями. Катастрофическое вымирание рептилий в конце мелового периода (более 70 млн. лет назад) позволило млекопитающим распространиться, захватить многие области суши и моря, где некогда обитали рептилии. Млекопитающие — теплокровные животные, как правило имеющие волосяной покров или покрытые шерстью. По уровню организации и приспособленности к разнообразным условиям обитания они являются наиболее развитыми из всех животных, обитавших на Земле.

К примитивным млекопитающим относятся однопроходные, или клоачные (первозвери), кладущие яйца (например, утконос) и сумчатые (низшие звери), детеныши которых вынашиваются в сумке на теле матери (например, кенгуру и опоссум). Подавляющее большинство современных млекопитающих (95%) относится к группе плацентарных (высших зверей). Эта группа получила свое наименование по специальному органу (плаценте), обеспечивающему питание и развитие эмбриона в матке. Детеныши большинства плацентарных млекопитающих рождаются почти полностью приспособленными к самостоятельной жизни. К этой группе принадлежат многочисленные копытные (в том числе непарнокопытные — лошадь и носорог; еще более многочисленные парнокопытные — бык, овца, свинья, олень, верблюд, слон); неполнозубые, имеющие мелкие зубы (например, броненосец, ленивец); грызуны; плотоядные (например, собака, кошка,

медведь) и приматы (например, лемур, обезьяна, человекообразная обезьяна, человек). Эволюция многих из этих животных хорошо изучена, несмотря на то что на суше ископаемые остатки сохраняются плохо. Классическим примером группы млекопитающих, развитие которой прослежено с большой тщательностью, является семейство лошадиных (Equidae).

Изучение эволюции позвоночных представляет особый интерес, так как позволяет объяснить их многообразие и установить последовательность замещения в ходе геологической истории одних групп животных другими. В то время, как почти все основные группы беспозвоночных довольно внезапно появляются в кембрии или ордовике * и данные о предшествовавших им формах пока отсутствуют, для позвоночных может быть с достаточной детальностью построено единое «эволюционное древо». Связь между различными группами позвоночных устанавливается прежде всего по ископаемым скелетам, детали строения которых (подчас отдельные кости — позвонки, фаланги пальцев и т. п.) позволяют выявить все стадии перехода одной группы в другую. Тем не менее, вероятно, мы так никогда и не получим ответ на ряд вопросов о некоторых наиболее неожиданных скачках эволюции. Как возникли челюсти у примитивных рыб? Почему некоторые формы перешли к наземному образу жизни? Каким образом рептилии начали откладывать яйца, защищенные твердой скорлупой? Когда и как млекопитающие и птицы стали теплокровными животными, как возник столь сложный механизм регуляции температуры тела у этих двух групп?

Растения. Ископаемые растения встречаются еще реже, чем остатки животных. И хотя они сыграли исключительно важную роль в развитии жизни на Земле, палеонтологи располагают весьма неполными, отрывочными сведениями об их эволюции. Многие растения лишены каких-либо жестких скелетных элементов или же подвержены быстрому разложению после отмирания, так что обугленные пленки листьев и даже стебли сохраняются сравнительно редко. Для лучшей сохранности растений необходимо быстрое захоронение их в тонкозернистых иловых осадках, а это означает, что при значительном сжатии, возникающем в процессе уплотнения илов, растительные остатки сплющиваются. Только иногда в песчаниках оказываются захороненными стволы деревьев, сохранившие первоначальное круглое поперечное сечение (см. рис. 47). Листья растений обычно отделяются от стеблей и часто переносятся на значительные расстояния еще до захоронения в осадках.

Наиболее примитивные — низшие — растения лишены сосудистой системы; большинство их обитает в воде или в условиях вы-

* Самые древние отпечатки многоклеточных беспозвоночных (губок, кишечнополостных, червей, членистоногих, иглокожих) обнаружены в отложениях позднего докембрия (эдиакария) в Австралии. — *Прим. пер.*

сокой влажности. В число таких растений входят одноклеточные водоросли — диатомей и другие планктонные формы, за счет которых могут возникать мощные отложения, сложенные их кремнистыми скелетами (панцирями); некоторые породы (диатомиты, трепелы, опоки) почти нацело состоят из панцирей диатомовых водорослей. Относящиеся к низшим растениям синезеленые водоросли (часто образующие большие колониальные скопления) являются одними из наиболее древних окаменелостей, обнаруженных даже в докембрийских породах. К низшим растениям причисляют также паразитические грибы, мхи и лишайники. Все перечисленные группы растений редко встречаются в ископаемом состоянии. В то же время некоторые ископаемые диатомовые и синезеленые водоросли имеют иногда важное геологическое значение*.

Растения, обитающие в континентальных условиях, нуждаются в более развитой сосудистой системе и более совершенных способах размножения, в связи с чем они являются более высокоорганизованными — высшими — растениями; в отличие от низших растений у них произошло обособление и развитие корней, стебля, листьев, спор, цветов и семян. Наиболее древние и примитивные наземные сосудистые растения — псилофитовидные (тип *Psilopsida*), найденные, например, в силуре Австралии и девоне Англии, имели простой стелющийся по земле стебель с отходящими от него вертикально голыми ветвями; на концах ветвей помещались спорангии, несущие споры (рис. 86). В каменноугольный период существовали густые леса, состоящие из гигантских хвощей (членистостебельных), высоких, размножающихся спорами плауновидных древесных растений, папоротников и первых семенных — хвойных. Другие группы семенных растений, например группа гинкговых, достигли расцвета в мезозое; все эти примитивные семенные растения известны под названием голосеменных (класс *Gymnospermae*). Современные цветковые растения, или покрытосеменные (класс *Angiospermae*), составляющие 95% всей растительности, появились лишь в раннемеловую эпоху, а что касается трав, то они широко распространились только в миоценовую эпоху.

Таково в общих чертах развитие растительного мира. Необходимо отметить, что первые наземные растения появились одновременно с первыми наземными животными (земноводными и насекомыми), а развитие цветковых растений сопровождалось появлением уже в меловой период насекомых-опылителей. Важно и то, что широкое распространение трав в миоценовую эпоху привело к тому, что многие млекопитающие, например лошади, перешли к иному способу питания: от очищивания листьев на деревьях и кустарниках к пастыбе, щипанию подножного корма.

* Особенно велика роль диатомовых водорослей при детальном расчленении осадочных отложений верхнего мела и кайнозоя. — *Прим. пер.*

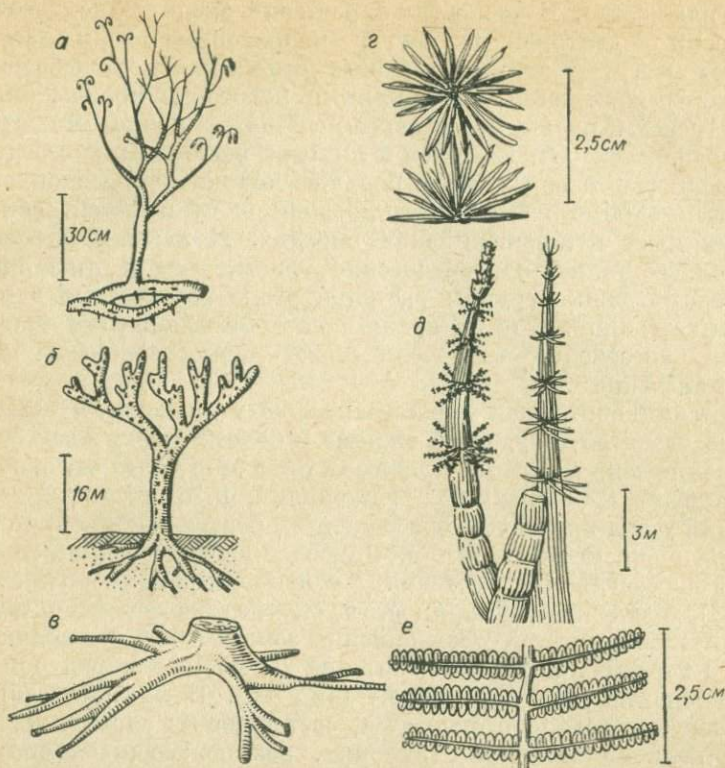


Рис. 86. Ископаемые высшие растения.

a — псилофитовидные (тип *Psilopsida*), *Psilophyton*; *б-в* — плауновидные (тип *Lycopsida*): *б* — *Lepidodendron*, *в* — стигмарии (*Stigmaria*) — корневища гигантских плауновидных; *г-д* — членистостебельные (тип *Sphenopsida*): *г* — *Annularia*, *д* — *Calamites*; *е* — папоротниковидные (тип *Pteropsida*), *Pecopteris*. Возраст: *a* — девонский, *б-е* — позднекаменноугольный.

Микроокаменелости. Все рассмотренные до сих пор окаменелости могут быть обнаружены в породах невооруженным глазом. Размеры большинства из них составляют несколько сантиметров, а остатки некоторых позвоночных достигают подчас нескольких метров. Однако для палеонтолога, занимающегося изучением керна или обломков пород, поднятых на поверхность в процессе бурения, основной интерес представляют не эти крупные окаменелости, поскольку в скважинах они встречаются редко, а остатки микроорганизмов, тоже позволяющие делать заключения о возрасте и условиях образования вмещающих пород, а также о развитии жизни на Земле. Как и сейчас, в прошлом микроорганизмы были широко распространены во всех сферах Земли (на суше, в море и атмосфере), поэтому они в большом количестве встречаются в ископаемом состоянии.

Микрокаменелости относятся к различным систематическим группам организмов, в том числе и к тем, которые представлены упомянутыми выше крупными ископаемыми животными и растениями.

1. Из простейших (тип Protozoa) широко распространены и обильны, в особенности в мезозойских и кайнозойских отложениях, представители подкласса фораминифер (Foraminifera). Это наиболее примитивные одноклеточные животные, хотя подавляющее большинство их строит весьма сложную по форме и структуре известковую раковину, состоящую из многочисленных связанных между собой камер. Фораминиферы широко используются для сопоставления вскрытых скважинами (особенно нефтепоисковыми) разрезов пород и установления их возраста.

2. Остракоды (подкласс Ostracoda) — это мелкие родственники крабов и лангустов (т. е. представители типа Arthropoda), обитающие в водной среде и близкородственные циклопам. Они защищены двусторчатой раковиной, и остается только удивляться, насколько разнообразна скульптура этих мельчайших раковин. Установлено, что различные виды современных остракод очень чувствительны к изменениям солености воды, поэтому их ископаемых представителей можно использовать для определения солености бассейнов далекого прошлого.

3. Споры растений обнаруживают во многих породах самых разных типов, имеющих как континентальное, так и морское происхождение. Угленосные пласты и перекрывающие их сланцы на основе представленных в них комплексов спор можно коррелировать на протяжении целых регионов.

4. По мере развития методов и техники микропалеонтологии в сферу ее исследований вовлекаются все новые группы ископаемых микроорганизмов, даже таких, геологическое значение которых остается пока несущественным или вообще неясным. Одна из таких групп — так называемые гистрихосферы и ды (Hystrichosphaera), о которых известно только, что когда-то они входили в состав планктона, обитавшего в поверхностных водах океанов и морей; вторая группа — акритархи* (Acritarcha), систематическое положение и происхождение которых еще более загадочно. Те и другие встречаются во всех морских отложениях, обладают сферической, эллипсоидальной или многоугольной формой и орнаментированы гребнями или более сложными выростами (шипами или трубочками, иногда разветвленными). В грамме глинистого сланца могут содержаться тысячи этих микроскопических форм, так что изучение их возможно только после извлечения из тщательно размельченной породы. Поскольку это плавающие планктонные формы, в ископаемом

* Группа акритарх — неопределенное в систематическом отношении подразделение, объединяющее микроорганизмы различного происхождения; в основном это, по-видимому, оболочки одноклеточных водорослей. В советской литературе описаны акритархи из докембрия и нижнего палеозоя. — *Прим. пер.*

состоянии они широко распространены по всему земному шару; например, акритархи, обнаруженные в юрских породах Англии и Австралии, совершенно идентичны. Для многих из них характерно быстрое развитие с непрерывной сменой одних разновидностей другими, что особенно важно для геологов, ведущих расчленение и корреляцию отложений. Дальнейшее изучение этих микрокаменелостей, несомненно, поможет составить более полное представление об истории нашей планеты и эволюции ее биосферы.

ИСКОПАЕМЫЕ ОРГАНИЗМЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Тщательное изучение ископаемых организмов, заключенных в породах, позволяет получать надежные палеонтологические данные. На их основе, несмотря на все искажения, связанные с процессами fossilization, в возникновении и развитии жизни на Земле устанавливаются определенные закономерности, которые дают возможность восстановить последовательную картину эволюции биосферы на общем фоне геологической истории. К числу наиболее важных положений, касающихся происхождения и развития жизни, относятся следующие.

1. Сведения о самых ранних формах жизни на Земле все еще крайне скудны. Вряд ли следует рассчитывать, что ископаемые остатки организмов будут найдены в породах, возраст которых превышает 3 млрд. лет. В столь древних отложениях (например, в формации Фиг-Три в Южной Африке, возраст которой приблизительно 3,2 млрд. лет) встречаются только некоторые органические соединения. Остатки же крайне примитивной растительной жизни обнаружены уже в значительно более молодых породах (например, в кремнистых сланцах Ганфлинт в районе оз. Верхнего в Канаде, возраст которых около 2,0 млрд. лет). Очевидно, что эти и другие подобные данные не дают однозначного ответа на вопрос о происхождении жизни, поскольку не содержат никаких прямых указаний на то, как именно она зародилась. Стремление ответить на указанный вопрос выразилось в выдвигании целого ряда гипотез, например гипотезы о возникновении жизни из органических соединений, существовавших в особых условиях в первозданном море.

2. Численность и разнообразие живых существ в ходе геологической истории неуклонно возрастали. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить, например, многообразие форм и особой основных групп ископаемых организмов в силурийский, каменноугольный, юрский периоды и эоценовую эпоху, т. е. через промежутки времени, равные приблизительно 100 млн. лет. Возрастание численности и разнообразия организмов происходило неравномерно: наряду

с периодами удивительно широкой экспансии и расцвета жизни (ордовик, юра) выделяются периоды и эпохи интенсивного вымирания целых групп (пермь, поздний мел). В целом после очень медленного развития докембрийских одноклеточных резкое увеличение разнообразия форм жизни отмечается начиная с кембрийского периода; речь идет не просто о первых находках многоклеточных организмов, а о появлении представителей почти всех основных групп животных. С того времени и поныне наблюдается прогрессирующее усложнение строения живых существ наряду с дальнейшим увеличением разнообразия их форм, что выразилось, в частности, не только в интенсивном освоении организмами всех областей «колыбели жизни» — морской среды, но и в постепенном широком распространении их на суше и в воздушном пространстве.

3. В процессе распространения жизни на Земле происходило непрерывное развитие и обособление новых видов животных и растений, в то время как виды, возникшие ранее, постепенно приходили в упадок и вымирали. Особенно отчетливо это видно на примере последовательного появления различных групп позвоночных; но и при детальном исследовании какой-либо группы более мелких ископаемых организмов также всегда можно выявить на первый взгляд незначительные, но совершенно отчетливые изменения их формы и облика в ходе геологического времени (см. рис. 80), те изменения, которые, постепенно закрепляясь, как раз и становятся в дальнейшем основой возникновения нового вида из старого. Эту преемственность ископаемых организмов удается проследить далеко не всегда. Передко наблюдаемые провалы в палеонтологической летописи обусловлены тем, что многие промежуточные формы живых существ не сохранились в ископаемом состоянии; выше уже отмечалось, что вероятность сохранения каких-либо остатков древних организмов очень незначительна. Если все же удастся последовательно проследить происхождение той или иной группы организмов по ископаемым остаткам, заключенным в породах, то можно отчетливо видеть все стадии преобразования организмов по форме и строению; этот процесс называется эволюцией организмов. Некоторые группы организмов претерпевали быстрые эволюционные изменения (например, граптолиты, аммониты), в то время как другие (например, такие брахиоподы, как *Lingula*) изменялись очень незначительно или вообще сохранялись без изменений в течение всего промежутка геологического времени, которому соответствуют отложения, содержащие их остатки.

4. Очень важным для интерпретации палеонтологических данных является твердо установленное положение о том, что у с л о - в и я о б и т а н и я о р г а н и з м о в в существенной степени определяют особенности их строения (анатомии). Это явно видно, если сравнить, например, форму тела рыб, живущих в поддерживающей их водной среде и использующих определяемые ею харак-

терные способы передвижения и дыхания, с особенностями строения тела наземных позвоночных, которые обладают конечностями, позволяющими целиком приподнимать тело над землей, благодаря чему животные могут успешно передвигаться в воздушной среде, не обеспечивающей поддержки тела. Весьма показательным сопоставлением ихтиозавра — вымершей рептилии — и современного дельфина — представителя млекопитающих: форма тела у этих животных почти идентична, что связано со сходными условиями их обитания.

5. Рост численности растений и животных на поверхности Земли в конечном итоге привел к возникновению конкуренции между различными видами, к межвидовой борьбе за жизненное пространство. Каждая природная область могла обеспечить существование ограниченного числа видов, так что появление в ней новых, лучше приспособленных (адаптированных) видов приводило к вытеснению и вымиранию более древних форм, если им не удавалось приспособиться к иной среде обитания. За все время существования жизни, по-видимому, лишь один-единственный тип — археоцитаты (*Archaeocyathi*) — довольно маленькая группа похожих на губок животных кембрийского возраста — оказался полностью вымершим. Представители всех прочих типов, впервые появляющихся в ископаемом состоянии в отложениях кембрия и ордовика, дожили до наших дней. Без сомнения, вымирание отдельных групп животных было обусловлено не только межвидовой конкуренцией, но и изменениями условий окружающей среды. Если животные какой-либо группы оказывались слишком специализированными, приспособленными к очень узкому диапазону условий среды, то даже незначительное изменение последних могло привести к вымиранию всей группы, что в свою очередь нередко вызывало вымирание целого ряда связанных с ней групп, находившихся в сложных взаимоотношениях по образу жизни (питанию, размножению и т. п.)*. Тем не менее многие группы организмов пережили даже резкие изменения условий окружающей среды благодаря способности очень гибко менять строение тела и образ жизни.

Современные популяции растений и животных — группы, существующие в разных местах земного шара — произошли от первоначальных предков каждого из основных нынешних типов в результате их длительных, передаваемых по наследству эволюционных изменений (так называемое «происхождение с преобразованием» — «*descent with modification*»). Это положение хорошо обосновано прямыми наблюдениями, детальным прослеживанием эволюции разных популяций. Подтверждается оно и значительной

* Здесь уместно сослаться на приведенный выше пример одного из таких рядов тесно взаимосвязанных организмов (гастроподы тритоны — морские звезды «терновый венец» — мадрепоровые кораллы), равновесие в котором было нарушено человеком, что привело к массовой гибели кораллов. — *Прим. пер.*

изменчивостью животных и растений даже в пределах каждого вида; достаточно сравнить, например, людей разных рас, все представители которых относятся к одному и тому же виду *Homo sapiens*, но очень существенно различаются по цвету кожи, росту, характеру волос, форме носа и т. д. Такие же вариации признаков наблюдаются у всех видов животных и растений, причем у многих из них этому способствует большая плодовитость при размножении (например, самка лосося может отложить в год до 28 млн. икринок). Отдельные представители каждого вида оказываются более приспособленными к характерным для них условиям среды, в результате чего они легче выживают, а при размножении имеют лучшие возможности к воспроизведению в следующем поколении. Развитие генетических исследований помогло выявить исключительно важную роль наследственных генов в закреплении благоприятных свойств новых популяций.

Исследования ископаемых организмов дают возможность установить главным образом основное направление и общие закономерности эволюционного процесса, которые невозможно выявить при детальном наблюдении над механизмами изменчивости, проводимых на современных животных. Эти исследования позволяют также получить представление о том, насколько медленно протекает процесс эволюции; его темпы соизмеримы с темпами геологических процессов. Подсчитано, например, что диаметр зуба у предков современной лошади в процессе перехода от опщипывания листьев деревьев к щипанию травы изменился всего на 1 мм за 5 млн. лет, причем этот темп изменения считается одним из наиболее быстрых.

6. Знание закономерностей развития жизни в ходе геологической истории очень важно для геологов и в научно-практическом отношении: на этих закономерностях базируется почти вся геохронологическая корреляция — сопоставление отложений и определение их относительного возраста. Правда, сейчас ряд геохронологических задач решается радиологическими методами, с помощью которых ученым удастся заполнить некоторые пробелы в геологической летописи и более точно определить абсолютный возраст исследуемых отложений. Однако по-прежнему только с помощью ископаемых организмов возможно сопоставлять по относительному возрасту толщи осадочных пород в районах, далеко отстоящих друг от друга.

В каждой породе содержится определенный комплекс ископаемых организмов, причем в тех, которые сформировались позже, организмы окажутся более высокоразвитыми и будут иметь более современный облик. Это обусловлено непрерывностью эволюционного процесса в сочетании с быстрым географическим распространением новых видов. Любой слой породы, его часть или группа слоев со своеобразным комплексом ископаемых организмов называются зоной. Каждая зона получает свое наименование по наиболее характерному виду ископаемых животных

Период	Кораллы	Брахиоподы	Моллюски					Трилобиты	Криноиды (морские лилии)	Экзиноиды (морские ежи)	Граптолиты
			Двустворки	Гастроподы	Наутилоиды	Аммоноиды	Белемниты				
Третичный			1	1	1				1		
Меловой			1	1	1	2			1		
Юрский			1	1	1	2			1		
Триасовый			1	1	1	2			1		
Пермский			1	1	1	2			1		
Каменноугольный			1	1	1	2			1		
Девонский			1	1	1	2			1		
Силурийский			1	1	1	2			1		
Ордовикский			1	1	1	2			1		
Кембрийский			1	1	1	2			1		
Докембрий											



Рис. 87. Геохронологическое значение различных групп ископаемых организмов. 1 — глобальное; 2 — региональное; 3 — локальное.

или растений из числа тех, которые входят в состав зонального комплекса. Зоны — самые мелкие единицы возрастного расчленения пород; несколько зон образуют ярус (см. рис. 80). Мощность зон варьирует в очень широких пределах, поскольку скорость осадкообразования не имеет определенного соответствия со скоростью эволюции организмов.

С геологической точки зрения наиболее подходящими, «идеальными», для практических целей руководящими, или зональными, ископаемыми считаются такие организмы, которые имеют широкое географическое распространение; отличаются быстрой эволюцией и соответственно быстрой и резкой изменчивостью при прослеживании вверх по разрезу пород, а также способностью обитать в самых разнообразных условиях; обладают сравнительно небольшими размерами (порядка 5—10 см) и хорошей сохранностью, что позволяет изучать их целиком,

без труда извлекая из вмещающей породы. На практике руководящие ископаемые организмы могут действительно обладать многими, если не всеми, перечисленными качествами. Однако нередко расчленение на зоны и определение возраста некоторых пород приходится вести по скудным остаткам ископаемых организмов, лишенных всех этих качеств. Наилучшими руководящими ископаемыми организмами, вполне отвечающими перечисленным требованиям, являются граптолиты (ордовик, силур), гониатиты (девон — пермь), аммониты (юра, мел), а также некоторые микроорганизмы; перелистайте страницы, посвященные описанию каждой из этих групп животных, чтобы убедиться в справедливости последнего утверждения. Свободно плавающие морские лилии и некоторые трилобиты тоже достаточно хорошо соответствуют вышеуказанным требованиям. В тех же случаях, когда в породах не обнаружено представителей ни одной из перечисленных групп, приходится обращаться к определению и анализу кораллов, брахиопод, белемнитов, пресноводных моллюсков, спор растений, остатков рыб и других организмов (рис. 87). Почему же представителей некоторых групп организмов неудобно использовать в качестве руководящих форм?

Основная трудность заключается в фациальной изменчивости отложений: нередко случаи, когда определенное сочетание условий осадконакопления (т. е. некая фациальная обстановка) не было приемлемым для живших в то время организмов. Так, граптолиты типичны для мелкозернистых глубоководных сланцев ордовика и силура, но редко захороняются в более грубозернистых мелководных отложениях того же возраста, где распространены другие окаменелости, в основном трилобиты и брахиоподы; впрочем, в отдельных прослоях граптолиты и трилобиты встречаются совместно.

10. Вулканы и магматические породы

СОВРЕМЕННАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

С того времени, как люди стали регистрировать происходящие вокруг них природные явления, отмечена активная деятельность почти 700 вулканов, часть из которых показана на рис. 88. Конечно, период, в течение которого ведется регистрация вулканических явлений, слишком незначителен в масштабах геологического времени, кроме того, остается неучтенной деятельность подводных вулканов, поскольку извержения в глубинах океанов обычно протекают незаметно и не поддаются непосредственному

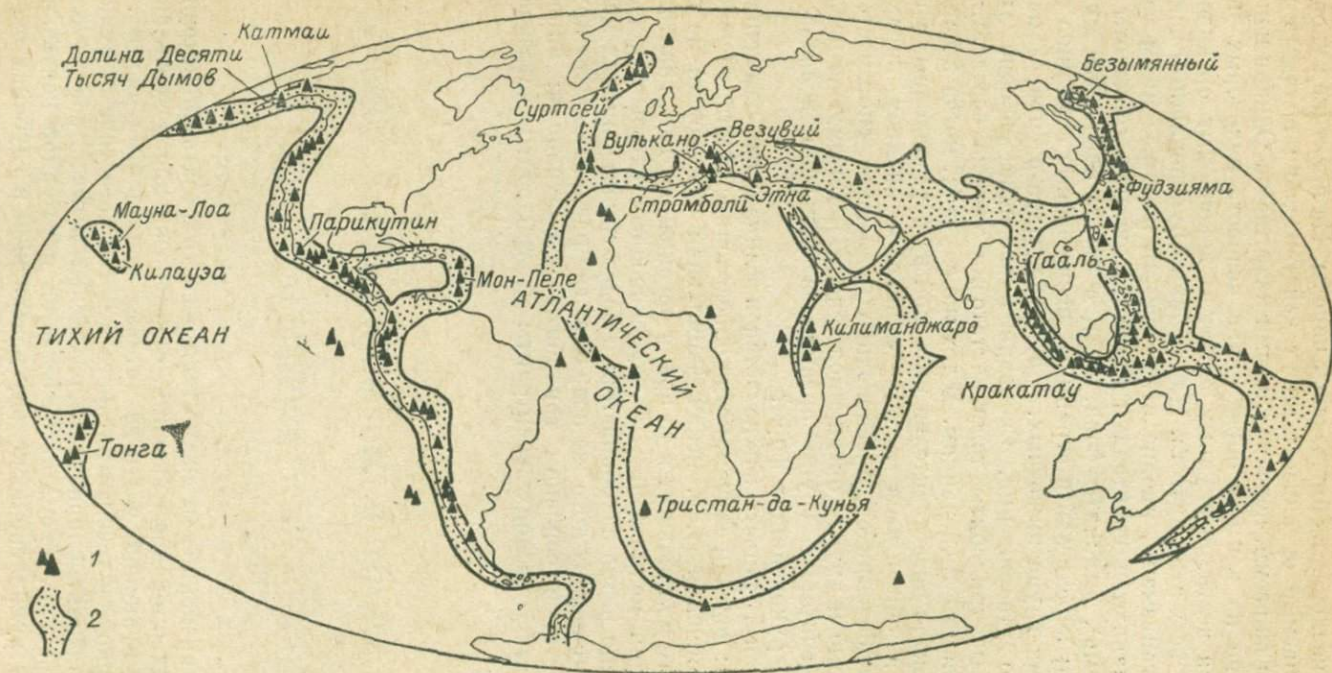


Рис. 88. Области вулканической деятельности и землетрясений.
1 — действующие вулканы; 2 — основные области землетрясений.

наблюдению *. Жителям Великобритании и других стран, где нет вулканов, активная деятельность последних может казаться весьма редким и потому несущественным геологическим явлением. Однако именно в результате мощного подводного вулканизма со дна Тихого океана поднялась цепь Гавайских островов. Один из гавайских вулканов — Мауна-Лоа (на о. Гавайи) — превосходит по высоте Джомолунгму (8848 м), поскольку подошва этого вулкана находится на глубине 5000 м, а вершина возвышается над поверхностью океана на 4170 м.

В результате вулканической деятельности образовались обширные лавовые плато, а в атмосферу выделилось большое количество газов (главным образом водяных паров, углекислого газа и сернистого ангидрида), которые послужили вещественной основой для формирования не только газовой оболочки Земли, но и ее гидросферы. Обычно вулканами интересуются только в связи с тем ущербом, который наносят их извержения, но с геологической точки зрения необходимо всестороннее и тщательное изучение вулканических явлений с целью познания еще одной стороны прошлого нашей планеты. Очень многие породы земной коры представляют собой излившиеся на поверхность и застывшие лавы, другие образовались из подвижных магматических расплавов на некоторой глубине, поэтому вулканология — наука, занимающаяся комплексным исследованием явлений вулканизма, — стала важной составной частью современной геологии.

Пока известен, по-видимому, только один достоверно зарегистрированный случай зарождения вулкана прямо на глазах человека. Речь идет о вулкане Парикутин (3292 м) в Мексике, который возник 20 февраля 1943 г. после продолжавшихся в течение двух недель слабых подземных толчков. Извержение началось с того, что прямо на вспаханном поле, поперек него, раскрылась трещина, из которой выбрасывались пар и горячие камни. Уже на следующий день гора обломков пород достигла 10-метровой высоты, а через неделю высота вулканического конуса составляла 18 м. Вскоре началось истечение лавы, потоки которой залили близлежащие селения, а тучи выбрасываемого вулканом пепла поднялись на высоту до 600 м, причем пепел сплошным слоем засыпал возделанные поля и привел к гибели даже крупные деревья. В 1946 г. высота вулканического конуса, сложенного лавой и пеплом, достигла 500 м, после чего извержение пошло на убыль и в 1952 г. полностью прекратилось. Как видно по скорости роста конуса, процесс образования вулканогенных отложений может идти значительно интенсивнее, чем относительно замедленное накопление осадочного материала.

Вообще же интенсивность вулканической деятельности существенно различна в зависимости главным образом от типа извер-

* В настоящее время ученые предполагают, что только в Тихом океане имеется не менее 10 000 вулканических конусов и центров излияния лав. — *Прим. пер.*

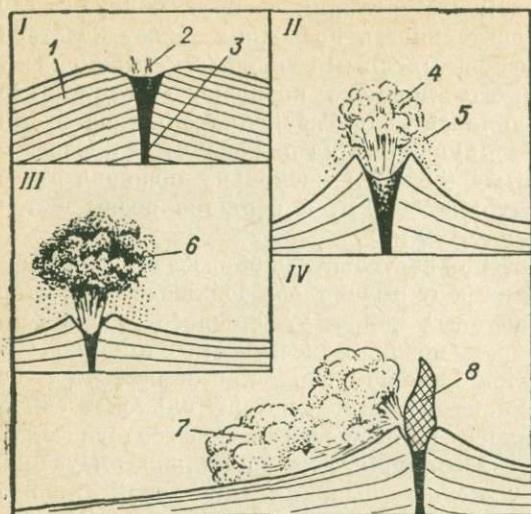


Рис. 89. Гавайский (I), стромболианский (II), вулканический (III) и пеллейский (IV) типы вулканических извержений.

I — застывшая лава; 2 — фонтаны расплавленной лавы; 3 — канал вулкана; 4 — облако газов и вулканического пепла; 5 — вулканические бомбы и пепел; 6 — черная туча пепла; 7 — палящая туча («nuée argente»); 8 — пробка (обелиск) вязкой лавы.

гаемого материала и стадии развития вулкана. Подобно Парикутину, многие вулканы проходят стадию высокой активности, которая постепенно снижается, а вулканы на многие годы становятся бездействующими, или потухшими. Жители г. Сан-Хосе (столицы Коста-Рики) испытывают в настоящее время серьезные трудности в связи с постоянными извержениями вулкана Ирасу (3432 м), расположенного всего в 25 км от города. Вулканические пыль и пепел, в громадных количествах выбрасываемые вулканом, засыпают поля и губят урожаи, заполняют русла рек, вызывая наводнения, что заставляет городскую администрацию все время дополнительно держать на ходу 400 машин для уборки пепла. Серия извержений, непрерывно продолжающихся и поныне, началась еще в марте 1963 г. после многолетнего бездействия вулкана, когда жизнь в его окрестностях протекала без каких-либо потрясений, вызываемых подземными геологическими явлениями. Вулканические сооружения (конусы, купола и т. п.), с которыми на памяти человечества не связано извержений, считаются потухшими, но известны случаи, когда они внезапно и очень активно возобновляют свою деятельность.

На основании изучения вулканов всего мира геологами выделено шесть основных типов проявления вулканической деятельности, различающихся по характеру и степени интенсивности извержений. Они названы по наиболее известным вулканам, деятельность которых относится к соответствующему типу (четыре типа показаны на рис. 89).

Гавайский тип. Гавайские острова имеют чисто вулканическое происхождение, они сформировались в результате последовательного наращивания застывших потоков лавы, которая

в жидком состоянии отличалась особенной текучестью, подвижностью и непрерывно изливалась из трещин на дне Тихого океана. Многие гавайские вулканы постоянно находятся в состоянии активной деятельности, их кратеры заполнены озерами расплавленной лавы, которая изредка прорывается поступающими из глубины скоплениями газов, что вызывает появление лавовых фонтанов и выбросов. Уровень лавовых озер периодически поднимается, а затем снова опускается, что приводит к обрушению пород по краям кратеров и расширению последних; такие расширившиеся кратеры называются к а л ь д е р а м и.

Когда лава поднимается и переливается через край главного, вершинного, кратера вулкана, она начинает быстро остывать и кристаллизоваться, причем под действием интенсивно вырывающихся из нее газов возникающая порода приобретает характерный трещиновато-пузыристый, шлаковый облик; такая порода называется а а - л а в о й, или шлаково-глыбовой. Она существенно отличается от гладкой или волнистой с поверхности и как бы перекрученной лавы п е х у х у, или канатной, которая образуется из более жидкого и подвижного расплава, вытекающего из боковых (паразитических) кратеров вулкана. Оба эти названия лавы имеют местное, гавайское, происхождение. Для вулканов гавайского типа не характерны взрывные выбросы материала, поскольку незначительная вязкость лавы обуславливает свободное, постепенное выделение газов.

С т р о м б о л и а н с к и й т и п. Назван по вулкану Стромболи (926 м), который находится в Средиземном море на острове того же названия, входящем в группу Липарских островов, к северу от Сицилии. Кратеры вулканов этого типа тоже постоянно заполнены бурлящей расплавленной лавой. Однако лава не столь подвижна, обладает большей вязкостью, чем лава, вытекающая из кратеров гавайского типа. В связи с этим в вулканах стромболианского типа постоянно происходят небольшие взрывы по мере того, как газы, растворенные в лаве, с силой вырываются из нее в атмосферу. Такие взрывы, происходящие каждые несколько минут, сопровождаются выбросами лавы, которая затвердевает на лету в виде вулканических бомб до 15 см в поперечнике. Регулярная, но не слишком интенсивная взрывная деятельность характерна для вулканов только стромболианского типа.

В у л к а н и ч е с к и й, или вулканский, тип. Совсем рядом со Стромболи в той же группе Липарских островов расположен о. Вулькано с пиком (499 м) и кратером; по его имени и названы все пики на земном шаре, образовавшиеся в результате извержений различного материала из недр, — вулканы. Для вулканов этого типа характерна еще более густая, вязкая лава, которая успевает образовать только очень короткие потоки, прежде чем остынет и затвердеет. В связи с этим в жерле вулкана вблизи вершины вскоре после начала извержения лавы возникает своеобразная шапка крепких пород, которая закупоривает вулка-

нический канал и препятствует выходу газов. В конечном итоге давление газов возрастает настолько, что происходит мощный взрыв, в результате которого вместе с газами выбрасываются черные тучи пепла. Одно из таких сильных извержений вулкана началось в 1888 г. и продолжалось почти два года. Лава выбрасывалась из кратера в виде больших сгустков, которые затвердели и превращались в вулканические бомбы. В настоящее время вулкан бездействует, но в будущем от него, безусловно, можно ожидать внезапных взрывных извержений.

Везувийанский тип. Везувий (1277 м) — наиболее известный итальянский вулкан, хотя по высоте он почти в три раза меньше Этны (3340 м) — высочайшего вулкана Италии и всей Европы. Установлено, что в 79 г. н. э. произошло очень сильное извержение Везувия, сопровождавшееся ливнем, о чем свидетельствует тот факт, что расположенные вблизи вулкана поселения, в частности города Помпеи и Геркуланум, были молниеносно погребены под толщей вулканического пепла и образовавшейся из него жидкой грязи, а вершина вулкана была целиком снесена необычайно мощным выбросом газа. С тех пор отмечались лишь незначительные извержения Везувия, в результате которых внутри разрушенного вулканического конуса постепенно образовался новый. В целом начиная с 1600 г. активность вулкана, по всей видимости, возросла, однако большинство извержений относится к стромболианскому или вулканическому типам*.

Пелейский тип. Извержение этого типа отличается от вулканического тем, что очень вязкая лава, застывая глубоко в жерле, образует громадную пробку, выдавливающуюся из кратера в виде своеобразного монолитного обелиска. Накапливающиеся в канале вулкана газы вырываются из-под пробки в виде направленного вбок (по склону вулкана) взрыва, в результате которого вместе с газами выносятся глубинный, сильно перегретый и сжатый материал. Наиболее известным примером такого взрыва чрезвычайно большой мощности является извержение вулкана Мон-Пеле, расположенного на о. Мартиника, входящем в группу Малых Антильских островов. В 1902 г. этот вулкан, который на памяти многих поколений бездействовал, неожиданно прорвался. Произошел взрыв, приведший к очистке и раскрытию верхней части вулканического канала. После этого в течение шестнадцати месяцев из кратера вытекала лава, которая посте-

* Извержение везувийанского типа в целом по своему механизму принципиально не отличается от извержения вулканического типа. Мощный взрыв с выбросом черной пепловой тучи и вулканических бомб после длительного периода слабой деятельности или даже полного покоя вулкана происходит в результате того, что возникшая из вязкой лавы жерловая пробка долгое время запирает вулканический канал и способствует тем самым нарастанию давления газа. По существу, под именем везувийанского подразумевается уникальное по мощности извержение Везувия в 79 г., описанное Плинием Младшим (поэтому данный тип извержения называется также плиннианским). — *Прим. пер.*

ленно образовала крутосклонный купол высотой около 300 м; купол состоял из полустывшей очень вязкой породы, покрытой затвердевшей «коркой», которая часто прорывалась под действием непрерывно продолжавшихся внутренних взрывов. Затем совершенно неожиданно купол с одной стороны раскрылся, и наружу стремительно вырвалась огромная масса черного дыма. Эта палящая туча (по-французски «*nuée ardente*») состояла из мелких капелек расплавленной лавы, раскаленного пепла и огромных глыб затвердевшей породы, подхваченных сжатыми, но быстро расширяющимися газами. Туча устремилась вниз по склону со скоростью более 300 км/ч и, легко преодолев всего лишь 8-километровый участок пути, поглотила главный город острова Сен-Пьер, где даже тяжеловесные статуи были передвинуты на несколько метров, а стекла в домах расплавились. Охваченные раскаленными (свыше 700° С) газами погибли 28 000 человек, а затем весь город был погребен под пеплом и лавой. Редкими оставшимися в живых свидетелями катастрофы оказались люди, которые находились на борту судов и успели отплыть на безопасное расстояние, потому что вода в гавани закипела и многие стоявшие на якоре суда были тоже уничтожены, так и не успев отшвартоваться. Из находившихся в городе выжил лишь один человек, защищенный толстыми стенами городской тюрьмы.

Аналогичные и даже более мощные взрывные извержения вулканов неоднократно происходили и в других, к счастью малонаселенных или безлюдных, районах Земли.

С о л ь ф а т а р н ы й т и п. Этот тип вулканической деятельности характерен для последней стадии развития явлений вулканизма — стадии затухания вулканической активности. Название дано по имени расположенного вблизи Неаполя вулкана Сольфатара (200 м), в кратере которого выделяются струи пара и газа. Выбросов какого-либо расплавленного или твердого материала не происходит, если не считать возгонов некоторых минералов, которые образуют наслоенные (в виде корок и налетов) конусообразные оторочки вокруг испускающих пар и газ отверстий — воронок, называемых *ф у м а р о л а м и*.

Прежде чем перейти к рассмотрению причин существования различных типов вулканической деятельности, необходимо более подробно остановиться на характеристике пород, формирующихся при извержениях вулканов.

Основные продукты извержений и формы залегания вулканических пород. Породы, которые образуются в результате извержений вулканов, называются вулканическими и относятся к группе магматических, или изверженных; по-английски последние называются также «огненными» («*igneous*» — от лат. «*ignis*», что значит «огонь»), поскольку формируются из очень горячих — огненных — силикатных расплавов, поступающих из недр. Среди продуктов вулканических извержений различают твердые — пеплы и вулканические бомбы и жидкие — расплавленные лавы.

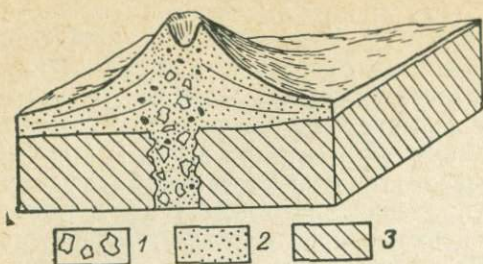


Рис. 90. Пепловый вулканический конус.

1 — вулканическая брекчия (агломерат); 2 — вулканический пепел и туф; 3 — боковые вмещающие породы.

Из продуктов каждого вида образуются вполне определенные, характерные отложения и толщи пород.

Образование и накопление пеплов и вулканических бомб связано с извержениями, имеющими взрывной характер, в результате которых вокруг кратеров вулканов обычно вырастают пепловые конусы (рис. 90). Так, у вулкана Барсена на западном побережье Мексики в 1952 г. после взрыва вулканического типа всего за 12 дней сформировался пепловый конус высотой 300 м; каждый из кольцевых кратеров (мааров) горного массива Эйфель (ФРГ) образован одиночным вулканическим взрывом. Кластические продукты взрывной (эксплозивной) деятельности вулканов включают тонкий пепел, который возникает при затвердевании в воздухе мельчайших брызг расплавленной лавы; вулканические бомбы — застывшие сгустки лавы, а также обломки боковых горных пород, слагающих стенки вулканических каналов и оторванных от них силой взрыва. Раньше других вблизи кратеров выпадают после выброса наиболее крупные глыбы и бомбы. Все сформированные таким образом отложения называются пирокластическими* (пирокластитам).

Главными разновидностями пирокластических пород являются вулканические туфы, состоящие из частиц песчаной, алевритовой и глинистой размерностей, и агломераты (вулканические брекчии), в которых основная масса обломков имеет более крупный размер (вулканические бомбы и т. п.). Туфы делятся на группы по составу и соотношению слагающих их компонентов: частиц лавы — кристаллической или стекловатой (вулканического стекла) — и обломков боковых и других пород. Спаянные (или спекшиеся, сваренные) туфы и пемза образуются при мощных газовых взрывах, сопровождаемых выбросами палящих туч («nuée ardente»), эти отложения во многих

* Этот термин образован от двух слов: «пиро» (руго — огонь) и «кластический» (clastic — раздробленный, обломочный). Первое входит также в состав широкоизвестного слова «пиротехника» — искусство устройства фейерверков. У индейцев слово «руго» означает погребальный костер. Второе слово — кластический — уже употреблялось для обозначения осадков и осадочных пород, состоящих из обломочного материала, транспортируемого поверхностными агентами (текучими водами, ветром и т. п.). — *Прим. автора.*

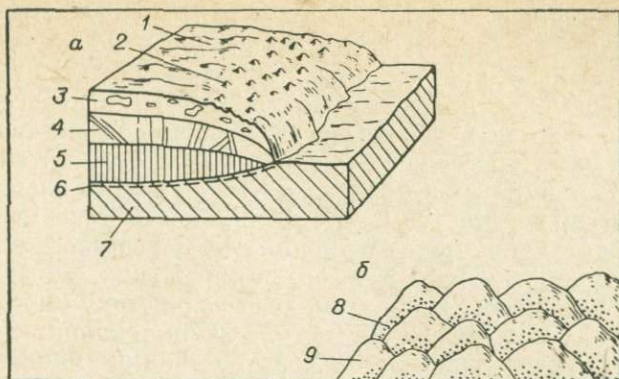


Рис. 91. Структура лавовых потоков.

а — наземный лавовый поток; б — подушечная лава.
 1 — гладкая поверхность; 2 — ошлакованная поверхность; 3 — шлаковый, пузыристый слой; 4 — зона с нерегулярной столбчатой отдельностью; 5 — зона с полигональной (многоугольной) столбчатой отдельностью; 6 — зона спекания подстилающих пород; 7 — подстилающие породы; 8 — поры, заполненные кремнем; 9 — подушкообразные выступы.

отношениях напоминают лавовые потоки, поскольку образуют пласты мощностью до 10—13 м.

Лавовые потоки (рис. 91) образуются из расплавленного каменного материала, вытекающего из трещин и разломов в породах земной коры и в меньшей степени из вулканов. Большое количество лавовых потоков формируется под водой, в глубинах океанов, где лава, находясь под большим давлением водной толщи, не может освободиться от насыщающих ее газов и, кроме того, поглощает из воды некоторые растворенные в ней соли, в результате чего возникают породы, обогащенные натрием. При быстром застывании лавы под водой в ней возникает характерная волнисто-округлая отдельность вследствие стремления расплава принять сферическую форму под воздействием поверхностного натяжения, в связи с чем породы, возникшие в результате подводных излияний, называют подушечными, или шаровыми, лавами. Лавовые потоки, излившиеся на земную поверхность и последовательно наложенные друг на друга, могут составить громадные по мощности и протяженности лавовые покровы. Такие покровы существенно различаются по мощности в зависимости от числа и интенсивности излияний, причем между отдельными последовательными излияниями могут проходить значительные промежутки времени. На о. Малл вблизи западного побережья Шотландии мощность покрова из лавовых потоков третичного возраста превышает 2000 м. В результате многократно повторявшихся излияний расплавленной лавы сформировались обширные лавовые плато около Бомбея в Индии (площадью 500 000 км²), на Бразильском плоскогорье и в бассейне речной

системы Колумбия — Снейк на северо-западе США. Предшествующие ландшафты этих территорий оказались полностью погребенными под мощными лавовыми покровами.

При детальном исследовании застывшего лавового потока видно, что он имеет неровную шлакообразную поверхность и в верхней части содержит множество полостей, газовых пустот, в которых в процессе остывания лавы скапливались выделявшиеся из нее газы. В древних лавах газовые пустоты нередко насыщаются просачивающимися в породы водами, а затем постепенно заполняются растворенными в них минеральными веществами, например кальцитом. Благодаря этому многие темноокрашенные лавы имеют пятнистый облик, сильно испещрены мелкими белыми минеральными включениями миндалевидной формы, которые так и называются миндалинами. В нижней части лавовых потоков лава затвердевает в виде своеобразных столбов, или колонн, возникшие из нее породы имеют столбчатую отдельность (см. рис. 91).

Это происходит потому, что остывание лавы сопровождается сокращением ее объема и образованием трещин, ориентированных перпендикулярно к поверхности охлаждения; именно трещины отграничивают друг от друга отдельные столбчатые блоки. Плато Антрим («Мостовая Гигантов») в Северной Ирландии представляет собой пример такого лавового потока; благодаря тому, что он частично вскрыт морской эрозией, столбчатую отдельность в лавах видно очень отчетливо. Еще одно характерное явление, сопутствующее образованию лавовых потоков, — спекание подстилающих пород при течении по ним горячей расплавленной лавы. Когда остывание и кристаллизация лавы происходят в процессе движения лавового потока, формирующиеся кристаллы могут быть вытянуты длинными осями в направлении этого движения, что приводит к возникновению в породах характерных флюидально-полосчатых текстур.

Одна из важнейших особенностей пород, которые возникают в результате затвердевания лав, обусловлена тем, что последние слишком быстро остывают и кристаллизуются при соприкосновении с атмосферой; кроме того, излившись на поверхность, они теряют свою газовую составляющую. Вследствие этого кристаллы, слагающие породы, обычно настолько малы, что для исследования их под микроскопом приходится пользоваться очень сильными объективами; подчас охлаждение лав идет в таком быстром темпе, что кристаллы вообще не успевают сформироваться, и, застывая, лавы превращаются в вулканические стекла *. В благоприятных условиях остывающие лавы могут превращаться и в явно кристаллические породы. Во время последнего извержения вулканов

* Вулканические стекла по физическим свойствам представляют собой не твердые вещества, а переохлажденные жидкости большой вязкости. — *Прим. пер.*

на о-вах Тристан-да-Кунья лавы к моменту выброса из кратера были уже на 70% затвердевшими, включали крупные кристаллы минералов, сформировавшиеся при прохождении лавой вулканического канала; вскоре после излияния лавы окончательно затвердели вследствие быстрого охлаждения остаточного расплава, превратившегося в тонкозернистую породу.

Когда лава изливается на поверхность концентрированно через сравнительно небольшой округлый кратер-центр, а не через удлиненную трещину, она растекается во все стороны от него более или менее равномерно и при застывании образует лавовый вулканический конус. Если лава сильно разогрета, обладает большой подвижностью, то она способна, прежде чем затвердеет, течь на значительные расстояния, и тогда из нее формируются плоские с пологими склонами вулканические сооружения — так называемые щитовые вулканы, подобные тем, что распространены на Гавайских островах. Густая, вязкая, уже в значительной степени охлажденная лава затвердевает почти сразу же, едва достигнув земной поверхности, поэтому из нее формируются крутосклонные купола и штоки, которые постепенно нарастают изнутри по мере поступления новых порций расплава, поскольку он не может проникнуть сквозь крепкую застывшую лаву, запирающую вулканический канал. Такие вулканические сооружения характерны, например, для района Оверни (Центральный массив, Франция).

Большинство крупных вулканов имеет более сложное, смешанное строение, в котором участвуют и пирокластические продукты (пепел и др.), и лавы. Обычно при извержениях за начальным взрывом и выбросом пепла следует излияние лавы, которая поглощает, спекает или как бы пропитывает ранее выпавший пирокластический материал, в результате чего образуются сложные и более прочные вулканические образования. В то время как пепловые вулканические конусы сравнительно быстро разрушаются текучими водами, вулканические сооружения смешанного строения благодаря своей прочности длительное время устойчиво сохраняются в ландшафте; к их числу относятся многие хорошо известные вулканические пики*, например Везувий (1277 м) в Италии, Фудзияма (3776 м) в Японии и Килиманджаро (5895 м) в Танзании.

Наконец, результатом вулканической деятельности являются отложения гейзеров и горячих источников, которые возникают в результате воздействия горячих расплавов и раскаленных газов на подземные воды, подчас перегревающиеся до такой степени, что образующийся пар под большим давлением с шумом

* В СССР вулканическими пиками смешанного строения являются горные вершины Казбек (5047 м) и Эльбрус (5633 м) на Кавказе, а также многочисленные вулканические сооружения Камчатки. — *Прим. пер.*

вырывается через любые, даже очень тонкие трещины. Многие минералы, растворенные этими горячими напорными водами и паром, отлагаются затем вокруг устьев источников и гейзеров. Если в растворах преобладает карбонат кальция, то образуются отложения, называемые травертинами (известковыми туфами), если же доминирует кремнезем, то осаждаются кремнистые туфы (гейзериты).

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Как уже отмечалось, непосредственному наблюдению доступны только геологические явления, происходящие на поверхности Земли; к их числу относится и вулканизм — одно из внешних проявлений глубинных геологических процессов, связанных с движением и развитием магматических расплавов. Однако значительная часть расплавленного магматического материала не изливается на поверхность, а задерживается и затвердевает на больших глубинах, в породах земной коры. Горные породы, которые образовались из магм, затвердевших на глубине, называются интрузивными, в противоположность эффузивным, которые формируются из магматических расплавов, излившихся на поверхность, и слагают вулканы и лавовые потоки (рис. 92).

Интрузивные магматические породы залегают в земной коре в виде различных по размеру и форме тел — интрузий (или интрузивов) (рис. 92). Одну из важнейших групп интрузий составляют тела, которые имеют плоскую, плитообразную форму; по мощности они нередко не превышают нескольких метров, но простираются на многие километры, причем часто встречаются целыми сериями, или системами. Многие из таких интрузий образуются путем внедрения магмы вдоль плоскостей напластования, между слоями вмещающих пород (согласные интрузии), другие возникают в результате проникновения магмы по трещинам, например по плоскостям сбросов, причем считается, что иногда магматические расплавы прокладывают себе путь в земной коре путем прорывания и замещения окружающих пород (несогласные интрузии).

Плитообразные интрузии, залегающие вдоль плоскостей напластования, более или менее параллельно слоям вмещающих пород, называются пластовыми интрузиями, или с и л л а м и, а такие же плоские интрузии, секущие слои вмещающих пород, — д а й к а м и. На рис. 93 показано, как выглядит в естественном разрезе в борту долины р. Эск у Эгтона долеритовая дайка Кливленд; в частности, хорошо прослеживаются уменьшение размера зерен магматической породы от центральной части к контактам дайки с вмещающими породами и характер изменения этих пород

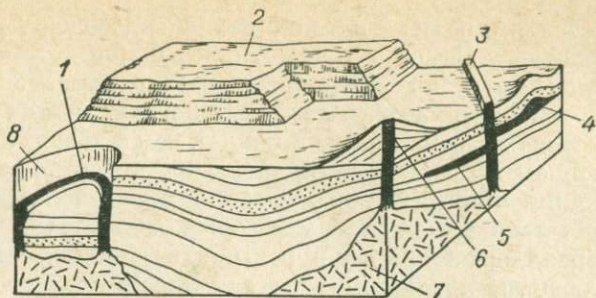


Рис. 92. Формы залегания магматических пород.

1 — кольцевая дайка; 2 — лавовое плато; 3 — дайка; 4 — лакнолит; 5 — силл; 6 — вулканическая постройка; 7 — батолит; 8 — кальдера оседания.

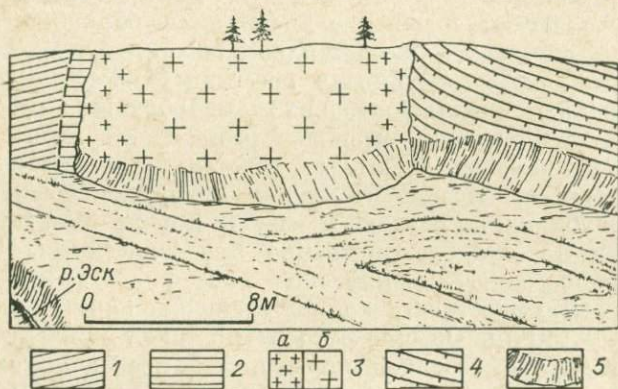


Рис. 93. Дайка Кливленд (Северный Йоркшир, Великобритания).

1 — сланцы; 2 — зона метаморфизованных пород; 3 — долериты (а — тонкозернистые, б — среднезернистые); 4 — известковый сланец; 5 — осыпь.

под действием внедрившейся магмы. Утолщенные согласные интрузии, имеющие линзовидную (каравеобразную) форму и нередко возникшие из более вязкой магмы, называются л а к к о л и т а м и; часто они приподнимают вышележащие породы в виде куполов. Целые системы даек широко распространены на островах у западного побережья Шотландии, где встречаются как конические дайки, развитые по круговым трещинам и имеющие воронкообразное падение к единому центру, так и плоскопараллельные — вертикальные или наклонные. Остров Арран, например, пересечен более чем 600 дайками, которые расширили его на 2 км; широко распространены на этом острове и пластовые интрузии—силлы. Одним из самых протяженных является силл Уин в Северной Англии: он служит причиной образования ряда водопадов в верховьях р. Тис, затем выступает в качестве фундамента

для части стены Адриана * и в конце концов достигает побережья Нортумберленда у Бамбург-Касла и о-вов Фарн.

Пластовые интрузии остывали и затвердевали значительно медленнее, чем поверхностные лавовые потоки, поэтому в слагающих их породах развиты более крупные, чем в лавах, кристаллы, за исключением краевых частей интрузий, которые на контакте с вмещающими породами охлаждались сравнительно быстрее. В отличие от лавовых потоков, у которых наблюдаются в верхней части интервал шлаковидной породы, а в нижней, на контакте с подстилающими породами, зона закалывания пород, для небольших пластовых интрузий характерно наличие закаленных контактных зон с обеих сторон; это позволяет легко распознавать сходные по общему облику силлы и лавовые потоки, погребенные в толщах пород.

Более массивные интрузии остывают еще медленнее пластовых, поскольку залегают обычно на значительно больших глубинах; кроме того, снижению темпа теплоотдачи способствует и то обстоятельство, что на глубине в громадных массах остывающих пород сохраняются насыщающие их газы. В больших интрузивных телах при затвердевании расплава развиваются очень крупные кристаллические зерна, которые хорошо различаются и легко диагностируются. Поскольку такие интрузии образуются на больших глубинах, их нередко называют *плутонитами*, а слагающие их породы соответственно *плутоническими*. Наиболее обычная форма залегания плутонов — батолиты, самые крупные из которых могут достигать в длину нескольких сотен километров, а в ширину 150 км. Обычно батолиты с такой силой прорывают и раздвигают окружающие породы, что последние сминаются в складки и, кроме того, под воздействием тепла магматических расплавов претерпевают значительные преобразования. В процессе внедрения магмы от вмещающих пород могут быть оторваны крупные обломки, которые либо остаются в батолите в виде изолированных включений (ксенолитов), либо полностью «усваиваются» магмой в результате расплавления. Дартмурский и большинство других гранитных массивов Великобритании являются батолитами, выведенными на поверхность в результате продолжавшейся многие миллионы лет эрозии покрывающих пород. По мере постепенного уменьшения нагрузки, создаваемой покрывающими породами, в граните в дополнение к трещинам, возникшим при остывании породы, образуются и все шире раскрываются новые трещины отдельности; эти более поздние тре-

* Стена, или вал, Адриана (Римский вал) — оборонительное сооружение римлян, построенное в 120—130 гг. н. э. при императоре Адриане, находится на крайнем севере Англии в самой узкой ее части (вблизи границы с Шотландией). Стена высотой 6 м с фортами, башнями и сторожевыми вышками протягивается на 117 км — от Уолсенда на востоке до Беунесса на западе. Вдоль стены проходят ров и дорога. — *Прим. пер.*

щины обычно параллельны границам интрузий. Сравнительно недавно было установлено, что серия гранитных массивов п-ова Корнуолл соединяется на глубине. Вполне вероятно, что массивы Дартмур, Бодмин-Мур, м. Лендс-Энд и о. Силли являются ответвлениями (штоками) еще не вскрытого большого батолита.

В некоторых местах, особенно в зонах вулканической деятельности, расплавленный материал сначала проникал из глубокозалегающих магматических очагов близко к поверхности, а затем вновь оттекал, что приводило к оседанию и провалу участков поверхностных пород, которые оказались над возникшими таким образом пустотами. Этот процесс называется кальдерообразным оседанием, а возникающие в результате него формы рельефа именуются кальдерами оседания; они обнаружены, например, на о-вах Малл и Арран. При оседании огромного блока пород вокруг него возникает система круговых вертикальных трещин, которые в дальнейшем могут заполняться вновь поднимающимся к поверхности расплавом, после застывания которого образуются кольцевые дайки.

МАГМА — ПРИЧИНА ВУЛКАНИЗМА И ИСТОЧНИК МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Впечатляющие и нередко катастрофические результаты вулканической деятельности всегда заставляли многих ученых задумываться над ее причинами. К сожалению, прямые действенные средства изучения природы этой деятельности, подобные тем, которые используются при изучении происхождения осадочных пород, пока отсутствуют, главным образом потому, что все вулканические явления обусловлены глубинными процессами, недоступными для непосредственного наблюдения.

При взгляде на приведенную в начале главы карту (см. рис. 88) можно заметить, что современная вулканическая деятельность тяготеет к вполне определенным областям земного шара, практически совпадающим с областями землетрясений, и что на огромных территориях не наблюдаются ни вулканические, ни сейсмические явления. Даже в пределах главных областей вулканизма отмечаются существенные различия между лавами, извергаемыми разными вулканами. Из этого, по всей видимости, следует, что в недрах нет единого глобального резервуара расплавленного материала, что в каждой области в основании земной коры ее породы подвергаются локальному плавлению и что существует, таким образом, определенное число разновидностей расплава, самостоятельно мигрирующих сквозь земную кору к ее поверхности. Однако если придерживаться такой точки зрения, то остается непонятным, как в действительности происходит

плавление, поскольку предполагаемые температуры в основании земной коры составляют 500—600° С, что значительно ниже точки плавления магматических пород даже в поверхностных условиях. В связи с этим приходится допускать существование в недрах отдельных зон особенно повышенного разогрева, где твердые породы превращаются в горячий газонасыщенный расплав — магму. По трещинам в породах магма мигрирует к поверхности и либо изливается или выбрасывается на нее вулканами, либо задерживается и застывает на некоторой глубине.

Таким образом, магмы — это силикатные расплавы, существенно различающиеся по составу. Кислые магмы содержат большое количество кремнезема (65—75%), богаты щелочами (поташом и содой), но бедны железом, известью и окисью магния. Основные магмы содержат гораздо меньше кремнезема (45—55%), немного щелочей, но зато значительное количество железа, извести и окиси магния. Щелочные магмы существенно обогащены содой и поташом и содержат до 60—65% кремнезема.

На земную поверхность попадает гораздо больше основной магмы, чем кислой или щелочной. Это связано с тем, что основная магма разогревается сильнее (1000—1200° С), по консистенции более жидкая и, следовательно, текучая, в то время как кислая разогревается менее сильно (800—900° С), отличается большей вязкостью, из-за чего, в частности, она при быстром выделении газов способна взрываться; указанными свойствами объясняются многие характерные особенности различных типов вулканической деятельности.

Газы, содержащиеся в магме, играют исключительно важную роль: обеспечивают ее подвижность, способность к активному движению, в том числе к вертикальной миграции; по объему газовая составляющая магмы может быть эквивалентна жидкой. При извержении в 1929 г. вулкана Котопаху (5897 м) в Андах давление газов, уже поднявшихся на высоту около 6000 м, оставалось еще настолько сильным, что 200-тонная глыба пород была отброшена взрывом на 16 км. Наиболее мощные вулканические взрывы, подобные тем, что происходили при извержениях Мон-Пеле, Катмаи, Кракатау и Безымянного, сопровождаются выделением таких громадных объемов газа, что, когда он стремительно расширяется и выбрасывается в кратер, магма превращается в пену, а затем разлетается в виде мельчайших брызг.

При остывании в лавовом потоке на поверхности или в интрузиве магма постепенно затвердевает, причем минералы, которые могут из нее образоваться, кристаллизуются при различных температурах. У минералов, богатых магнием, железом, кальцием и титаном, температуры плавления, как правило, выше, чем у минералов, обогащенных кремнием, калием, натрием и алюминием, поэтому они кристаллизуются раньше.

В базальте, например, последовательность кристаллизации минералов такова:

1. Магнетит — обилие железа, отсутствует кремний.
2. Оливин — главным образом магний и железо, немного кремния.
3. Авгит — кальций, магний, железо, среднее количество кремния.
4. Плагноклаз — кальций, натрий, алюминий, сравнительно много кремния.

Минералы, кристаллизующиеся первыми, вначале оказываются в остаточном расплаве во взвешенном состоянии, как бы свободно плавают в нем. Затем те из них, плотность которых выше плотности остаточного расплава, постепенно оседают к основанию магматического тела и образуют зону обогащения этими тяжелыми минералами; в то же время минералы, плотность которых меньше плотности расплава, всплывают вверх. Этот процесс называется кристаллизационной дифференциацией магмы.

Остаточный магматический расплав может вступить в химическое взаимодействие с кристаллами минералов, образовавшихся первыми, и если реакция продолжается в течение длительного времени, то эти минералы могут быть полностью замещены другими. Когда процесс замещения протекает не до конца или же в него вовлекаются такие минералы, в которых возможно лишь частичное изменение состава, не затрагивающее основную структуру, образуются очень характерные по облику зональные кристаллы. Классическим примером являются плагноклазы, в которых каждая такая зона незначительно отличается от соседних соотношениями натрия, кальция, алюминия, кремния и кислорода. В других случаях взаимодействие остаточного расплава с ранее выпавшими минералами может привести к образованию на них наростов других минералов, что видно на примере так называемой венцовой структуры (рис. 94, в), где содержание кремнезема в последовательно нарастающих друг на друга минералах увеличивается от центра кристаллизации к периферии. Общая последовательность выделения и взаимного замещения минералов называется реакционной серией, или рядом (рис. 94, б); две его основные ветви представлены железисто-магнезиальными минералами и полевыми шпатами.

По мере дальнейшего охлаждения магматического расплава вокруг минеральных зерен первой группы формируются кристаллы все более низкотемпературных минералов, создавая в магме каркас почти твердой породы, и, наконец, оставшиеся промежутки заполняются кристаллами наиболее легкоплавких минералов (рис. 94, а). Таким образом, по форме и взаимоотношениям минералов, слагающих магматическую породу, можно установить

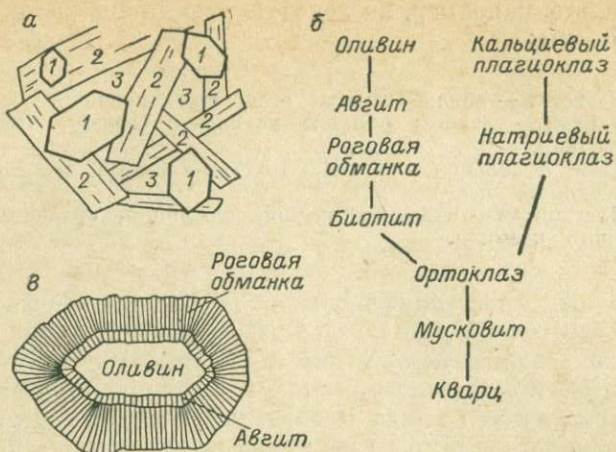


Рис. 94. Взаимоотношения минералов в магматических породах.

а — последовательность кристаллизации минералов (1 — идиоморфные, 2 — гиридиоморфные, 3 — ксеноморфные кристаллы); б — реакционный ряд; в — венцовая структура.

ход ее кристаллизации, порядок образования минералов. Кристаллы минералов, возникших первыми, имеют правильный, свойственный им кристаллический облик (идиоморфные кристаллы); кристаллы следующей группы развиваются вокруг первых и лишь частично приобретают характерную форму (гиридиоморфные кристаллы), и, наконец, кристаллы минералов, выделившихся последними, заполняют оставшееся свободным пространство и не имеют характерной для них кристаллической формы (ксеноморфные кристаллы).

На последних стадиях остывания магмы после кристаллизации всех основных минералов через образующуюся породу могут циркулировать различные жидкости и газы, которые способны взаимодействовать с уже сформировавшимися минералами, а затем в конце концов отложить растворенное вещество в трещинах в виде характерных минеральных жил. Такие заключительные процессы минерализации наиболее типичны для глубокозалегающих plutonic пород и совсем не характерны, например, для лав, потому что из них газы и пары легко выделяются в атмосферу.

В процессе остывания и затвердевания магмы условия ее кристаллизации могут претерпеть существенные изменения. Медленное остывание магмы в глубинных условиях при постепенном движении к поверхности приводит к формированию в ней более или менее крупных минеральных зерен, однако если после этого магма достигает поверхности и вступает в контакт с атмосферой, то начинается быстрое охлаждение и кристаллизация ускоряется.

В результате возникают породы, в которых основная масса представлена очень мелкими, микроскопическими кристаллами, заполняющими пространство между более крупными кристаллами, сформировавшимися на ранних стадиях остывания магмы. Примером могут служить уже упоминавшиеся лавы вулканов на о-вах Тристан-да-Кунья. Породы такого типа называются *п о р - ф и р а м и*, а отдельные крупные кристаллы, которые входят в их состав, *ф е н о к р и с т а л л а м и* (порфировыми включениями). Условия кристаллизации магмы могут измениться и в том случае, когда в недрах она сольется и перемешается с другим магматическим расплавом либо захватит и поглотит (ассимилирует) какие-нибудь вмещающие породы, в результате чего ее состав станет существенно иным. Такой процесс, называемый *к о н т а м и н а ц и е й* (или гибридизацией) магмы, важен не менее, чем процесс ее кристаллизационной дифференциации, потому что служит причиной возникновения множества разновидностей магматических пород.

ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Для того чтобы в полевых условиях определять и описывать магматические породы, необходимо располагать хотя бы самыми общими сведениями об основных свойствах, по которым эти породы сравниваются и различаются между собой. Каждая магматическая порода обладает определенным химическим и минеральным составом и характерными структурными и текстурными свойствами, причем все эти характеристики имеют генетическое значение, так как тесно связаны с условиями формирования породы.

Химический состав. Главным компонентом магматических пород является кремнезем (40—70 вес. %), который играет важную роль основы силикатных минералов. Содержание кремнезема положено в основу химической классификации магматических пород (правда, при визуальном изучении пород точно определить его невозможно). По содержанию кремнезема они делятся на кислые (более 65%), средние (65—55%), основные (55—45%) и ультраосновные (менее 45%).

Другими важными химическими компонентами магматических пород являются окислы алюминия, железа, магния, кальция, калия и натрия. Несмотря на то что в магмах обычно присутствует вода, содержание ее в магматических породах незначительно. Из лав она чаще всего полностью испаряется, но в глубоких интрузиях может сохраняться, будучи абсорбированной слюдами и некоторыми другими минералами.

Минеральный состав. Этот важнейший признак магматических пород в значительной степени зависит от типа (состава) магмы и условий ее остывания и кристаллизации. В состав каждой породы входит ряд преобладающих по количеству



Рис. 95. Классификация магматических пород.

минералов, которые определяют ее название, и множество других, содержащихся в очень небольших количествах. Преобладающие, наиболее важные минералы называются **породообразующими**, а остальные, имеющие меньшее значение **акцессорными** (дополнительными).

Магматические породы с высоким содержанием кремнезема, т. е. «кремнекислоты» (откуда их название «кислые»), обычно обогащены также калием, натрием и алюминием, что свидетельствует о повышенном содержании этих элементов в породообразующих минералах; к числу последних относятся кварц, щелочные полевые шпаты (ортоклаз и натриевый плаггиоклаз) и слюды. Благодаря преобладанию указанных минералов кислые породы имеют светлую окраску и отличаются сравнительной легкостью (невысокой плотностью).

С уменьшением содержания окислов кремния, калия, натрия и алюминия в магматических породах возрастает содержание окислов кальция, магния и железа, порода становится основной (сравнительно бедной кремнеземом), поскольку породообразующие минералы обогащены «основаниями» — кальцием, магнием и железом; это более тяжелые и темные минералы, относящиеся к группе железисто-магнезиальных силикатов (оливин, авгит,

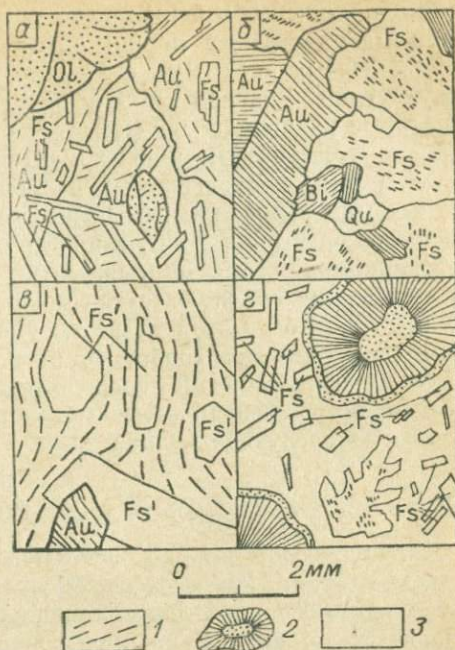
Рис. 96. Минеральный состав и структура (под микроскопом) оливнивого долерита (а), габбро (б), обсидиана (в) и андезита (г).

1 — флюидальная полосчатость в основной массе породы; 2 — миндалины; 3 — основная масса. Минералы: Ol — оливин; Fs — полевой шпат; Fs' — то же, фенокристаллы; Au — авгит; Bi — биотит; Qu — кварц.

роговая обманка), а также кальциевый плагиоклаз. Преобладание железисто-магнезиальных минералов делает и сами основные породы более темноокрашенными и тяжелыми, чем кислые.

Структура и текстура*. Структурные и текстурные свойства магматических пород тоже отражают способы и условия их формирования. По размеру зерен, например, можно определить, остывала ли порода на поверхности (стекловатая и тонкозернистая структуры), в небольшой плитообразной интрузии (мелко- и среднезернистая структуры) или в крупном плутоне (средне- и крупнозернистые структуры). Другие структурные и текстурные свойства, например наличие порфировых вкрапленников, формы отдельных кристаллов, следы течения расплавов, дают более детальную информацию о процессах кристаллизации, перемещения магмы и преобразования ее в породы.

Рассмотренные основные свойства магматических пород могут быть использованы для построения их классификации. В настоящее время выделено и получило собственные названия свыше 600 разновидностей этих пород, однако все они могут быть объединены в несколько больших групп, которые показаны на классификационной диаграмме (рис. 95). В основу приведенной классифи-



* Для обозначения совокупности признаков внутреннего строения горных пород автор чаще использует термин «texture» (текстура) и реже «structure» (структура), смысловое различие которых остается не вполне ясным, хотя в ряде мест достаточно определенно первым из них обозначены структурные свойства пород, а вторым, напротив, — текстурные. В русской литературе эти термины различаются по смыслу достаточно строго: структура — это совокупность признаков, характеризующих степень кристалличности породы, размер, форму и взаимоотношение минеральных зерен; текстура — совокупность признаков, которые обусловлены общим взаимным расположением всех составных частей породы, способом заполнения ими пространства, занятого породой. — Прим. пер.

кации положены минеральный состав и размер минеральных зерен магматических пород; светлоокрашенные минералы тяготеют к левому верхнему, а темноокрашенные — к правому нижнему углам диаграммы. На рис. 96 показано, как выглядят некоторые разновидности магматических пород под микроскопом; хорошо, в частности, видны характерный кристаллический облик пород, резкие расхождения в размерах и форме кристаллов различных минералов, разнообразные взаимоотношения между ними (взаимное срастание и др.) и ряд других особенностей.

Ознакомившись с описываемыми далее основными группами магматических пород, читатель может заметить, что очень важная группа гранитов в этой главе не упомянута. Дело в том, что по ряду геологических соображений на составе и происхождении гранитов целесообразно сосредоточить внимание только после рассмотрения особенностей метаморфических пород, которым посвящена следующая глава.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматические породы основного состава: базальты, долериты и габбро. Базальты — эффузивные основные породы, они составляют 80% всех лав, излившихся на земную поверхность; долериты — наиболее распространенные основные породы пластовых интрузий — силлов, реже встречаются в дайках, а габбро — относительно редкие породы глубинных интрузий — плутонов.

Базальты. Эти черные тяжелые породы слагают застывшие лавовые потоки и лишь изредка приконтактные зоны небольших интрузий. Базальты — наиболее распространенный тип лавовых пород: подсчитано, что за последние 180 млн. лет из недр Земли на поверхность излилось более 5 млн. км³ базальтовых лав. Слагающие базальт кристаллы минералов настолько малы, что их невозможно разглядеть в штуфе породы, которая имеет матовую неровную поверхность. На фоне последней видны только минералы, выделившиеся в виде фенокристаллов; обращают на себя внимание и миндалевидные включения.

Базальты состоят главным образом из существенно кальциевого полевого шпата — плагиоклаза (лабрадорита) и авгита, причем обычно разделяются на две основные группы по содержанию другого железисто-магнезимального минерала — оливина. К первой группе относятся базальты, в которых оливин выступает в качестве одного из главных породообразующих минералов (до 20%); такие оливиновые базальты особенно распространены на вулканических островах Тихого океана, например на Гавайях. Некоторые разновидности базальтов в этих местах еще больше обогащены оливином за счет кристаллизационной дифференциации, которая происходила в магме в процессе ее остывания. Вторая группа — базальты, образующие огромные плато на кон-

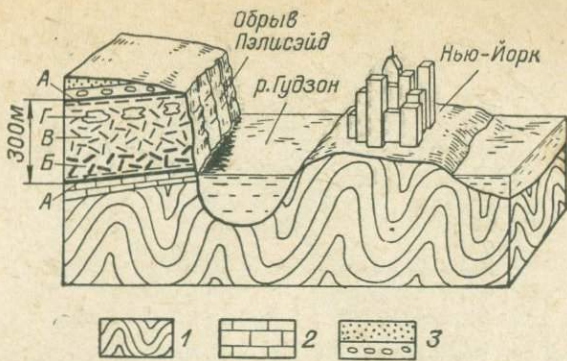


Рис. 97. Силл Пэлсайд (США).

Породы: 1 — древние складчатые; 2 — подстилающие; 3 — покрывающие. Состав зон силла: А — тонкозернистые породы (зоны закалывания); Б — оливиновый долерит, образовавшийся в результате осаждения тяжелых кристаллов оливина в остаточном расплаве; В — крупнозернистый долерит; Г — включения крупнозернистой породы, обогащенной полевым шпатом и минералами со значительным содержанием кремнезема.

тинентах, так называемые толеитовые базальты; они полностью или почти полностью лишены оливина, а иногда даже содержат небольшое количество кварца. Базальты третьей группы выделяются в виде подушечных лав при подводных излияниях; образовавшиеся таким путем породы называют спилитами. Плаггиоклазы в них вступали в реакцию с морской водой и были изменены до более натриевых разновидностей.

Долериты. Эти породы по составу аналогичны базальтам, но отличаются от них более крупным размером минеральных зерен, которые легко различимы в штуфах и придают породам мелкопятнистый облик. Долериты встречаются в силлах и дайках. Как и базальты, это преимущественно темноокрашенные породы, которые варьируют по составу от оливиновых до кварцевых долеритов. Порфиновые долериты обычно содержат фенокристаллы оливина, авгита или полевого шпата. Сложенные долеритами дайки и силлы очень характерны для районов преобладающего распространения основных магматических пород; общий объем долеритов оценивается многими тысячами кубических километров. Большинство малых интрузий Великобритании (например, силл Уин, дайка Кливленд) имеет долеритовый состав, а вся южная часть о. Арран пронизана дайками и силлами, сложенными многими разновидностями долеритов. Один из самых известных в мире силлов — силл Пэлсайд в Нью-Джерси (США), который образует крутой обрыв над р. Гудзон напротив Нью-Йорка, прекрасно иллюстрирует развитие процессов кристаллизационной дифференциации (рис. 97).

Габбро. Эти породы представляют собой крупнозернистые аналоги базальтов и долеритов и, подобно последним, имеют

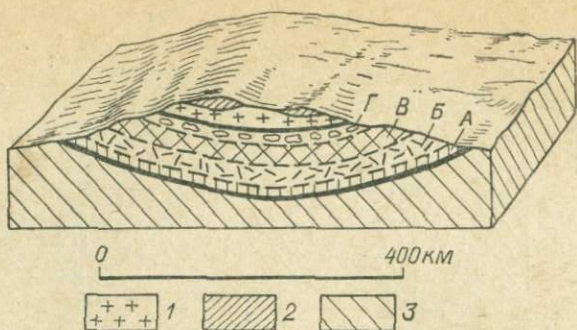


Рис. 98. Бушвелдский комплекс основных пород (ЮАР).
 1 — граниты; 2 — покрывающие породы; 3 — подстилающие породы. Зоны: А — базальная, закаленных пород; В — переходная габброидная с жилами хромитовых руд мощностью до 2 км; В — главная габброидная с жилами титанистых железных руд мощностью более 5 км; Г — красноватых пород типа сиенита и диорита мощностью 3 км.

иногда пятнистый облик из-за включений светлых полевых шпатов. Даже в полностью темноокрашенных разновидностях габбро отчетливо выделяются крупные черные кристаллы железисто-магнезиальных минералов с хорошо выраженными блестящими плоскостями спайности. Как тип магматической породы габбро представлено значительно большим числом разновидностей, чем две другие группы основных пород, так что буквально в каждом интрузиве основного состава можно встретить габбро неповторимого облика. В результате кристаллизационной дифференциации многие интрузии габбро приобрели слоистое строение. Так, в основании одного из крупных габбровых массивов на восточном побережье Гренландии залегают слои оливкового габбро, а самые верхние горизонты массива представлены кварцевым габбро.

Бушвелдский комплекс основных пород в Южной Африке тоже имеет слоистое строение и отличается необычайно большими размерами: по площади он равен территории Шотландии, а мощность комплекса составляет несколько километров. Комплекс имеет сложное строение (рис. 98). Одно время бушвелдский комплекс считали огромной блюдцеобразной интрузией типа силла, так называемым лополитом, но сейчас это мнение оспаривается. Прогибание центральной части интрузивного массива происходило постепенно под тяжестью пород, и он представляется, скорее, целой серией интрузий, чем единым образованием, в основании которого кристаллизационная дифференциация привела к обогащению пород более тяжелыми минералами, а в верхней части произошла контаминация магмы за счет вмещающих пород.

В Великобритании габбровые массивы обнаружены главным образом на северо-востоке Шотландии, а также на о. Скай

(г. Куллин-Хилс), где породы варьируют по составу вследствие кристаллизационной дифференциации и контаминации: местами в магматический расплав попали даже крупные ксенолиты сланцев. В результате контаминации образовались породы, содержащие необычные для габбро минералы, например гранат.

Ультраосновные магматические породы. Существует группа пород, переходных от габбро, содержащего в большом количестве полевой шпат, к ультраосновным, для которых характерны очень низкое содержание кремнезема и практически полное отсутствие полевого шпата. Ультраосновные породы почти нацело состоят из тяжелых темных железисто-магнезиальных минералов, таких как оливин, авгит и роговая обманка, и всегда обладают крупнозернистой структурой. Породы, богатые оливином, называются **дунитами**, а те, в которых доминирует смесь оливина и авгита, — **перидотитами**.

Ультраосновные магматические породы — сравнительно небольшая, но важная группа пород, залегающих иногда в основании габбровых интрузий и содержащих руды таких металлов, как хром, платина и никель. Наиболее крупные массивы ультраосновных пород встречаются в горных областях, в связи с чем их формирование объясняют интенсивными движениями земной коры в процессе горообразования. Материал для формирования этих пород был захвачен и выведен к поверхности с очень больших глубин — из-под так называемой поверхности Мохоровичича (Мохо), которая является границей земной коры и верхней мантии. Как показывают результаты сейсмических исследований, верхняя мантия состоит из вещества, которое по ряду физических характеристик сходно с перидотитами.

Некоторые другие лавовые породы: андезиты, риолиты и трахиты. Хотя большая часть застывших лав представлена базальтами, при детальном анализе магматической деятельности заслуживают особого рассмотрения и некоторые менее распространенные, но весьма характерные по составу и происхождению типы лавовых пород.

Андезиты. Эти породы очень близки к базальтам, от которых отличаются главным образом более высоким содержанием кремнезема. Полевой шпат — плагиоклаз — содержит в андезитах несколько больше натрия (представлен андезином), роговая обманка может занимать столь же важное место, как и авгит, а кварц чаще присутствует в небольших количествах. Большинство андезитов — почти такие же темноокрашенные и мелкозернистые породы, как и базальты; они могут быть порфирировыми и часто содержат миндалевидные включения минералов. В штуфах андезиты и базальты различаются с трудом. По своему значению в процессах вулканизма андезиты занимают среди лавовых пород второе место после базальтов и особенно характерны для областей горообразования, расположенных по берегам Тихого океана, где андезитовые лавы встречаются вместе с базальтовыми и риолито-

выми. Свое название эти породы получили по имени горной цепи Анды в Южной Америке. Грандиозные движения земной коры в областях горообразования должны были вызвать широкое развитие контаминации первичной магмы основного состава за счет материала коры, поэтому средние и кислые породы встречаются там чаще, чем основные.

Р и о л и т ы. Это — самые кислые лавовые породы. Расплавленные лавы, из которых они образуются, характеризуются большой вязкостью и при быстром охлаждении превращаются в вулканические стекла или даже пемзы; вязкие кислые лавы служат также исходным материалом для образования пирокластических пород — туфов. Гора Сноудон (1085 м) — высочайшая горная вершина Уэльса — представляет собой сложную вулканическую постройку, состоящую из преимущественно кислых лав и туфов ордовикского возраста, общая мощность которых превышает 2 км. В настоящее время признано, что мощные и обширные покровы пород, являющих собой сложное сочетание кислых лав и разнообразного (часто спекшегося) пирокластического материала, — так называемые и г н и м б р и т ы — образовались в результате сильных вулканических взрывов пелейского типа. Главные минералы кислых лав — кварц, ортоклаз, богатый натрием плагиоклаз, а также содержащиеся в небольших количествах слюда и роговая обманка.

Стекловатые разновидности кислых лав представлены черным блестящим обсидианом с раковистым изломом и обычно с флюидально-полосчатой текстурой, а также зеленоватым с о л я н ы м к а м н е м (пехштейном), который содержит больше воды и поэтому имеет смолистый облик. Обе эти разновидности могут содержать фенокристаллы и мельчайшие зародыши кристаллов, развитие которых было приостановлено благодаря быстрому охлаждению лавы; такие «замерзшие» в ходе роста кристаллы называются кристаллитами. В небольших количествах кислые лавовые породы встречаются в самых различных условиях, однако вероятнее всего они образуются при локальном расплавлении пород в верхних слоях земной коры под воздействием крупных интрузий основного состава. Образовавшийся таким путем расплав мигрирует к поверхностному центру магматической деятельности, где после излияния или внедрения в боковые породы из него и формируются различные лавовые породы. Смоляной камень часто слагает малые интрузии, такие, например, как силлы на побережье о. Аррац непосредственно к югу от Бродика.

Т р а х и т ы. Это — щелочные лавовые породы, характеризующиеся умеренным содержанием кремнезема и высоким щелочей, что определяется обилием в них ортоклаза и натриевого плагиоклаза. Они часто имеют серый цвет и обычно порфирированную структуру. Такие породы встречаются по периферии рифтовых долин Восточной Африки, где их образование может быть связано с активными движениями земной коры. Открыты в этом районе

своеобразных так называемых карбонатитовых лав, обогащенных такими минералами, как кальцит, который обычно не встречается в магматических породах, позволяет заключить, что рассматриваемые породы сформировались из особой магмы, поднимавшейся с больших глубин. В большинстве других случаев достаточно очевидно, что образование трахитов связано с контаминацией исходной магмы за счет известняков с соответствующим снижением содержания кремнезема.

Среднезернистые аналоги рассмотренных пород, иногда встречающиеся в лавах, но чаще в небольших пластовых интрузиях или в приконтактных частях plutонов, менее характерны по сравнению с долеритами. Они часто имеют порфировую структуру, причем названия породам могут быть даны по преобладающему минералу, образующему фенокристаллы (например, кварцевый порфир). В других случаях названия даются в соответствии с наименованием крупнозернистых пород того же состава (например, микрогранит). Вообще магматические породы одинакового минерального состава, различающиеся только размером зерен, часто объединяют в группы, которым присваиваются названия по крупнозернистым разновидностям пород, входящим в соответствующую группу. Так, граниты, риолиты и микрограниты входят в группу гранита.

ОБЩАЯ КАРТИНА ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА

Суммируя приведенные сведения о магматических породах и формах их залегания, можно сделать ряд заслуживающих особого внимания выводов, которые касаются происхождения магматических пород, их роли в важнейших процессах, определяющих эволюцию земной поверхности, а также значимости этих пород при решении конкретных вопросов истории Земли.

1. Наиболее существенный вывод заключается в том, что в процессе магматической деятельности происходит прежде всего постоянное направленное перемещение материала горных пород (в виде расплава, называемого магмой) с больших глубин в породы верхних частей земной коры или даже на ее поверхность. Поверхностная магматическая деятельность проявляется в виде вулканических извержений.

2. Масштабы вулканической деятельности весьма различны: встречаются обособленные вулканические сооружения — конусы (подобные Везувию и другим центральным вулканам), в которых количество выброшенного из недр материала сравнительно невелико; более внушительны по размерам огромные вулканические своды (такие, как вся группа Гавайских вулканов), где объем вулканических пород составляет тысячи кубических километров; существуют также обширные лавовые (базальтовые) плато (например, плато Декан на северо-западе п-ова Индостан или плато

в бассейнах рек Колумбия и Снейк на северо-западе США), сложенные уже сотнями тысяч кубических километров застывшего магматического материала; и, наконец, наиболее грандиозное пространство ($\frac{2}{3}$ земной поверхности) занимает ложе Мирового океана, которое сейчас тоже считается возникшим в результате магматической деятельности, в частности подводного вулканизма.

Если принять во внимание все указанные формы и области распространения магматизма, то окажется, что за счет одних только его поверхностных вулканических проявлений объем пород земной коры ежегодно увеличивается приблизительно на 3—5 км³; в пересчете на многие миллионы лет геологической истории это составит поистине грандиозный объем. При этом в предположении, что мы живем на планете, постепенно исчерпывающей свои внутренние энергетические ресурсы, необходимо принять во внимание, что в прошлом вулканическая деятельность должна была играть значительно большую роль, чем сейчас*.

3. В настоящее время распространение магматической деятельности ограничивается главным образом узкими вытянутыми зонами, к которым тяготеют и зоны землетрясений (см. рис. 88). Эти сейсмически активные, подвижные (мобильные) зоны земной коры разделены более обширными областями, где подобные возмущающие явления в земной коре незначительны. При сравнении схематической карты вулканической и сейсмической деятельности (см. рис. 88) со схемой структур океанического дна и новейших складчатых горных поясов (см. рис. 30) можно увидеть, что большая часть областей вулканизма связана с вполне определенными структурными формами: океаническими хребтами, островными дугами, расположенными на континентальных бортах океанических желобов, и молодыми складчатыми горными цепями. Области вулканической деятельности охватывают также другие обширные пространства океанического дна, рифтовые долины на континентах и крупнейшие базальтовые плато, нередко расположенные вблизи континентальных окраин.

Для типичного подводного (океанического) вулканизма взрывные извержения не характерны. Похоже, что океанические хребты являются зонами постоянного подтока и сравнительно спокойного излияния толеитовых базальтов, причем внедрение все новых и новых порций магмы по трещинам в ранее остывших и затвердевших породах приводит к постепенному раздвижению дна океанов от подводных хребтов к континентам. С океаническими хребтами связаны многие вулканические острова (например, Исландия, тяготеющая к хребту в Северной Атлантике, соседствующий с ней молодой о. Сёртсей и расположенные южнее Азорские острова), а также полностью погруженные под воду вулканические пики (одиночные подводные горы-вулканы). Известно также немало

* Это предположение и вытекающий из него вывод далеко не бесспорны: не исключено, что именно мезозойско-кайнозойский вулканизм по интенсивности не имел себе равных в геологической истории. — *Прим. пер.*

вулканов, более широко разбросанных по акватории океанов; в их число входит Гавайский вулканический массив, воздымающийся более чем на 10 000 м над уровнем океанического дна. В нижней части все эти подводные вулканические сооружения обычно сложены толеитовыми базальтами, в то время как в состав верхних горизонтов лавы, излившейся позже, могут входить трахиты и риолиты.

Существенно иной характер имеет вулканизм в областях молодых складчатых гор и островных дуг. В числе вулканических пород, которые встречаются среди толщ, вовлеченных в процесс складчатого горообразования, можно назвать базальтовые подушечные лавы, излившиеся на морское дно в ходе осадконакопления; андезитовые лавы, которыми сформированы сложные вулканические конусы, подобные тем, что наблюдаются сейчас на островных дугах; игнимбриты, возникшие в результате мощных взрывных выбросов расплавленного материала в атмосферу. По мере общего воздымания рассматриваемых областей в их пределах проявлялась вулканическая деятельность самых различных типов, чем и обусловлено наличие здесь пород, возникших из разнообразных магматических расплавов — от жидких базальтовых до вязких, обогащенных кремнеземом, способных взрываться при быстром выделении газов. Кроме того, в этих районах распространены крупные интрузивные тела магматических пород, среди которых особенно важное место занимают граниты; их связь с глубинными горообразовательными процессами более подробно рассматривается в следующей главе. Присутствуют также массивы габбро и более мелкие интрузии, сложенные разнообразными породами — от долеритов до микрогранитов и богатых кремнеземом порфиров.

В числе других континентальных областей, подверженных активному вулканизму, можно назвать рифтовые долины, например восточноафриканские, где формируются очень своеобразные магматические породы. Крупные вулканы, такие как Килиманджаро, и сложно построенные покровы щелочных базальтовых лав (в Эфиопии) перемежаются здесь более мелкими вулканическими сооружениями, которые сложены карбонатитами — редкими породами, богатыми карбонатными минералами. С пониженными территориями самих рифтовых долин резко контрастируют обширные базальтовые плато, образовавшиеся в результате трещинных излияний лав по разломам в земной коре; по общему строению и характеру вулканизма области рифтовых долин сходны с областями трещинного излияния лав в океанах, в частности с рифтами срединно-океанических хребтов.

4. Отмеченные особенности распределения основных типов магматических пород среди крупных структурных элементов земной коры позволяют представить общую картину процессов магматизма и способы образования различных пород. Почти все типы магм порождаются базальтовой магмой, которая формируется



Рис. 99. Общая картина магматизма.

1 — оливиновые базальты; 2 — андезиты; 3 — риолиты; 4 — граниты; 5 — щелочные лавы; 6 — толеиты; 7 — габбро; ИМ — источники магмы.

в основании земной коры, сложенном богатыми оливином базальтами *. Породы, которые кристаллизуются прямо из этой исходной, не претерпевшей еще никаких преобразований магмы, встречаются обычно только в океанических областях, где магме до излияния не пришлось прорываться сквозь мощную толщу пород коры. Толеиты образуются из магмы, которая в процессе движения сквозь кору уже подверглась некоторой контаминации, а андезиты — из магматических расплавов, которые вследствие интенсивных горообразовательных движений контаминировались в весьма значительной степени: за счет ассимиляции пород коры в магме существенно увеличилось содержание кремнезема. Причины возникновения щелочных лав и их тяготение к рифтовым долинам остаются пока неясными, но достаточно очевидна определенная связь этих пород с необычными по составу глубинными магмами. Кислые лавы образуются в результате локального плавления пород земной коры, богатых кремнеземом (например, песчаников), и формирования из них свободно мигрирующей к поверхности магмы. В редких случаях такое плавление происходит на исключительно больших глубинах, что приводит к включению в магматический расплав материала ультраосновных пород. Все перечисленные варианты магматических процессов, ведущих к формированию различных типов пород, и их связь с самыми главными структурными элементами земной коры (океанами и континентами) показаны на рис. 99.

Для очень крупных интрузивных тел основной магмы весьма типична кристаллизационная дифференциация, которая ведет к разделению единых интрузий на существенно различающиеся по составу слои пород. Большинство крупных интрузий состоит, однако, из кислых пород — гранитов.

* Согласно гипотезе советского геохимика А. П. Виноградова, базальты в нижней части земной коры появляются в результате выплавления их (явление так называемой «зонной плавки») из пород верхней мантии Земли (перидотитов и эклогитов). — *Прим. пер.*

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Магматические породы, которые возникают в результате затвердения магмы, внедрившейся в земную кору или даже прорвавшей ее насквозь, естественно оказываются в контакте или соседстве с целым рядом осадочных, метаморфических и ранее сформировавшихся магматических пород. В связи с этим перед геологами стоит важная задача — определение возрастных взаимоотношений магматических пород с вмещающими и окружающими их образованиями.

Эффузивные породы (лавы и туфы) по характеру взаимоотношений с большинством вмещающих пород могут быть уподоблены осадочным, поскольку они всегда образуются поверх более древних, чем они сами, слоев и перекрываются соответственно более молодыми слоями. В основании лавовых потоков обычно наблюдаются, как уже отмечалось, зоны закалывания (породы в них состоят из более мелких кристаллов), а поверхность потоков имеет шлаковый, как бы выветрелый облик (рис. 100, а); вмещающие породы на контакте с зонами закалывания изменены под воздействием нагревания расплавом.

Интрузивные породы обычно залегают среди вмещающих таким образом, что их возрастные взаимоотношения устанавливаются вполне однозначно: как правило, магматические породы моложе всех других, находящихся с ними в непосредственном контакте (рис. 100, б). Интрузии имеют зоны закалывания со всех сторон, а во вмещающих породах у контакта с магматическими могут наблюдаться зоны спекания. По взаимоотношению с вмещающими породами нетрудно определить возможный самый ранний возраст образования интрузии, с определением же возможного наиболее позднего возраста дело обстоит сложнее. В ситуации, показанной на рис. 100, б, верхний силл несомненно моложе слоя 9, но может быть разновозрастным со слоем 10 или любым другим, имеющим более молодой возраст. Более однозначно вопрос решается в том случае, когда силл или дайку сечет поверхность размыва, перекрытая молодыми отложениями; тогда можно утверждать, что дайка древнее покрывающих пород.



Рис. 100. Возрастные взаимоотношения эффузивных (а) и интрузивных (б) пород и вмещающих их отложений.

Цифры на рисунке — слои вмещающих пород от древних к молодым; штриховые линии — границы зон закалывания.

Различают два основных вида полезных ископаемых, обычно имеющих магматическое происхождение: металлические руды (породы, содержащие такие минералы, которые добывают в промышленных масштабах с целью извлечения из них определенных металлов) и драгоценные камни.

Такие элементы (металлы), как железо, олово, медь, свинец и цинк, составляют очень незначительную долю в общем объеме пород земной коры, однако в результате определенных геологических, в том числе магматических, процессов они нередко приобретают в отдельных местах повышенную концентрацию. В ходе большинства процессов образования пород при остывании магмы повышенные концентрации металлов возникают редко, хотя в определенных случаях к обогащению пород тем или иным металлом приводит та же кристаллизационная дифференциация: например, тяжелые минералы железа нередко осаждаются на дно магматических камер с остывающим расплавом и могут накопиться там в таких количествах, что образовавшаяся из расплава порода окажется пригодной для промышленной разработки. Именно таким путем происходит обогащение железом отдельных частей габбровых интрузий; возможно, что так образовались, например, знаменитые железорудные месторождения Кируна в Швеции, однако в целом подобные месторождения не типичны.

Большинство металлических руд встречается в жилах, которые образуются уже после затвердевания основной массы магматической породы; остаточный расплав, горячие газы и особенно сильно минерализованные жидкости, в частности так называемые гидротермальные растворы, проникают в окружающие породы, внедряются в трещины и пустоты, и содержащееся в них минеральное вещество либо задерживается в этих породах в результате химического замещения и видоизменения вещества самих пород, нередко остающихся в твердом состоянии (метасоматоз), либо просто осаждается по мере постепенного охлаждения флюидов. На рис. 101 показаны подобная минерализация пород, окружающих Корнуоллский массив гранитов, а также разновидности минеральных жил. Сформировавшиеся таким способом жилы состоят из металлических руд (например, касситерита, содержащего олово; галенита — свинцовой руды; сфалерита — цинковой обманки) и жильных минералов (флюорита, барита, кальцита, кварца). Некоторые из жильных минералов, которые при добыче основной руды обычно шли в отвал, в последнее время нашли важное применение, и поэтому они в широких масштабах извлекаются из старых рудничных отвалов.

Рассматривая происхождение металлических руд, необходимо отметить, что образование многих из них непосредственно не связано с магматическими процессами. Некоторые руды формируются за счет обогащения полезными минералами первичных

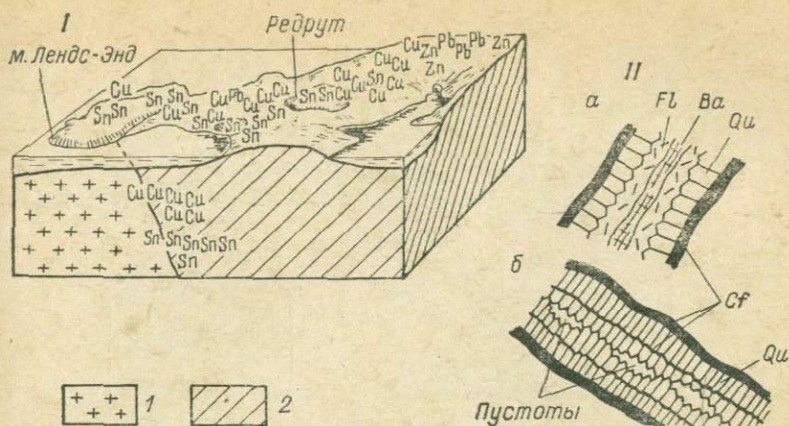


Рис. 101. Жильное оруденение вблизи Корнуоллского массива гранитов (I) и структуры некоторых рудоносных жил (II).

1 — гранит; 2 — складчатые измененные девонские породы.

Структуры: а — крупстификационная, б — гребенчатая. Минералы: Fl — флюорит; Va — барит; Qu — кварц; Cf — сфалерит (цинковая обманка).

отложений в ходе их химического выветривания (см. рис. 6), путем отложения минерального вещества в кавернах известняков (см. с. 36) или в виде речных (русловых) и прибрежных россыпей (см. с. 106). Железные руды нередко имеют осадочное происхождение, образуются в результате накопления рудного вещества в прибрежных условиях*.

Процессы метаморфизма, описанные в следующей главе, тоже могут привести к увеличению содержания металлов в первичных породах и сделать их пригодными для промышленной разработки. Наконец, к повышению концентрации полезных компонентов в породах зачастую приводит совместное действие различных геологических процессов, так что некоторые крупнейшие рудные месторождения мира имеют исключительно сложное строение и происхождение. Железные руды района оз. Верхнего (США) по первоначальному происхождению — характерные полосчатые отложения (докембрийского возраста) — железистые кварциты, которые представляют собой очень широко распространенный тип осадочных образований, однако в связи со сравнительно низким содержанием железа (15—40%) добыча таких первичных руд была бы экономически не оправдана. В результате процессов поверхностного выветривания или метаморфизма содержание железа в первичных рудах может возрасти до 55—60%. Именно

* Образование таких руд связывают с отложением железа в мелких опресненных лагунах, куда оно сносилось реками в виде оксидов и гидроксидов, находящихся в коллоидном состоянии; нередко эти руды имеют оолитовую структуру биохимического происхождения, возникшую на стадии диагенеза. — Прим. пер.

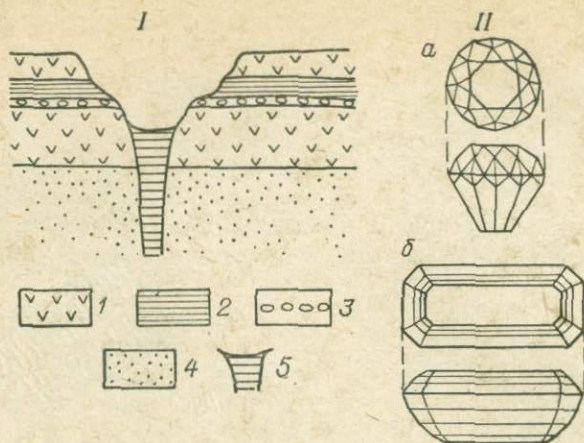


Рис. 102. Алмазная трубка Кимберли (I) и форма обработки драгоценных камней (II).

I — базальтовые лавы; 2 — глинистые сланцы; 3 — конгломераты; 4 — кварциты; 5 — алмазная трубка (вулканическая брекчия ультраосновного состава). Обработка драгоценных камней: а — бриллиантовая (алмазы); б — ступенчатая (рубины, сапфиры, изумруды).

таким путем в железистых кварцитах образовались известные железорудные месторождения района оз. Верхнего, Лабрадора (Канада), Серро-Боливар (Венесуэла), Минас-Жерайс (Бразилия) и Кривого Рога (СССР).

Драгоценные камни (самоцветы) — некоторые минералы обычно с редкими, хорошо выраженными кристаллами, устойчивые к химическим изменениям и физическому разрушению. Они обладают также высокими показателями преломления, благодаря чему в определенных срезах способны ярко сверкать. Разнообразие окраски драгоценных камней объясняется присутствием в минералах, кристаллы которых сами по себе обычно бесцветны, некоторых характерных примесей.

На первом месте среди драгоценных камней стоят алмазы. В течение многих лет они добывались главным образом в Южной Африке, однако в последнее время большинство новых открытий алмазов сделано в Азии. Алмазы часто встречаются в россыпях в речном гравии, куда они попадают, вымываясь из особых вулканических каналов, так называемых трубок взрывов, заполненных «голубой землей», или кимберлитом — вулканической породой ультраосновного состава. Самая знаменитая алмазоносная вулканическая трубка Кимберли (ЮАР), выработанная до глубины почти 1300 м, схематически изображена на рис. 102, I. Для извлечения алмазов породу приходится дробить, причем в поисках каждого камня, даже мельчайшего, но представляющего немалую ценность, тщательно обследуются огромные объемы дробленых

пород. Красота алмаза во многом объясняется его способностью сильно преломлять свет; это свойство лучше всего проявляется при бриллиантовой огранке камня (рис. 102, II, а). Так как алмаз является, кроме того, самым твердым природным веществом, наиболее мелкие и низкокачественные камни используются для обработки твердых металлов и сплавов, а также для заправки в долота, применяемые при бурении горных пород.

11. *Метаморфические породы и граниты*

Что такое метаморфизм? Слово «метаморфизм» в переводе с греческого означает изменение, превращение. В геологии под метаморфизмом понимается какое-либо изменение, преобразование пород под воздействием больших давлений и высоких температур, причем многие породы попадают в обстановку, резко отличающуюся по этим параметрам от той, в которой происходило их формирование. Это ведет к возникновению в породах новых минералов, структур и текстур и даже к превращению их в совершенно иные породы, не содержащие признаков первоначального происхождения. Такому преобразованию могут подвергаться любые ранее возникшие породы — осадочные, магматические и даже уже испытавшие метаморфизм.

Как отмечалось ранее, и метаморфические, и магматические породы имеют кристаллическое строение, однако первые в отличие от вторых, кристаллизующихся из расплавленного подвижного материала (магмы), образуются в результате перекристаллизации пород на месте их залегания, при этом породы остаются в значительной степени твердыми и вещество их практически не перемещается. Некоторые кристаллические породы имеют смешанное происхождение: преобразование их на месте первичного залегания частично происходит под воздействием мигрирующих в земной коре флюидов — растворов, расплавов и газов, обычно связанных с магмой. Граниты встречаются в различных взаимоотношениях с окружающими породами, что зависит от того, каковы они по происхождению: метаморфические или магматические. В Финляндии, например, граниты обычно постепенно переходят в сильно метаморфизованные породы и несомненно возникли одновременно с ними, в одну и ту же фазу метаморфизма. Столь же несомненно, что Дартмурский горный массив в Девоншире представляет собой интрузию гранитов, прорвавшую и отеснившую окружающие его породы, в результате чего в них образовалась только довольно узкая зона примыкающих к гранитам измененных (метаморфизованных) пород, сформировавшихся под влиянием тепла магматического расплава. Известны исключительные случаи, когда одним и тем же гранитам присущи оба указанных

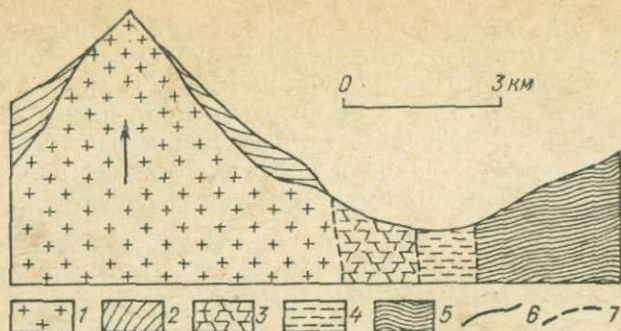


Рис. 103. Зона метаморфизма вблизи гранитной интрузии (горный массив Бергалло, Альпы).

1 — граниты; 2 — роговики; 3 — мигматиты; 4 — гнейсы; 5 — кристаллические сланцы; 6 — резкий контакт гранита с вмещающими породами; 7 — нерезкие контакты гранита и метаморфических пород. Стрелкой показано направление внедрения интрузии.

вида взаимоотношений с окружающими породами. Например, в горном массиве Бергалло в Альпах (рис. 103) граниты в основании массива контактируют с другими породами, как в типичной зоне метаморфизма, а у вершины массива, в апикальной части гранитного тела, они интродированы и представляют собой, таким образом, породы магматического происхождения. Последние — относительно светлоокрашенные и легкие граниты — результат внедрения в верхние горизонты земной коры и остывания там глубинного магматического расплава. Более подробно вопрос о способах образования гранитов будет рассмотрен в конце главы, здесь он был затронут только для того, чтобы подчеркнуть сущность различия между магматическими и метаморфическими породами.

Процесс метаморфизма определяется тремя основными факторами — температурой, давлением и мигрирующими флюидами, химически взаимодействующими с преобразуемыми породами. Температура сама по себе может быть ведущим фактором метаморфизма только на ограниченных участках, и чисто термальный метаморфизм особенно отчетливо проявляется лишь в тех случаях, когда породы непосредственно контактируют с большими массами магматических расплавов либо погружаются на большие глубины. Для того чтобы в породах возникли видимые изменения при температурах, не превышающих 200°C , требуются миллионы лет, если же температура поднимается выше этого уровня, то тепловое воздействие быстро увеличивается и процесс преобразования пород ускоряется; при 700°C начинается уже частичное плавление пород. По наличию определенных минералов в составе метаморфических пород можно судить о том, при каких температурах происходило их формирование.

Не меньшую роль в процессе метаморфизма играет давлени е. Возрастание всестороннего (гидростатического) давления, вызванное боковым сжатием или глубоким погружением пород, ведет к усилению протекающих внутри них процессов преобразования вещества, способствует образованию минералов с более плотной упаковкой атомов. Типичный пример такого нового минерала — гранат, формирующийся при очень высоком давлении. В породах, подвергшихся одностороннему давлению (стрессу), т. е. испытавших динамический метаморфизм (динамометаморфизм), минералы обычно переориентированы таким образом, что их длинные оси перпендикулярны к направлению давления. Недавние лабораторные эксперименты показали, что некоторые горные породы под давлением сжимаются и в дальнейшем могут занимать более ограниченное пространство, в то время как другие — разрушаются.

Велико значение и третьего фактора метаморфизма — флюидов, которые просачиваются в породы, залегающие вблизи интрузий и глубинных магматических очагов, и могут оказывать на них существенное воздействие, вызывая глубокое химическое преобразование вещества.

Некоторые особенности метаморфических пород. Для некоторых метаморфических пород характерна зернистая (гранобластическая) структура. Они состоят из близких по размеру изометричных сросшихся минеральных зерен, причем зерна не имеют параллельной ориентировки и не распределяются в виде полос. Для большинства же метаморфических пород характерными особенностями являются линейная ориентировка минералов и полосчатость, которые возникают в результате рассланцевания (клеважирования) пород — деформации, перекристаллизации и перераспределения их вещества в определенном направлении с одновременной переориентацией минералов длинными осями параллельно друг другу. Эти особенности лучше всего развиты в сланцеватых породах с тонкими полосками чешуек слюды. Различие между двумя указанными группами пород обусловлено почти полным отсутствием либо, напротив, большой интенсивностью одностороннего давления, действующего при метаморфизме.

Размер минеральных зерен метаморфических пород зависит прежде всего от размера зерен в первичных породах, в связи с чем метаморфические породы варьируют от тонкозернистых сланцев до грубозернистых мраморов. При более интенсивном метаморфизме грубозернистые структуры становятся преобладающими, в породах (среди тонкозернистой массы, которую именуют основной тканью) могут сформироваться очень крупные кристаллы некоторых минералов, называемые порфиробластами. В порфиробластах подчас сохраняются некоторые черты текстуры основной ткани породы, сложенной другими минералами, из которых и формировались порфиробласты; например,

тонкая слоистость, образованная зернами кварца, может проследиваться внутри порфиробластов граната.

Тип метаморфической породы, возникающей из первичной в результате различных преобразований, определяется геологическими условиями, в которых происходило ее формирование, прежде всего такими, как близость к крупным интрузиям, вовлечение в процесс горообразования и глубокое захоронение в области геосинклинального опускания. Именно в этой связи ниже рассматриваются различные типы метаморфических пород.

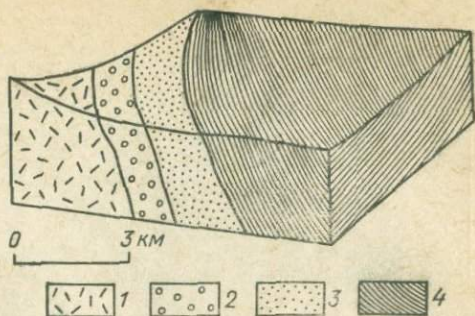
ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

Контактовый, или термальный, метаморфизм. Тепло, выделяемое остывающей магматической интрузией, охватывает довольно широкую область окружающих пород, внутри которой происходит их преобразование; эта область называется контактовой зоной (о р е о л о м) метаморфизма, или зоной контакто-метаморфизованных пород. Ширина ее колеблется от нескольких миллиметров (у малых интрузий) до нескольких километров, причем степень преобразования окружающих пород уменьшается по мере удаления от интрузии. Различные изменения в породах вызываются прежде всего тем, что они непосредственно контактируют с горячим магматическим расплавом, подвергаются прямому тепловому воздействию магмы. Однако не менее существенны и разнообразны изменения, происходящие в результате проникновения в породы растворов и газов. Роль давления в этом случае очень незначительна.

Типичными породами, возникающими в процессе контактового метаморфизма, являются роговики — неравнозернистые перекристаллизованные породы (с неупорядоченным расположением минералов), в которых стерты все черты первичной текстуры. Дальше от интрузии роговики постепенно переходят в частично и неравномерно измененные породы характерного пятнистого облика, содержащие лишь отдельные скопления новых минералов. В наибольшей степени в процессе термального метаморфизма преобразуются тонкозернистые осадочные породы, причем по мере приближения к интрузии в измененных породах наблюдается постепенное увеличение размера зерен, возрастают твердость и массивность пород и появляются все более высокотемпературные минералы.

На рис. 104 показана интрузия габбро в Инче (Северо-Восточная Шотландия), воздействию которой подверглись породы, уже испытавшие ранее слабый метаморфизм, в результате чего многие первичные глинистые минералы были превращены в хлорит и белую слюду — мусковит. В новом ореоле метаморфизма выделяются внешняя зона пятнистых пород, содержащих мелкие скопления черной слюды — биотита — и кристаллы хиастолита (разновидность андалузита) и кордиерита, и внутренняя зона,

Рис. 104. Контактный метаморфизм вблизи габбровой интрузии Иич (Северо-Восточная Шотландия). 1 — габбро; 2 — внутренняя роговиковая зона; 3 — пятнистые породы; 4 — боковые вмещающие породы (сланцы дальредской серии).



непосредственно примыкающая к габбро, которая представлена роговиками, сложенными кристаллами кварца, полевого шпата, кордиерита и андалузита. При более высоких температурах в непосредственной близости к интрузии может сформироваться еще один высокотемпературный минерал — силлиманит; если же преобладают сравнительно низкие температуры, то у контакта с интрузией образуется «кордиеритовая зона». Вообще в области контактового метаморфизма выделяется целый ряд таких минеральных зон, правда, для того чтобы определить, какие именно минералы в них присутствуют, необходимо провести исследование пород в лабораторных условиях — под микроскопом.

Ортокварциты (кварцевые песчаники) и кислые магматические породы при контактовом метаморфизме изменяются, по-видимому, в меньшей степени, чем другие породы. Песчаники, сложенные преимущественно кварцем с небольшой примесью полевого шпата, могут быть перекристаллизованы в плотные устойчивые к разрушению метакварциты, в которых большинство деталей первичной текстуры, таких, как косая слоистость или знаки ряби, уничтожено, лишь иногда они бывают проявлены тонкими прослойками чешуек слюды. В менее чистых разновидностях песчаников в результате контактового метаморфизма образуются новые минералы. Кислые магматические породы в процессе контактового метаморфизма почти не меняются, поскольку испытываемые ими высокие температуры очень близки к тем, при которых эти породы были сформированы из магматических расплавов. Основные магматические породы подвержены изменениям в большей степени, поскольку температуры, при которых происходит метаморфизм, обычно ниже температур их формирования из магмы, и в них возникают минералы, устойчивые к таким пониженным температурам.

Известняки, сложенные почти чистым карбонатом кальция, при контактовом метаморфизме перекристаллизовываются в белые сахаровидные мраморы (рис. 105, а). Незначительные количества различных примесей могут послужить причиной образования в этих породах окрашенных (красных, зеленых и др.) прожилков и прослоев, однако истинными мраморами считаются только их белые разновидности, несмотря на то, что многие на-

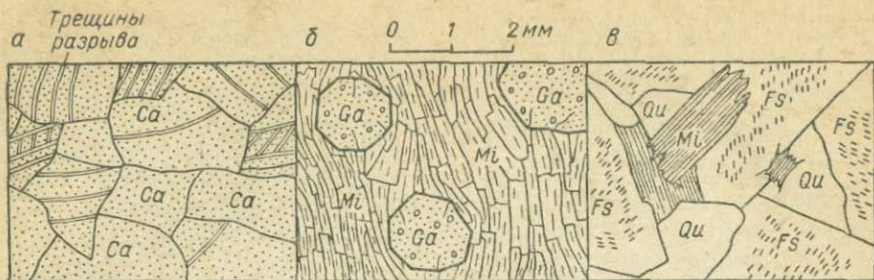


Рис. 105. Структура мрамора (а), кристаллического (гранато-сланцевого) сланца (б) и гранита (в) под микроскопом.

Ca — кальцит; Ga — гранат; Mi — слюда; Qu — кварц; Fs — полево шпат.

зывают мраморами и другие породы, используемые в полированном виде. Нечистые разновидности известняков часто содержат некоторое количество кремнезема, глинозема (окиси алюминия), железа и окиси магния, на основе которых при метаморфизме развивается целая группа новых минералов, таких, как диопсид (один из пироксенов) и тремолит (волокнистый амфибол).

Несмотря на то что в метаморфических породах могут сохраниться некоторые текстуры осадочного происхождения (такие, как косая слоистость в кварцитах и градационная в сланцеватых песчаниках), находки в этих породах окаменелостей исключительно редки.

Дислокационный, или динамический, метаморфизм. Громадные напряжения, возникающие в горных породах под действием одностороннего давления, вызываемого движениями земной коры, приводят либо к разрыву пород по плоскостям сбросов и надвигов, либо к смятию их в складки (см. гл. 12). При разрушении пород часто образуются широкие зоны дробления, заполненные брекчией, которая формируется под действием сравнительно умеренного давления (см. гл. 8). Дальнейшее повышение давления приводит к растиранию пород в тончайший пылеобразный материал, состоящий из микроскопических частиц, который в определенных случаях может становиться очень подвижным. Такие сильно размельченные, развальцованные породы носят название м и л о н и т о в (микробрекчий), в них значительны деформация и разрушение наиболее хрупких минералов, а также их перекристаллизация.

Плоскости сланцеватости (к л и в а ж а), ориентированные под прямым углом к направлению сжатия, образуются в тех случаях, когда интенсивному давлению подвергаются тонкозернистые породы (рис. 106). Среди сланцеватых пород выделяются так называемые ш и ф е р н ы е, или к р о в е л ь н ы е, с л а н ц ы — матово-серые породы, которые нередко имеют зеленоватый и лиловатый оттенки и легко раскалываются на тонкие

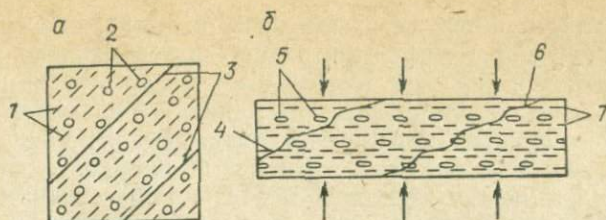


Рис. 106. Расслаивание — превращение аргиллитов в сланцы в процессе динамометаморфизма.

а — аргиллит до метаморфизма: 1 — глинистые минералы, 2 — кварцевые зерна, 3 — плоскости напластования (первичные направления наиболее легкого раскалывания породы); б — образование сланца: 4 — чешуйки слюды, 5 — сплюснутые кварцевые зерна, 6 — деформированные плоскости напластования, 7 — плоскости сланцеватости (новые направления наиболее легкого раскалывания породы). Стрелками показано направление одностороннего давления.

параллельные пластинки. В прошлом эти сланцы пользовались исключительно большим спросом в качестве кровельного материала, поскольку их характеризуют также значительная плотность и крепость. В Великобритании большая часть кровельных сланцев добывается в громадных карьерах в районе Сноудонии в Северном Уэльсе, где осадочные породы и лавы, оказавшиеся почти неметаморфизованными в результате горообразовательных движений в конце силурийского периода, позднее снова подверглись сжатию жестким блоком о. Англии. Именно в результате этого процесса тонкие кембрийские глинистые сланцы превратились в кровельные.

Региональный, или динамотермальный, метаморфизм. В отличие от контактового и дислокационного типов метаморфизма, которые вызываются интенсивным разогревом и давлением, воздействующими на породы на относительно небольших изолированных участках, региональный метаморфизм происходит при глубоком погружении и захоронении огромных масс пород, и его результаты могут быть видны на обширных территориях. Региональный метаморфизм обычно связан с процессами складчатого горообразования, при которых породы захороняются в виде крупных блоков или в прогибах земной коры и подвергаются одновременному воздействию высоких температур и интенсивных давлений. Характер возникающих при этом метаморфических пород соответствует глубине погружения, причем по соотношению между температурой, давлением и глубиной могут быть выделены различные степени интенсивности регионального метаморфизма.

1. Низкая степень интенсивности — образование филлитов. Для этого случая характерны значительные давления, но относительно низкие температуры. Устойчивые породы, такие, как песчаники, постепенно становятся более плотными, приобретают

гранобластическую структуру, причем зерна минералов срастаются. По характеру многих сформировавшихся в этих условиях метакварцитов и мраморов, в частности по деформированности кристаллов и степени сланцеватости, можно воочию видеть, сколь интенсивному сжатию они подвергались. Как и при контактовом метаморфизме, тонкозернистые глинистые сланцы и аргиллиты, содержащие минералы, устойчивые только при низких температурах (например, глинистые), подвергаются преобразованию в большей степени: обычно они полностью перекристаллизуются в филлиты — породы, состоящие из новообразованных слоистых (чешуйчатых) минералов (главным образом хлоритов и слюд). Филлиты отличаются хрупкостью и обладают характерным поверхностным блеском. Органический материал в них полностью разрушается, из него образуются мелкие включения графита или кубические кристаллики пирита.

2. Средняя степень интенсивности — образование кристаллических сланцев. В этом случае (по сравнению с предыдущим) происходит дальнейшее повышение температуры, вследствие чего породы становятся более пластичными и в них сильно развивается сланцеватость, а последние остатки осадочных и магматических структур и текстур полностью уничтожаются. Из тонкозернистых осадочных пород образуются слюдяные кристаллические сланцы с очень тонким чередованием слоев, в большей или меньшей степени обогащенных слюдой. При более глубоком преобразовании в этих породах появляются порфиробласты метаморфогенных минералов и возникают широко распространенные кристаллические сланцы, например гранато-слюдяные (рис. 105, б), содержащие крупные кристаллы граната красного цвета в блестящей слюдяной основной ткани породы. В результате перекристаллизации основных магматических пород образуются рогово-обманковые (зеленые) сланцы или амфиболиты. Однако устойчивые песчаники даже на этой стадии метаморфизма приобретают лишь очень неотчетливую сланцеватость. Кварцевые зерна в этих породах при перекристаллизации срастаются в единое целое, образуя метакварциты гранулитовой структуры (кварцито-сланцы). В Великобритании такие кварциты можно наблюдать на о. Англси и на Северо-Шотландском нагорье.

3. Высокая степень интенсивности — образование гнейсов. При наиболее интенсивном метаморфизме породы становятся еще более пластичными и приобретают, таким образом, все более широкие возможности к свободной перекристаллизации. Если на более ранних стадиях перекристаллизация захватывает только как бы внутренний каркас породы, остающейся при этом почти твердой, то в экстремальных условиях метаморфизма порода преобразуется полностью. Типичная метаморфическая порода этой стадии — гнейсы. Они представляют собой грубозернистые полосчатые породы с частым чередованием прослоев темно- и светлоокрашенного материала. Темные прослои обладают отчетливо

выраженной сланцеватой текстурой, поскольку сложены роговой обманкой и слюдой; светлые прослои имеют более массивную текстуру и состоят из кварца и полевого шпата. Гнейсы довольно часто переходят в граниты и тесно связаны с мигматитами — сильно метаморфизованными породами, в которых содержатся различные привнесенные из магмы компоненты, поступающие в породы с флюидами вдоль плоскостей напластования или сланцеватости. Мигматиты имеют жилковато-полосчатый или пятнистый облик и мелкоскладчатую (плойчатую) текстуру.

Когда региональный метаморфизм развивается на огромных (многие тысячи квадратных километров) территориях, в их центральных частях обычно выделяются области особенно интенсивного преобразования пород, к периферии территорий степень метаморфизма ослабевает. Поэтому, если двигаться в направлении от периферии к центру территории, можно наблюдать постепенный переход от тонких шиферных сланцев к кристаллическим, содержащим порфиобласты граната, а от них к грубым гнейсам. Таким образом, как и при контактовом метаморфизме, в этом случае может быть выделен ряд зон, различающихся по минеральному составу, структуре и текстуре пород.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Возрастной диапазон метаморфизма обычно устанавливают, с одной стороны, по возрасту пород, подвергшихся преобразованиям, а с другой — по возрасту покрывающих эти породы отложений, причем в качестве основной поверхности отсчета используется разделяющая их поверхность несогласия. В Северо-Западной Шотландии наиболее древние породы сильно метаморфизованы и представлены кристаллическими сланцами и гнейсами, которые несогласно перекрыты докембрийскими отложениями, в связи с чем возраст метаморфических пород может быть определен как раннедокембрийский. Породы контактовой зоны, окружающей дартмурские граниты, подверглись метаморфизму не раньше, чем в позднекаменноугольную эпоху (именно к ней относится образование первичных пород); определение же верхнего возрастного предела метаморфизма связано в этом случае с существенными затруднениями ввиду отсутствия более молодых непретворенных пород, залегающих в контакте с гранитами или в непосредственной близости от них.

Явление неоднократного (многофазного) в ходе геологической истории преобразования залегающих на какой-либо территории отложений называется *полиметаморфизмом*; он может быть установлен путем детального изучения минерального состава и других особенностей пород. Правда, в решении этого вопроса геологи, особенно те, которые занимаются изучением очень древних сильно измененных пород, зависят от того, образовались ли

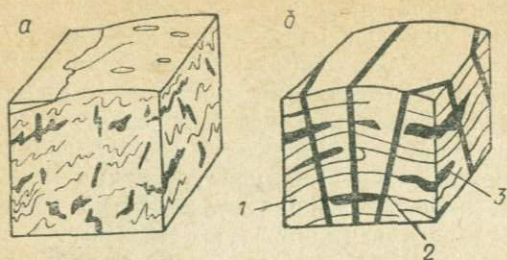


Рис. 107. Полиметаморфизм (льонские кристаллические сланцы и гнейсы, Северо-Западная Шотландия). Структурные взаимоотношения после заключительной (а) и после ранних (б) фаз метаморфизма (реконструкция).

1 — складчатые метаморфизованные породы; 2 — дайки; 3 — плитовые интрузии.

и сохранились ли в исследуемых породах характерные минералы — индикаторы различных стадий метаморфизма. Известны, в частности, случаи, когда вторая фаза метаморфизма, сходная по интенсивности с первой, проявляется в породах в виде очень несущественных изменений. На некоторых участках крайнего северо-запада Шотландии достоверно зафиксировано несколько фаз регионального метаморфизма; предполагается, что они были связаны с целым рядом циклов горообразования. Характер структуры метаморфизованных складчатых толщ, возникшей после заключительной фазы, иллюстрируется рис. 107, а; здесь показано также, как по характеру структуры толщ, подвергшихся метаморфизму, может быть реконструирована картина залегания пород на более ранних стадиях метаморфизма и складкообразования (см. рис. 107, б), что позволяет получить очень важную информацию об истории геологического развития исследуемой территории.

Если область распространения сильно преобразованных пород, например гнейсов, подвергается региональному метаморфизму невысокой степени интенсивности, то породы видоизменяются, но так, что некоторые высокотемпературные минералы обычно сохраняются; такой процесс известен под названием ретроградного метаморфизма.

ГРАНИТЫ

Граниты и связанные с ними гранодиориты встречаются по крайней мере в 20 раз чаще, чем все другие плутонические породы. По традиции они всегда относятся к магматическим породам и включены в соответствующую классификацию этих пород и в данной книге (см. рис. 95). Однако тот факт, что граниты всегда явно тяготеют к областям складчатого горообразования и часто выступают как бы связующим звеном между различными породами, возникшими в результате регионального метаморфизма, послужил причиной продолжающейся длительное время дискуссии относительно их действительной геологической роли и происхождения.

По составу и другим обычно описываемым при исследовании свойствам пород все граниты сходны между собой. Они состоят главным образом из кварца и калиевого полевого шпата, а также содержат некоторое количество плагиоклаза, биотита и мусковита. Породы, в которых преобладает плагиоклаз (представленный в основном кальциевой разновидностью) и увеличено содержание биотита, правильнее называть *гранодиоритами*; последние распространены более широко, чем собственно граниты.

Обычно граниты — грубозернистые породы с хорошо выраженными зернами минералов, имеющими приблизительно одинаковые размеры и неровные очертания, поэтому часто бывает трудно установить, какой из минералов кристаллизовался первым. В отдельных случаях сложное взаимное срастание кристаллов определенно свидетельствует о том, что они сформировались одновременно. Благодаря тому что граниты сложены крупными хорошо выраженными кристаллами, отчетливо отграниченными друг от друга, они относятся к породам, которые очень легко определять визуально в любом, даже очень маленьком штучке. Наиболее характерные внешние признаки гранитов: преобладание белого или розового полевого шпата (в некоторых разновидностях до 75 вес. %), серый со стекляннм блеском кварц (обычно около 20 вес. %) и блестящие пластинчатые кристаллы черной слюды. На рис. 105, в показано, как выглядит гранит под микроскопом. Некоторые граниты имеют порфировидную структуру, как, например, очень характерная разновидность из района Шапа на восточной окраине Озерного округа. Эта разновидность содержит крупные фенокристаллы розового ортоклаза, которые погружены в основную массу, состоящую из мелких кристаллов белого плагиоклаза, серого кварца и черной слюды; неповторимый облик гранита обусловил его широкое использование, тем более что он нередко встречается в виде ледниковых эрратических валунов.

После того как в интрузии произошла кристаллизация большей части магмы и из нее образовался гранит, в подвижном, текучем, состоянии остаются еще *сильно минерализованные жидкости* (остаточные расплавы, растворы) и газы, которые проникают в трещины и полости глубокозалегающих пород, вмещающих интрузию. По мере остывания минеральное вещество кристаллизуется и затвердевает, образуя характерный ряд так называемых жильных пород; жилы пересекают не только окружающие интрузию породы, но и само только что образовавшееся гранитное тело. Очень своеобразными жильными породами, сопутствующими гранитным интрузиям, являются *аплиты* и *пегматиты*. Эти породы имеют светлую окраску, состоят в основном из *салических* (богатых кремнием и алюминием) минералов, причем аплит обладает средне- и мелкозернистой структурой, а пегматит — очень грубозернистой (гигантозернистой). В пегматитах встречаются исключительно крупные кристаллы слюды и полевого

шпата, что свидетельствует о следующем: минеральное вещество, из которого они формировались, должно было оставаться в расплавленном или растворенном состоянии в течение длительного времени. В Норвегии найдены, например, кристаллы ортоклаза величиной с одноэтажный дом; кристаллы слюды размером от 3 до 5 м весьма обычны для пегматитов в ЮАР. Причины различий между аплитами и пегматитами остаются не вполне ясными, причем обе породы редко встречаются в совместном залегании.

Другие по составу растворы, выделяющиеся из интрузий гранитной магмы, проникая в окружающие породы, нередко образуют минеральные жилы, содержащие медную, оловянную, вольфрамовую и другие руды (см. рис. 101). На заключительных этапах гранитообразования под воздействием газов может происходить преобразование ранее сформировавшихся полевых шпатов в каолинит, служащий основой каолина (фарфоровой глины); таким путем образовалось каолиновое месторождение в гранитах около Сент-Остелла в графстве Корнуолл.

Наблюдаемые в разных местах граниты различаются между собой не столько по составу и другим обычно отмечаемым в породах свойствам, сколько по условиям, в которых они встречаются. Некоторые граниты тесно связаны с метаморфическими породами, поскольку постепенно переходят в мигматиты и полосчатые гнейсы; другие, несомненно, интродированы, так как прорывают какие-либо породы, в которых видны преобразования, вызванные тепловым воздействием магмы; наконец, во многих случаях граниты занимают некоторое пространство внутри других пород, что свидетельствует об образовании их путем замещения вещества этих первичных пород в твердом состоянии (процесс метасоматоза). В то же время почти все граниты отчетливо тяготеют к областям складчатого горообразования — как в недавнем, так и в более отдаленном прошлом.

Представляется, что исходными были граниты, возникшие в результате своеобразного глубинного метаморфизма различных пород земной коры, которые под влиянием сильного разогрева и высокого давления были приведены в почти расплавленное состояние; в этом состоянии происходило их глубокое преобразование вследствие перетекания, взаимного проникновения, внедрения (как в мигматитах), замещения, а подчас и полного перемешивания вещества, что привело к образованию породы, состоящей из кварца, щелочного полевого шпата и слюды и имеющей зернистую кристаллическую структуру. Более точно судить о ее облике и свойствах затруднительно. Вероятно, некоторые типы глубинных пород преобразуются в граниты только в результате очень медленного, длящегося многие миллионы лет, привноса гранитного материала, что делает их в конце концов совершенно неузнаваемыми. При такой гранитизации непрерывно поступающие в породу флюиды взаимодействуют с ее веществом, оставляя в нем гранитный материал (кислого состава) и вынося некоторые

компоненты основного состава. Процессы замещения протекают в породах, погружившихся на большие глубины в крупных бассейнах седиментации, называемых геосинклиналями (см. гл. 12). Глубокое погружение и последующее преобразование пород сменяется затем общим подъемом территории и выведением пород на поверхность, в результате чего формируются грандиозные цепи складчатых гор. При этом происходит интенсивная миграция и постепенное проникновение к поверхности относительно легкого гранитного материала, который пронизывает воздымающиеся и сминающиеся в складки толщи в виде интенсивно внедряющихся, разрешающих внутреннее напряжение интрузий (например, кольцевых даек). Таково происхождение большинства интрузивных гранитов. В то же время некоторые граниты встречаются за пределами областей складчатого горообразования. Такие граниты тяготеют, скорее, к группе вулканических пород, образующихся из основной магмы: вероятно, они формируются на поздних стадиях вулканической активности из остаточного расплава, который в результате кристаллизационной дифференциации теряет все компоненты основного состава.

Диориты и сиениты — еще две разновидности plutonic пород, которые по сравнению с гранитами или даже габбро встречаются в меньших количествах. Диориты по составу близки к андезитам, а сиениты — к трахитам. Скорее всего, обе разновидности формируются из контаминированной гранитной или основной магмы и нередко действительно встречаются в пределах крупных гранитных массивов в виде ответвляющихся интрузивных тел (апофиз). По структуре — это грубозернистые породы, в штуфах их можно отличить от гранита только по отсутствию кварца. Сиениты часто содержат розоватый полевой шпат, тогда как в состав диоритов обычно входят белый плагиоклаз и значительное количество темноцветных минералов (например, роговой обманки или авгита).

КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВА В ЗЕМНОЙ КОРЕ:

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОРОДОФОРМИРУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Все рассмотренные до сих пор процессы преобразования вещества земной коры и формирования горных пород, как действующие на поверхности Земли, т. е. внешние, или экзогенные (разрушение ранее существовавших пород, транспортировка продуктов разрушения, их отложение, вулканизм), так и протекающие в ее недрах, т. е. внутренние, или эндогенные (глубинный магматизм, метаморфизм), являются отдельными составляющими грандиозной по пространственным масштабам и непрерывной во времени общей активности Земли. Сущность этих процессов состоит в том или ином изменении вещества в соответствии с различными условиями, в которые оно попадает. Так, породы, сформировавшиеся при высоких температурах и давле-

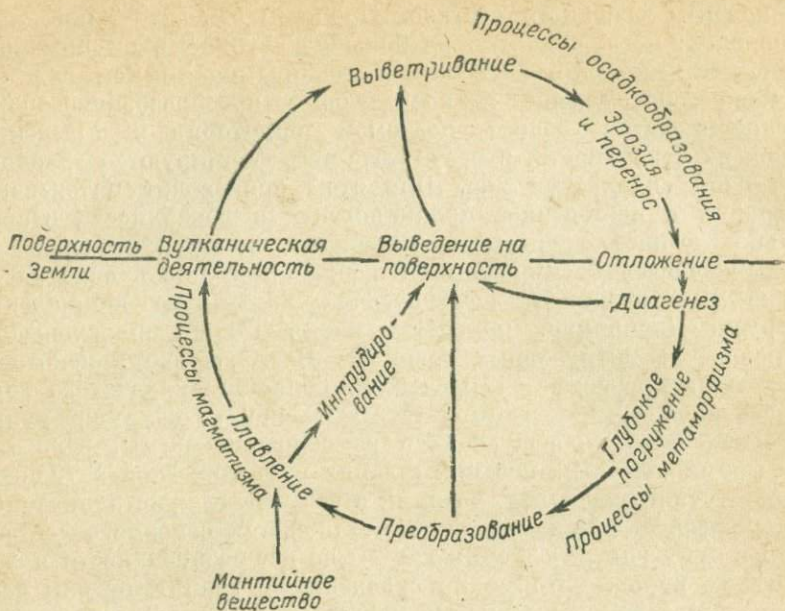


Рис. 108. Круговорот вещества в земной коре.

ниях в недрах Земли, часто становятся неустойчивыми и легко разрушаются в условиях низких температур и давлений, в которых они оказываются после выведения на поверхность и вступления в контакт с атмосферой. Очевидно, что все наблюдаемые породы представляют собой в той или иной степени временные образования, являющиеся отдельными звеньями непрерывной цепи эволюционных геологических преобразований вещества земной коры. Лавовые потоки, возникшие в результате излияния магмы на земную поверхность, разрушаются под действием выветривания и эрозии; образующийся при этом обломочный материал транспортируется в бассейны осадконакопления, где после отложения превращается в осадочные породы; затем последние могут быть глубоко погребены и метаморфизованы, превращены, скажем, в шиферные или даже кристаллические сланцы; и, наконец, возникшие таким путем метаморфические породы могут вновь выведены на поверхность в составе горной цепи и в свою очередь подвергнуться выветриванию и эрозии. Такой круговорот вещества горных пород совершается в земной коре непрерывно; на рис. 108 показаны все его главные петли. Одновременно происходит поступление в земную кору нового вещества, поднимающегося из мантии, которое в виде базальтов и габбро присоединяется к массе пород, слагающих континенты. Параллельно с этим определенная часть вещества постепенно оттекает из-под континентов в сторону океанов и снова уходит в мантий-

ные глубины Земли. Большая же часть вновь поступившего вещества вовлекается в круговорот в земной коре и подвергается, как и вещество, поступившее ранее, физическому и химическому разрушению и перестройке.

12. Тектонические структуры

В предыдущих главах рассматривались только те свойства горных пород, которые появляются в процессе их образования: при отложении и диагенезе осадка, остывании и кристаллизации магмы или изменении пород под влиянием высоких давлений и температур. Речь шла о химическом и минеральном составе, размере зерен, внутренних структурах и текстурах осадочных, магматических и метаморфических пород, а также об остатках древних организмов, захороненных в осадочных породах.

Большинство осадочных пород и лавовых потоков формируется и первоначально залегает в виде более или менее горизонтальных слоев. Тем не менее при обследовании обнажений в высоких обрывах или стенках карьеров можно заметить, что горизонтальное залегание пород встречается редко; обычно они наклонены, изогнуты, часто разбиты многочисленными пересекающимися трещинами или вообще раздроблены. Изучение этих структур позволяет получить сведения о механической деформации пород после их образования, происходящей под воздействием различных напряжений, например давления, растяжения и других, возникающих в земной коре в процессе ее опускания и поднятия. О таких структурах говорят, что они имеют тектоническое происхождение, являются *тектоническими* (в переводе с греческого «тектоника» — строительство), в отличие от первоначально присущих самим породам внутренних структур и текстур — седиментационных (у большинства осадочных пород) или кристаллизационных (у магматических и метаморфических пород).

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Для выявления тектонических структур необходимо в процессе исследования обнажений горных пород получить ответы на ряд вопросов о характере и форме их залегания.

1. Нормально ли залегают породы? Находятся ли наиболее древние из них в подошве, а самые молодые в кровле толщи, как должно быть при нормальном залегании, или же вся толща перевернута? Каким образом можно это установить?

Прежде всего при ответе на вопрос о нормальности залегания пород всегда помогает наличие углового несогласия между разными пластами, так как в этом случае более молодые пласты срезают торцы («головы») более древних (см. рис. 63). Весьма убедительно о положении подошвы и кровли осадочных толщ

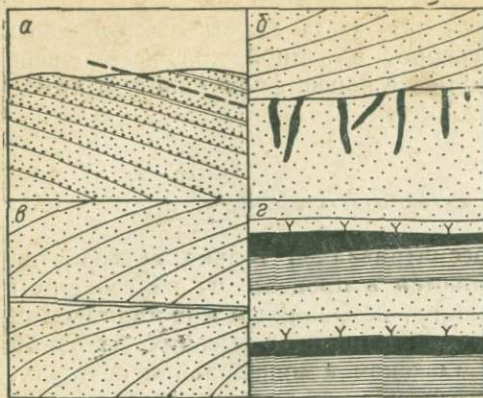


Рис. 109. Некоторые текстуры, позволяющие определять нормальное и перевернутое залегание пород. а — градационная слоистость; ниже штриховой линии залегание нормальное, выше — перевернутое; б — слой с ходами организмов, запечатанный косослойчатой серией; залегание нормальное; в — косая слоистость; залегание перевернутое; г — ритмическая слоистость угленосной толщи с корнями ископаемых растений; залегание перевернутое.

свидетельствуют различные текстурные образования, например косая и градационная слоистости (см. рис. 48), знаки ряби, следы дождевых капель, трещины усыхания и др. На рис. 109 показан ряд подобных текстур и видно, что по их особенностям можно легко установить нормальное и перевернутое залегание пород. Если осадочные толщи включают лавовые потоки, то для решения той же задачи нужно в каждом из них отыскать верхнюю выветрелую или шлаковидную зоны либо нижний интервал со столбчатой отдельностью (см. рис. 91). В угленосных толщах следует отыскивать ископаемые корни, которые пронизывают слои пород, подстилающих угольный пласт, но отсутствуют в слоях, лежащих непосредственно выше него.

2. Каковы простирание и падение пород? Установив, нормально ли залегает толща осадочных пород или она полностью перевернута, необходимо определить положение пород в пространстве. Для этого следует прежде всего выявить в толще слои и ограничивающие их поверхности напластования, причем надо убедиться, что за последние не приняты какие-либо другие плоскости — косой слоистости, метаморфической сланцеватости, разрывов или трещин. В связи с необходимостью проведения инструментальных измерений желательно выбрать среди всех плоскостей напластования наиболее четкую и ровную. Положение плоскостей напластования пород определяется в координатах трехмерного пространства (относительно стран света и горизонтальной плоскости), поэтому на отвесном обрыве или на плоской вертикальной стенке карьера обычно нельзя увидеть истинного залегания пород, удается наблюдать только кажущееся (видимое) залегание их.

Положение слоя в пространстве характеризуется двумя взаимно перпендикулярными направлениями: линиями простирания и падения, проходящими в плоскости напластования и называемыми элементами залегания слоя (рис. 110). Из них наиболее просто определяется линия простирания

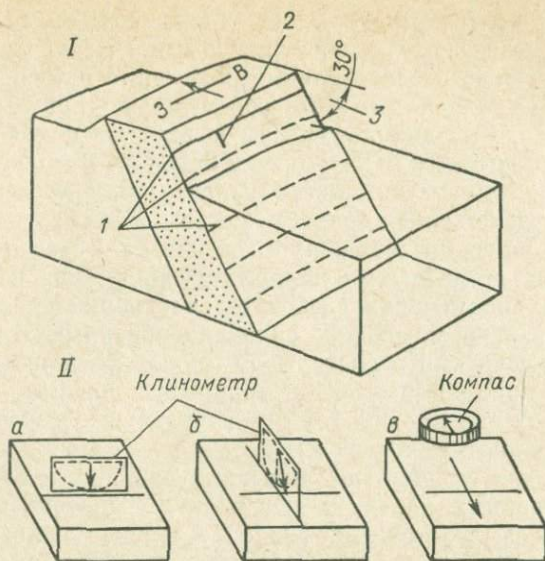


Рис. 110. Элементы залегания слоя (I) и их определения (II).

Элементы залегания: 1 — линии простирания, 2 — направление падения, 3 — угол падения. Определение элементов залегания: а — линии простирания, б — направления и угла падения, в — азимута падения.

рания: это — линия пересечения поверхности напластования с горизонтальной плоскостью. Для установления положения линии простирания в пространстве используются два инструмента: уровень или клинометр (угломер) — для определения ее положения на поверхности напластования, пересекаемой горизонтальной плоскостью, и компас — для определения ее направления относительно стран света. Направление простирания характеризуется азимутом — углом между линией простирания и направлением магнитного меридиана, считая от его северного конца по ходу часовой стрелки. Оба указанных инструмента обычно совмещаются в одном — горном компасе. Определив простирание, на поверхности слоя можно прочертить отвечающую ему линию; после этого по перпендикуляру к ней, направленному вниз по наклону слоя и называемому линией падения, можно измерить клинометром угол максимального наклона слоя относительно горизонтали — угол падения. Замеряется также азимут падения.

3. Какие формы складок и разрывных нарушений встречаются в породах? Выше уже отмечалось, что первичное горизонтальное залегание пород бывает, как правило, различным образом искажено. Наиболее обычными видами искажений являются складки, когда породы изогнуты и смяты, и разрывные

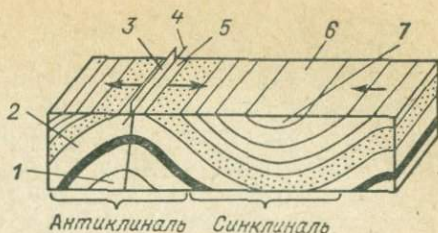
н а р у ш е н и я (разрывы), когда они разбиты на части (блоки) и эти блоки по разрывам перемещены относительно друг друга; встречаются также незначительные разрывные нарушения, вдоль которых блоки пород почти не перемещались, они называются трещинами. Складки и разрывы возникают под воздействием деформирующих сил, приложенных к породам. Эти силы, особенно высокое давление, сжатие, иногда меняют, как уже было показано (см. гл. 11), даже сам характер (состав и внутреннюю структуру) пород, но всегда приводят к той или иной степени их деформации. Если воздействию деформирующих сил подвергаются еще относительно мягкие и, следовательно, гибкие породы, то в них образуется непрерывный ряд складок, подобных тем, которые получают, если смять скатерть на столе. Если же деформирующие силы прикладываются к хрупким породам, то под воздействием этих сил происходит их разрушение. Осадочные толщи большой мощности сминаются в складки легче, чем маломощные отложения, залегающие на жестком фундаменте из древних консолидированных пород, в чем можно убедиться на примере юрских и меловых отложений Южной Англии, мощность которых достигает многих тысяч метров. В результате альпийских складчатых движений в этих отложениях образовались многочисленные открытые складки, в то время как менее мощные толщи того же возраста к северу от р. Темзы были только наклонены и нарушены разрывами. Иногда слои пород из очень податливого, пластичного вещества полностью теряют устойчивость, вещество в них начинает течь (см. рис. 56); выше уже упоминалось об этом своеобразном «пластическом течении» таких горных пород, как лед и соль, но, оказывается, оно может возникать и во многих других породах при очень длительном воздействии на них деформирующих сил.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Складчатые структуры. Различают два основных типа складчатых структур (складок): **антиклинальные** (антиклинали), в которых изгиб слоев горных пород обращен выпуклостью вверх, и **синклинальные** (синклинали), в которых слои изогнуты выпуклостью вниз (рис. 111). Формы этих основных структур очень разнообразны (рис. 112). Они различаются по положению осевых плоскостей в пространстве, наклону крыльев и по соотношению этих элементов. Складки могут быть **прямыми** (симметричными), с вертикальными осевыми плоскостями, или **косыми**, наклонными (асимметричными), у которых осевые плоскости наклонены. Складки с одним очень крутым крылом, сопряженным с двумя горизонтальными или почти горизонтальными, иногда называют **моноклинальными** (моноклиналями).

Рис. 111. Антиклинальная и синкли-
нальная складки и их элементы.

1 — ядро антиклинали; 2 — крыло;
3 — осевая плоскость; 4 — ось (шар-
нир); 5—6 — замки складок (5 — свод
антиклинали, 6 — перегиб синкли-
нали); 7 — ядро синклинали.



Кроме того, складки бывают опрокинутыми (когда их крылья наклонены в одну сторону), лежачими (когда крылья имеют горизонтальное залегание) и перевернутыми. У всех этих складок слои на одном из крыльев перевернуты, имеют обратную последовательность по сравнению с нормальной последовательностью на другом крыле. Складки могут быть открытыми, широко расставленными, или, наоборот, тесно сжатыми; в поперечном сечении они могут быть круглыми или угловатыми. Все эти особенности определяются интенсивностью и направлением складкообразующих давлений, а также податливостью и гибкостью пород, подвергающихся смятию. Оси (шарниры) складок могут быть наклонены к горизонту, в этом случае складки нередко устойчиво погружаются (ныряют) в глубину с одного или с обоих концов.

Изгибание слоев пород при смятии их в складки часто приводит к тому, что в сводах антиклиналей породы начинают растрескиваться точно так же, как это происходит с жесткой чернильной резинкой, когда ее сгибают пополам. Образующиеся таким путем трещины могут быть заполнены просачивающимися растворами и постепенно «залечены» выпадающим из них минеральным веществом либо же могут стать основой для формирования в сводах складок ослабленных зон, которые легко поддаются выветриванию и речной эрозии. Хотя антиклинали в процессе формирования образуют в рельефе возвышенности, а синклинали — долины, при длительной эрозии эта картина часто меняется на обратную. Пример такого обращенного рельефа —

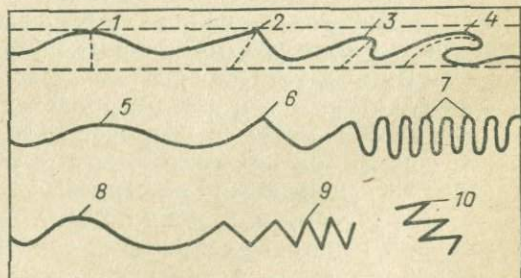


Рис. 112. Формы складок.

1 — прямая, или симметричная;
2 — косая (наклонная), или
асимметричная; 3 — опрокину-
тая; 4 — лежачая; 5 — откры-
тая; 6 — пережатая; 7 — изо-
клинальные; 8 — округлая;
9 — угловатые (симметричные);
10 — зигзагообразные (лежа-
чие).

долина Пьюси на севере Солсберийской равнины, тянущаяся по своду антиклинали.

Очень характерные складчатые структуры возникают в том случае, когда сминаются толщи, в которых чередуются слои и пачки массивных жестких пород и слабых пластичных глинистых сланцев; пласты жестких крепких пород называются к о м п е т е н т н ы м и, а слабых некомпетентными. Во время как компетентные слои сопротивляются деформирующим силам (например, боковому давлению), воздействующим на породы, и образуют плавные округлые складки, некомпетентные слои легко сминаются и оказываются резко искривленными. Некоторые результаты такой несогласованной складчатости, в том числе опрокинутые и зигзагообразные складки, можно наблюдать в сложенных верхнекаменноугольными породами обрывах вокруг Брод-Хейвена в Западном Пембрукшире.

Наиболее крупные и резко выраженные складки встречаются только в определенных районах, чаще всего в областях складчатого горообразования; обычно эти структуры слишком велики, чтобы их можно было увидеть целиком или проследить на стенках карьеров и даже в высоких обрывах. Северо-Шотландское нагорье и грандиозные хребты складчатых гор, например Альп, Гималаев и Анд, состоят из серий разнообразных крупных складок, изоклиальных и опрокинутых, а также из огромных, разделенных разрывами пластинчатых блоков горных пород.

Области интенсивной складчатости могут также подвергнуться динамическому или даже региональному метаморфизму, вызывающему кливаж пород; для складчатых структур особенно характерен кливаж, сопровождающийся развитием сланцеватости и тонких сближенных трещин, ориентированных параллельно осевым плоскостям складок.

Разрывные структуры. Эти структуры образуются в тех случаях, когда горные породы разбиваются крупными трещинами на блоки, которые перемещаются вдоль трещин относительно друг друга. Разрывные структуры могут возникнуть при интенсивном сдавливании или, напротив, при растягивании пород, т. е. под воздействием таких деформирующих сил, как сжатие и растяжение (рис. 113). Растяжение, приводящее к разрыву пород, проявляется, по-видимому, чаще; при этом возникают разрывные структуры, называемые н о р м а л ь н ы м и с б р о с а м и. При сбросе (если разрыв не вертикальный) один из блоков соскальзывает с другого и происходит некоторое расширение земной коры в месте ее разрыва. В том случае, когда разрывы пород образуются под воздействием сжатия, один из возникших блоков взгромождается на другой и возникают в з б р о с ы (обратные сбросы) или н а д в и г и. При этом в месте разрыва происходит некоторое сокращение земной коры. В обоих случаях главным является вертикальное перемещение блоков пород,

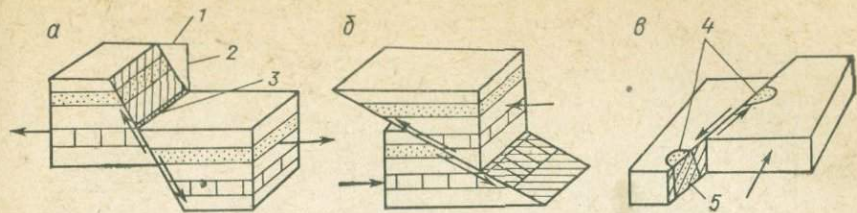


Рис. 113. Крутопадающие разрывы.

a — нормальный сброс (растяжение и расширение земной коры); *б* — взброс (сжатие и сокращение земной коры); *в* — сдвиг. 1 — горизонтальное смещение; 2 — вертикальное смещение; 3 — линия сброса; 4 — смещение частей разорванного интрузива; 5 — плоскость разрыва.

В отличие от разрывных структур, называемых сдвигами, в которых преобладает горизонтальное перемещение. Разрывные структуры можно также различать по соотношению их с направлениями простирания и падения пород, в которых они образовались. Так, разрывы, параллельные линии простирания пород, называются разрывами (сбросами, взбросами, сдвигами или надвигами) по простиранию (*strike faults*), или параллельными; параллельные линии падения пород — разрывами по падению (*dip faults*), или поперечными; во всех промежуточных случаях — косыми, или диагональными. Для различения разрывных структур по соотношению направлений смещения и элементов залегания плоскости разрыва используется иная терминология. Структуры со смещением в направлении падения плоскости разрыва называют разрывами со скольжением по падению (*dip-slip faults*); это структуры преимущественно с вертикальным смещением, названные выше нормальными сбросами и взбросами. Структуры со смещением по простиранию плоскости разрыва, т. е. главным образом по горизонтали, называются разрывами со скольжением по простиранию (*strike-slip faults*); это упомянутые выше сдвиги. По величине угла наклона разрывов сбросы, взбросы и сдвиги относятся к крутопадающим, а надвиги и надвиговые покровы к пологопадающим разрывным структурам.

Вдоль плоскостей разрывов часто прослеживаются зоны дробления (шириной от нескольких сантиметров до нескольких метров), заполненные тектонической брекчией — массой угловатых обломков пород и тонким глинистым материалом, которые образуются за счет трения блоков. При отсутствии тектонической брекчии породы в плоскости разрыва могут быть сильно притерты и отполированы или изборождены царапинами; такие плоскости разрывов называются зеркалами скольжения. Крупные разрывные структуры, тянущиеся на сотни километров, в большинстве случаев представляют собой не одну линию нарушения сплошности пород, а целую зону нескольких почти

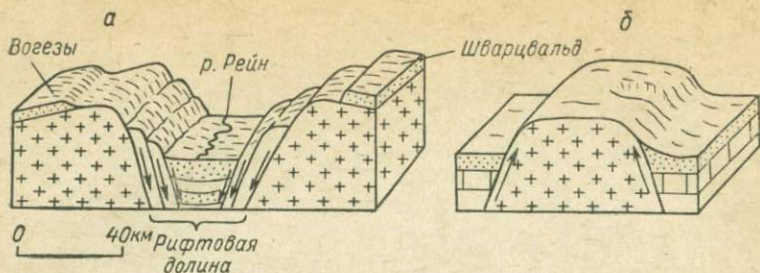


Рис. 114. Грабен (а) и горст (б).

параллельных разрывов. Такие разрывы нередко не проявляются на поверхности в виде четко выраженных обнажений — положительных форм рельефа (уступов, обрывов); являясь ослабленными зонами, в которых породы легче поддаются разрушению, они могут быть заняты оврагами, руслами рек и заполнены выветрелым обломочным материалом. В подобных случаях для выявления зон разрывных нарушений необходимо тщательно проанализировать и сопоставить состав и условия залегания пород по обоим бортам речной долины или оврага.

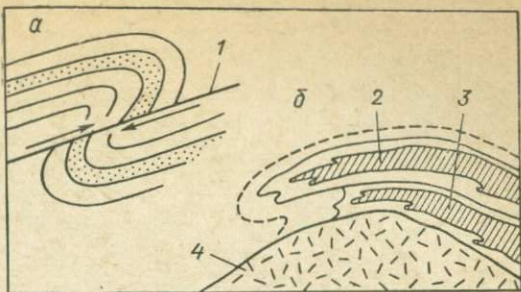
Нормальные сбросы часто группируются в две параллельные системы разрывов с плоскостями, наклоненными навстречу друг другу, между которыми ступенчато опущены большие блоки пород; такие разрывные структуры называются *г р а б е н а м и*, или *р и ф т о в ы м и д о л и н а м и*, представляющими собой узкие вытянутые понижения рельефа, в которых обычно развиваются крупные озерно-речные системы. Типичные примеры рифтовых долин — Рейнская (рис. 114) и Восточно-Африканская. Обе образовались в результате воздымания крупных куполовидных антиклинальных структур (вытянутых в плане) и последующего ступенчатого проседания их центральных частей по параллельным разрывам; ширина долин свыше 40 км. Озеро Виктория в Восточной Африке возникло в еще более обширном рифтовом понижении, образовавшемся между двумя областями куполовидного воздымания.

Не менее распространено и противоположное явление, когда между параллельными системами разрывов происходит воздымание блоков пород и образуются разрывные структуры, называемые *г о р с т а м и*, или *б л о к о в ы м и г о р а м и*. Именно таким образом возникли горы Гарц в ГДР и Лонгмайнд в Великобритании (графство Шропшир) (см. рис. 114).

Разрывные структуры типа взбросов чаще всего имеют небольшой угол наклона, т. е. являются надвигами, особенно в областях очень интенсивной складчатости, где степень деформации пород выше той, при которой они еще способны сминаться в простые, без разрывов, складки. Часто надвиги возникают на подвернутых крыльях лежащих складок (рис. 115). В Альпах, напри-

Рис. 115. Пологопадающие разрывы.

а — надвиг; б — надвиговый покров (шарьяж). 1 — плоскость надвига; 2 — верхний покров; 3 — нижний покров; 4 — блок древних пород.



мер, наблюдаются целые системы очень полого надвинутых пластин пород, так называемых надвиговых покровов (шарьяжей); они надвинуты как на пластичные совсем молодые, так и на жесткие породы древнего складчатого основания. Значительная по масштабам надвиговая зона обнаружена на Северо-Шотландском нагорье, где складчатые и метаморфизованные докембрийские породы мойнской серии надвинуты на неметаморфизованные породы торридонской серии и кембрия; здесь возникла обширная зона дробления дислоцированных пород, во многих местах превратившихся в милониты, причем установлено, что часть пород была перемещена с места первичного залегания по крайней мере на 16 км.

Значительные перемещения блоков горных пород, охватывающие подчас весьма обширные участки, происходят по разрывам типа сдвигов. К числу крупных сдвигов относится Грейт-Глен в Северной Шотландии — широкий пояс раздробленных пород, вдоль которого горизонтальное движение блоков, если судить по смещению разорванных этим нарушением гранитов, составило 100 км (см. рис. 113, в); именно на таком расстоянии друг от друга находятся сейчас гранитные массивы Фойерс и Строншиан, некогда составлявшие единый массив. Северная часть Шотландии сместилась на 100 км к юго-западу главным образом в ходе позднекаледонских движений в конце девонского периода, однако и сейчас в этом районе отмечаются небольшие землетрясения, свидетельствующие о подвижности разделенных разрывом блоков земной коры. Наиболее широко известен такой грандиозный разлом земной коры, как сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии (рис. 116), имеющий длину 1300 км и ширину полосы брекчированных пород в зоне разлома 2 км. Относительное перемещение блоков земной коры по разлому происходит начиная с поздней юры, причем Тихоокеанский блок движется к северу, в результате чего за прошедшее время существенно изменилась форма Калифорнийского залива, а некоторые участки в этом блоке передвинулись на расстояние свыше 500 км. Перемещение идет неравномерно, отмечаются кратковременные периоды резкого ускорения движения; с одним из них связано разрушитель-

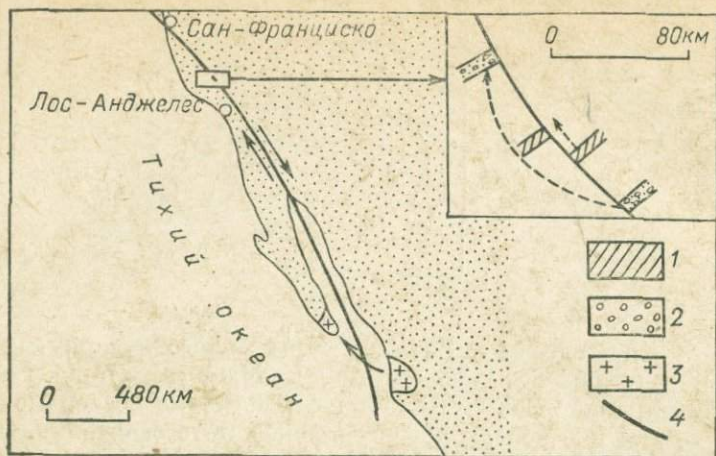


Рис. 116. Разлом Сан-Андреас.

1 — плейстоценовые отложения; 2 — верхнемиоценовые отложения; 3 — граниты; 4 — линия разлома. На крупномасштабной врезке показано, насколько разошлись находящиеся по разные стороны от разлома отложения плейстоцена (18 км) и верхнего миоцена (100 км).

ное землетрясение 1906 г. в Сан-Франциско, когда смещение некоторых участков сразу на несколько метров привело к разрыву газопроводов, что вызвало многочисленные пожары. Средняя скорость движения по разлому — 4 км/млн. лет, однако сейчас, в эпоху усиления тектонической активности земной коры, она, видимо, достигает 50 км/млн. лет.

Складчатые и разрывные структуры и геологическое время. Как можно определить возраст складки или разрыва? Обычно для этого имеются по меньшей мере две группы критериев, относящихся соответственно к раннему и позднему возрастным пределам. Складчатые или разрывные движения не могут быть древнее самых молодых пород, затронутых ими, и моложе самых древних ненарушенных пород, перекрывающих складки или разрывы. Например, породы каменноугольного возраста в Пеннинах смяты в складки и нарушены разрывами, а в вышележащих пермских породах ни тех, ни других структур не наблюдается. Исходя из этого возраст складчатых и разрывных деформаций в Пеннинах определяется как позднекаменноугольный, тем более что здесь отсутствуют самые верхние слои пород этого возраста, распространенные в других местах. Обычно граница между более древними толщами, подвергшимися складчатому и разрывному деформациям, и покрывающими их более молодыми ненарушенными фиксируется по поверхности углового несогласия; на рис. 117 показано, как такое несогласие выглядит на геологической карте.

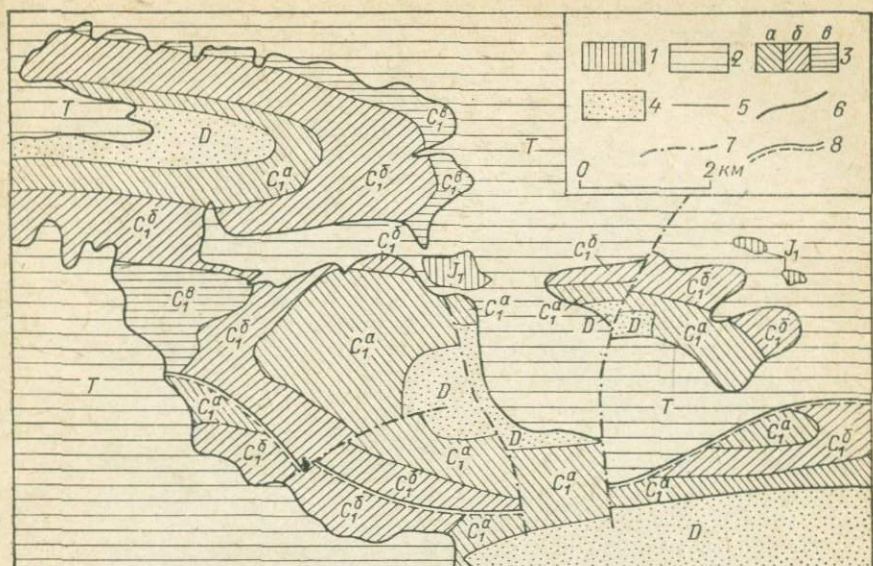


Рис. 117. Соотношение складчатых и разрывных структур на геологической карте (район Уэльса, графство Сомерсетшир; по данным Института геологических наук).

1 — нижнеюрские отложения; 2 — триасовые отложения; 3 — три последовательные пачки нижнекаменноугольных пород; 4 — девонские красные песчаники; 5 — нормальные границы между отложениями; 6 — граница несогласного залегания; 7 — линии сбросов; 8 — линии надвигов.

Крупные разломы земной коры, подобные разлому Сан-Андреас, могут иметь длительную историю развития с периодическим возобновлением движения контактирующих по разломам блоков. Краевой разлом Северо-Шотландского нагорья образовался, по-видимому, еще в ордовике, но до сих пор движение блоков по нему проявляется в виде слабых землетрясений, которые отмечаются, например, в Комри (графство Перт). Похоже, что такие разломы тяготеют к наиболее ослабленным линейным зонам земной коры.

Трещинные структуры. Многие нарушения сплошности, поверхности отдельности (делимости), наблюдаемые в породах, не могут быть названы разрывными структурами в том смысле, в каком до сих пор употреблялось это понятие, потому что вдоль них не происходит перемещения блоков пород. Такие нарушения называют трещинами. Возникновение их обусловлено различного рода напряжениями, возникающими при движении земной коры, о которых говорилось выше. Трещины играют важную роль в формировании облика рельефа и рисунка гидрографической сети, поскольку в местах их распространения в породах возникают ослабленные зоны, легко поддающиеся воздействию сил выветривания. Выделяют несколько типов трещин.

1. Осадочные породы пересекаются трещинами сокращения (усадки) и уплотнения, образующимися

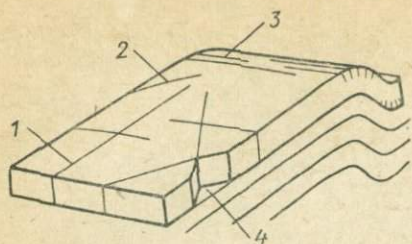


Рис. 118. Тектонические трещины.

1 — трещина поперечная, перпендикулярная к простиранью складки; 2 — трещина, косо секущая складку; 3 — система трещин растяжения в своде складки, идущих параллельно ее простиранью; 4 — выкалывание по трещинам блоков пород.

в процессе диагенеза, когда возникшие из осадка породы полностью обезвоживаются и становятся более плотными под влиянием веса вышележащих слоев.

2. Вертикальные трещины остывания весьма характерны для лав, в которых сокращение объема обусловлено другой причиной (см. гл. 10). Впечатляющие примеры такой трещиноватости — шестигранная столбчатая отдельность в лавах плато Антрим («Мостовая Гигантов») и на о. Стаффа. Эта отдельность развита в направлениях, перпендикулярных к охлаждающим поверхностям, по которым текли лавовые потоки, причем трещины и столбы лавы могут быть изогнутыми.

3. Интрузии могут рассекаются трещинами, параллельными плоскостям их контактов с вмещающими породами, что обуславливает скалывание громадных изогнутых пластин породы. Такая отдельность (называемая отдельностью «котельного железа» — «boiler plate») характерна для краевых частей гранитного массива Гоут-Фелл на о. Арран; считают, что возникновение ее было вызвано расширением пород, когда первоначальные силы сжатия были устранены в результате разрушения и сноса вмещающих (прежде всего покрывающих) пород. Интрузии рассекаются также системами взаимно перпендикулярных трещин, возникших при остывании и затвердении магматического расплава. Именно такие трещины часто определяют форму гидрографической сети, как, например, в Бодмин-Муре (см. рис. 15, е). Трещины в магматических породах бывают заполнены пегматитами и минеральными жилами, сформированными на поздней стадии остывания интрузии, когда в породах продолжается циркуляция растворов и газов.

4. Известны и другие типы трещин, являющихся прямым результатом напряжений, обусловленных движениями земной коры, в особенности складчатыми (рис. 118).

РАЗВИТИЕ ПОДВИЖНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ И ОБРАЗОВАНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ГОР

Ранее уже упоминалось о двух геологических явлениях, сопровождающихся воздыманием земной поверхности и возникновением горных массивов: речь шла о формировании вулканических

поднятий и конусов и об образовании громадных горстов — блоковых, или глыбовых, гор. Однако самые грандиозные и высокие горы на Земле — это складчатые горы, представляющие собой цепи очень высоких поднятий, тянущиеся на тысячи километров. Анды, Скалистые горы, Альпы и Гималаи — все это молодые (по масштабам геологического времени) складчатые горы. Они поднялись в относительно недавнее время — в течение третичного периода, причем Гималаи — самые высокие из них, они сформировались последними. Под действием поверхностных геологических сил в Гималаях образовались глубокие эрозионные врезы, но высокие вершины этих гор понизились пока весьма незначительно; в то же время Альпы снизились, по-видимому, уже на половину своей максимальной первоначальной высоты. Более древние системы складчатых гор за прошедшие со времени их образования геологические периоды полностью разрушились до состояния пенепплена: в этом убеждают резкие угловые несогласия во взаимоотношениях существенно разновозрастных пород, прослеживающиеся на больших территориях, а также наличие на плоских вершинах некоторых блоковых гор крупных участков древних пенеппленов (поверхностей выравнивания), которые были подняты между двумя системами разрывов.

Как уже отмечалось, в верхней части земной коры выделяются линейные зоны, подверженные постоянным движениям и преобразованиям, к которым тяготеют землетрясения и вулканическая деятельность (см. рис. 88), в то время как остальные более или менее изометричные области не испытывают существенных изменений, характеризуются почти полным отсутствием сейсмических и вулканических явлений. Такие активные неустойчивые зоны земной коры — подвижные пояса — отличаются от устойчивых областей и во многих других отношениях. Подвижные пояса — это длинные узкие извилистые зоны, в которых накапливаются мощные толщи осадочных пород; на обширных площадях устойчивых областей образуются осадочные толщи сравнительно небольшой мощности. Для подвижных поясов характерны крупномасштабные *орогенические*, или горообразующие (горообразовательные), движения, которые вызывают образование в земной коре резких складок, воздымающихся в виде гор; устойчивые области подвержены только *эпейрогеническим* («континентообразующим») движениям, вызывающим как бы общее коробление земной коры, образование в ней обширных пологих поднятий и впадин, а также крупных разломов.

Таким образом, к числу подвижных поясов в настоящее время могут быть отнесены те территории, для которых особенно характерны землетрясения и вулканическая активность. В непосредственной близости к этим поясам расположены все глубочайшие океанические впадины (желоба), тянущиеся вдоль побережий Вест-Индии и Ост-Индии, Филиппинских и Японских островов. Одна из них, впадина Тонга, имеет длину 1100, ширину 60 и глу-

бину около 11 км, причем поверхность Мохоровичича проходит здесь на 9 км глубже, чем обычно. Глубоководные впадины отчетливо параллельны дугообразным архипелагам вулканических островов (островным дугам), таким как Алеутский, которые нередко служат продолжением складчатых горных хребтов на континентах.

Предполагается, что глубоководные впадины в их нынешнем состоянии отвечают ранним стадиям развития древних крупных седиментационных прогибов (трогов), где накопились огромные толщи пород, из которых в дальнейшем на месте прогибов сформировались складчатые горы. Другие подобные прогибы заполнились, видимо, мелководными отложениями: для этого скорость осадконакопления должна была соответствовать скорости прогибания. Такие прогибы называются геосинклиналями; именно с них всегда начиналось развитие складчатых гор. Много об истории геологического развития геосинклинальных подвижных поясов хорошо известно; однако некоторые важные детали этого сложного процесса до сих пор остаются невыясненными, а целый ряд наблюдаемых фактов не находит удовлетворительного объяснения. В настоящее время общепризнанно, что развитие геосинклиналей и формирование складчатых гор — отражение каких-то сложных процессов движения и преобразования вещества внутри Земли и что в прошлом образование этих характерных форм земной коры было каким-то образом связано с общим сжатием Земли и, как полагают, с движением континентов по ее поверхности. В последние годы большую популярность приобрела идея об очень медленных конвекционных течениях (токах) вещества, циркулирующих в мантии. Поскольку они проходят непосредственно под основанием земной коры, то способны увлечь за собой огромные блоки пород литосферы; это происходит в тех местах, где конвекционные течения, достигнув основания коры, поворачивают в глубь Земли. Именно в таких местах в земной коре образуются крупные вытянутые зоны устойчивого прогибания.

Анализируя полные разрезы отложений в складчатых областях земной коры, можно проследить последовательность стадий развития геосинклинальных подвижных поясов с постепенным преобразованием геосинклиналей в системы складчатых гор; схематически это показано на рис. 119.

1. Геосинклинальная стадия (рис. 119, а). Геосинклиналь возникает в том случае, когда длинная узкая зона земной коры теряет устойчивость и начинает прогибаться, образуя на поверхности глубоководную океаническую впадину или область мелководного моря, дно которого медленно и устойчиво опускается. Вначале, при больших глубинах бассейнов, осадконакопление может идти очень медленно, в глубоких застойных водах накапливаются главным образом тонкие илы, содержащие большой процент неразложившегося органического вещества. Однако, поскольку одновременно с прогибанием занятой морем области осадконакопления происходит воздымание окружающей суши, рано или поздно в результате ее разрушения

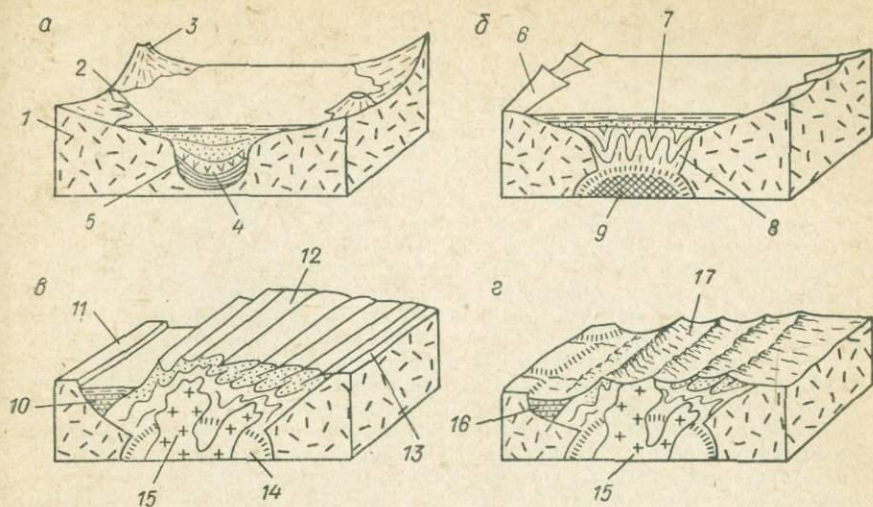


Рис. 119. Формирование складчатых гор в подвижных геосинклинальных поясах земной коры.

Стадии: а — геосинклинальная (осадконакопление и образование пород); б — ранняя орогенная (складчатость, предвещающая орогенез); в — поздняя орогенная (общее воздымание и образование складчатых гор); г — послеорогенная (эрозия гор). 1 — устойчивые породы фронтальных (обрамляющих) областей (форландов); 2 — мелководные шельфовые (эпиконтинентальные) моря; 3 — вулканы; 4 — черные глинистые (аспидные) сланцы, лавы, граувакки; 5 — глубокий прогиб земной коры с мощной толщей отложений; 6 — поднятые краевые зоны; 7 — последние быстро сформировавшиеся осадочные образования; 8 — сжатые изоклинальные складки; 9 — зона метаморфизма и гранитизации; 10 — впадина, заполненная продуктами эрозии; 11 — глыбово-сбросовые сооружения в породах форланда; 12 — серия надвиговых покровов; 13 — зона надвижения на форланд; 14 — зона глубинных измененных пород; 15 — гранитные интрузии; 16 — аркозы; 17 — горы, разрушаемые реками, ледниками и ветром.

в геосинклинальное море устремляются громадные количества разнообразных осадков. Воздымание суши обычно сопровождается вулканической деятельностью, вследствие которой в осадочных отложениях формируются мощные прослои спилитовых лав и туфов. Постепенно интенсивность восходящих движений земной коры в области суши возрастает, что ведет к усилению ее эрозии; максимум интенсивности эрозийных процессов выражается в отложении мощных толщ граувакк. В конечном счете весь геосинклинальный прогиб заполняется вулканогенными и осадочными отложениями, мощность которых может достигать 10 км. В целом весь процесс протекает очень медленно и длится от 100 до 200 млн. лет.

2. Ранняя орогенная стадия (рис. 119, б). На этой стадии прогибание геосинклинали прекращается и заполняющие ее отложения подвергаются сжатию, под действием которого в них образуются складки, надвиги и надвиговые покровы. Сжатие и нарушение первичного залегания отложений начинается еще на поздних этапах геосинклинальной стадии, когда происходят медкие вертикальные колебательные движения территории: периоды кратковременного подъема сменяются периодами спокойного непрерывного осадконакопления, в результате чего формируются характерные толщи часто чередования тонких слоев глин и грубых граувакк — так называемый ф л и ш. Для разреза сформировавшихся отложений характерны небольшие местные несогласия. Наиболее глубоко погружившиеся породы в условиях высоких температур и давлений метаморфизуются, а нередко и гранитизируются или же только частично протитуются поступающими из магматических очагов флюидами, превращаясь в мигматиты. На этой стадии подвижная геосинклинальная зона, сложенная свежими

пластичными отложениями, находясь между двумя фронтальными по отношению к ней областями суши (форландами), сложенными жесткими древними породами, оказывается как бы в тисках — происходит сильное сжатие заключенных между форландами толщ пород.

3. Поздняя орогенная стадия (рис. 119, в). Это стадия собственно горообразования. Мощные толщи смятых в складки и метаморфизованных вулканогенных и осадочных отложений, образовавшихся на предыдущих стадиях, воздымаются, образуя цепи высоких складчатых гор. Воздымание, вероятно, в значительной мере обусловлено действием механизма изостатического выравнивания (см. гл. 13) и сопровождается мощными надвиговыми движениями, связанными с выдавливанием пластичных смятых в складки пород вверх и последующим опрокидыванием складок в стороны от центра воздымания. По мере подъема горных цепей развивается процесс их эрозии, так что возникающие по обеим сторонам горной системы краевые прогибы быстро заполняются отложениями аркозового типа (молассами). На этой стадии из глубины земной коры в воздымающиеся толщи нередко внедряются гранитные интрузии. В целом весь процесс складчатого горообразования на обеих орогенных стадиях продолжается достаточно долго, причем, как видно, частично совпадает с процессами осадконакопления и образования пород. Например, складчатые движения альпийского орогенеза длились с позднего мела до миоцена (т. е. около 60 млн. лет), параллельно с ними в течение всего этого времени происходило осадконакопление и формирование пород; орогенические движения, хотя и в ослабленном виде, продолжают в областях альпийского орогенеза и поныне, о чем свидетельствуют постоянные землетрясения. Возможность совмещения процессов складкообразования и осадконакопления обусловлена миграцией оси геосинклинали, благодаря чему внутри ее происходит перераспределение воздымающихся участков складкообразования и прогибающихся участков осадконакопления.

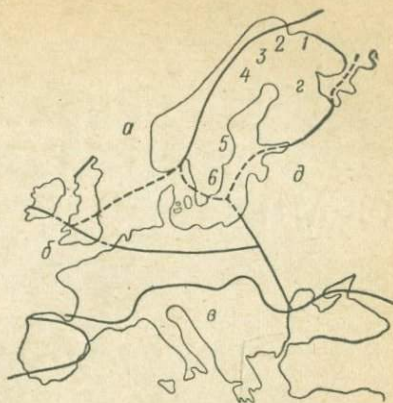
4. Послеорогенная стадия (рис. 119, г). Характерна почти полным прекращением орогенических движений; горные хребты становятся более стабильными и постепенно разрушаются; эрозия, а также магматическая деятельность заметно ослабевают, однако должно пройти еще немало времени, прежде чем вновь образовавшаяся горная область станет окончательно «спокойной». На ее территории на послеорогенной стадии преобладает суша, местами развиваются пустыни; очень характерны континентальные отложения, в том числе золотые пески и соляные породы (эвалориты). В конечном счете вся территория полностью выравнивается (пенепленизируется), а обнажившиеся в результате этого «корни» гор покрываются водами постепенно наступающих на сушу мелких морей.

ОРОГЕННЫЕ ЦИКЛЫ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ СООТНОШЕНИЕ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

История геологического развития крупных регионов, подобных Европе или Северной Америке, может быть представлена в виде последовательности периодически повторяющихся орогенных циклов, каждый из которых, как было показано, начинается геосинклинальной стадией и заканчивается послеорогенной. На рис. 120 показана картина распределения разновозрастных орогенных областей на территории Европы. В последокембрийское время наиболее древняя геосинклинальная область существовала здесь в раннем палеозое (кембрий, ордовик, силур); она простиралась в Северной Европе от Ирландии до Северной Норвегии, охватывая центральную и северную части Великобритании. Складчатые горы, поднявшиеся на месте этой геосинклинали в конце

Рис. 120. Области орогенеза на территории Европы.

а — каледонский орогенез (400 млн. лет);
б — армориканский орогенез (250 млн. лет);
в — альпийский орогенез (50 млн. лет); *г* — докембрийские орогенезы Скандинавского щита (млн. лет: 1 — 3200—3300, 2 — 2600—2700, 3 — 1900—2100, 4 — 1650—1750, 5 — 1850, 6 — 1000); *д* — Русская платформа: нарушенные породы; начиная с докембрия орогенез отсутствовал.



силура, были разрушены, а большая часть обломочного материала была вынесена в другую геосинклиналь широтного простирания, занимавшую территорию Центральной Европы в позднем палеозое (девон, карбон). Третья геосинклиналь, протягивавшаяся на восток до нынешних Гималаев, образовалась на месте нынешней Южной Европы. Эта геосинклиналь, носящая название Тетис, существовала начиная с пермского периода, на протяжении всего мезозоя (триас, юра, мел), вплоть до третичного периода, когда произошла очередная — пока последняя в геологической истории — серия складчато-орогенических движений, в результате которой образовались Альпы. Нынешняя эпоха — время постепенного затухания альпийских орогенических движений, начало окончательного разрушения высоких складчатых гор.

Таким образом, пространственная картина геологической истории Европы выглядит так, как будто бы территория ее постепенно разрасталась за счет последовательного наращивания все новых складчатых горных систем в направлении от первичного «ядра» — докембрийского Скандинавского щита. Фактически же породы основания (фундамента) каждой последующей геосинклинали уже принимали участие в предшествующих циклах геосинклинального развития и орогенеза: породы, претерпевшие складчатость в ходе позднесилурийского орогенеза, содержат блоки и плиты подстилающего их докембрийского фундамента. В Альпах среди мощных складчатых толщ встречаются крупные массивы герцинских и докембрийских гранитов. Следовательно, в ходе геологической истории на территории Европы происходило не просто наращивание устойчивого континентального массива, но прежде всего последовательное пространственное смещение подвижного неустойчивого пояса земной коры, служившего местом заложения и развития геосинклинальных прогибов.

Недавние исследования докембрийских отложений в скандинавском «ядре» континента позволили установить в этом районе такую же картину: здесь обнаружены признаки еще целого ряда наиболее древних орогенных циклов (см. рис. 120).

ОБЩАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ, ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

13. Внутреннее строение и происхождение Земли

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Современные знания о составе и внутреннем строении Земли по полноте и достоверности существенно отличаются от знаний, касающихся пород и геологических процессов, происходящих на ее поверхности. В связи с тем, что до сих пор удалось проникнуть в глубь земных недр всего на несколько километров, для заключения о возможном характере внутреннего строения Земли приходится использовать целый ряд косвенных методов наблюдения.

Люди очень давно заметили, что вулканы извергают расплавленную лаву с чрезвычайно высокими температурами и что по мере проходки очень глубоких шахт температура недр неуклонно повышается. Прямые наблюдения и свидетельства подобного рода постепенно привели к заключению, что земные недра разогреты значительно сильнее, чем поверхность: на глубине 30 км температура, возможно, составляет 500°C , а при приближении к центру Земли достигает 6000°C . Необходимо, однако, помнить, что по направлению к центру, по мере того как увеличивается вес вышележащих пород, возрастает и давление в недрах Земли. С ростом давления повышается точка плавления пород, так что те из них, которые плавятся на поверхности при 800°C , на большой глубине могут не расплавиться при температуре даже в несколько тысяч градусов.

Среди косвенных методов, с помощью которых получена большая часть сведений о внутреннем строении Земли, особое значение имеют сейсмологические; они основаны на наблюдениях над колебаниями Земли, вызванными землетрясениями и взрывами. О землетрясениях — одном из самых впечатляющих и грозных геологических явлений — уже упоминалось в гл. 10; основные зоны сейсмической активности показаны на рис. 88. Широко известны фотографии и зарисовки ужасных последствий земле-

трясений, и, вероятно, многие помнят о сравнительно недавних сильных землетрясениях на Аляске, в Чили, Турции и Югославии *. Мощные подземные толчки и колебания Земли на поверхности возникают при разрядке огромных напряжений сжатия, накапливающихся в породах земных недр на глубинах до 720 км (хотя большая часть землетрясений связана с глубинами менее 60 км), причем наиболее глубинные землетрясения тяготеют к районам, расположенным вдоль берегов Тихого океана. При землетрясениях, когда породы оседают, раскалываются или смещаются вдоль ранее сформировавшихся разрывов (особенно вдоль крупных глубинных разломов) и происходит разрядка напряжений, в твердом веществе Земли возникают упругие волны (колебания), называемые также сейсмическими, которые расходятся во все стороны от места землетрясения. Часть из них распространяется вокруг Земли, по ее поверхности, именно эти волны вызывают катастрофические разрушения сооружений, сдвиги и воздымания крупных участков Земли, обвалы и оползни в горах и т. п.; другая часть упругих волн проходит Землю насквозь.

Упругие волны, возникающие при землетрясениях, могут быть зарегистрированы с помощью особого прибора — сейсмографа, принцип действия которого ясен из рис. 121; сейсмограф фиксирует важнейшие характеристики волн — амплитуду, длину, период и скорость распространения. Многочисленные сейсмографы, установленные на специальных сейсмостанциях, ведут постоянную запись (регистрацию) землетрясений по всему земному шару. Когда происходит землетрясение, сейсмограф записывает его в виде волнистой линии — сейсмограммы (рис. 122), отражающей прохождение последовательных серий волн трех различных типов. Местоположение землетрясения может быть определено путем вычислений, основанных на результатах сопоставления записей по крайней мере трех сейсмостанций. При этом сейсмограф, находящийся ближе всех к центру землетрясения, регистрирует наиболее интенсивные толчки; место на поверхности Земли, где произошли самые сильные движения, называется эпицентром землетрясения **, а место возникновения этих движений на глубине — его фокусом (очагом).

Анализируя сейсмограмму, можно получить и другие важные сведения. Каждый из трех типов зарегистрированных на ней упругих волн (см. рис. 122) отличается особыми характеристиками, однако наиболее важными в сейсмологическом отношении являются продольные P и поперечные S волны, так как они

* По всеобщему признанию, выдающимся по числу средних и сильных землетрясений, тяготеющих к населенным областям земного шара, был 1976 г. Достаточно напомнить о разрушительных землетрясениях в Китае, Индонезии, Иране и Италии. — *Прим. пер.*

** Эпицентром землетрясения принято обычно считать проекцию очага землетрясения на земную поверхность. — *Прим. пер.*

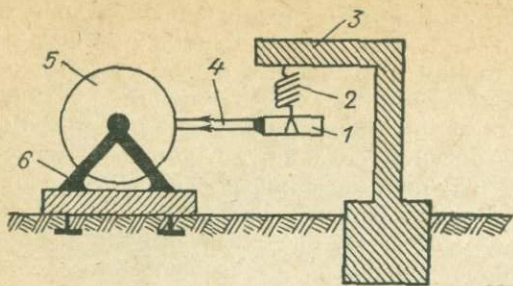


Рис. 121. Принципиальная схема сейсмографа.

Неподвижный маятник 1 подвешен на пружине 2 к металлическому кронштейну 3, закрепленному в твердой горной породе. Луч света 4 из маятника падает на вращающийся барабан 5, обтянутый фотобумагой. Барабан с помощью станины 6 тоже закреплен в породе и при землетрясении колеблется вместе с ней, в результате чего лучом света на фотобумаге вычерчивается волнистая линия — сейсмограмма.

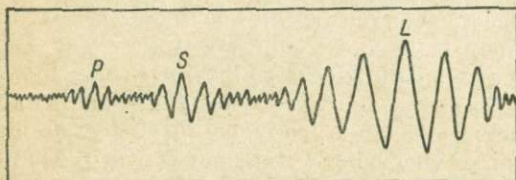


Рис. 122. Сейсмограмма.

Сейсмические волны: P — продольные, или первичные; S — поперечные, или вторичные; L — поверхностные.

проходят Землю насквозь; поверхностные волны L хотя и проявляются в записи с большей, чем другие, силой, но распространяются обычно по верхней границе литосферы и поэтому несут меньшую информацию о внутреннем строении Земли. Продольные волны распространяются быстрее остальных и первыми достигают сейсмостанций. Они являются волнами сжатия, колебательные движения частиц вещества осуществляются в этом случае вдоль направления распространения волн. Поперечные волны представляют собой колебания частиц поперек направления движения волн; эти волны не могут распространяться в жидкостях.

На рис. 123 показано, какие волны будут зарегистрированы четырьмя сейсмостанциями, расположенными на земной поверхности в различных позициях по отношению к эпицентру землетрясения; замечательно, что в совокупности все записи свидетельствуют о такой картине распространения волн, которая не могла бы получиться, если бы вся Земля была сложена более или менее однородным и равномерно распределенным веществом. Сейсмостанции A и B регистрируют волны всех типов и делают это раньше других, причем колебания проявятся здесь с наибольшей силой; сейсмограммы, полученные на обеих станциях, будут аналогичны той, что изображена на рис. 122. До сейсмостанции B дойдут только поверхностные волны, поперечные же затухнут у границы среды, в которой они не мо-

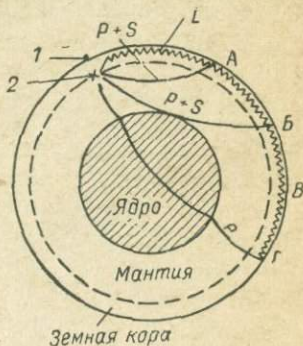


Рис. 123. Использование упругих волн, вызываемых землетрясениями, для выяснения внутреннего строения Земли.

1 — эпицентр землетрясения; 2 — фокус (очаг) землетрясения; A—Г — сейсмостанции.

гут распространяться (изображенной в виде заштрихованной области вокруг центра Земли), а продольные будут этой средой преломлены, и скорость их распространения уменьшится. Наконец, сейсмостанция *Г* зарегистрирует продольные и поперечные волны, но в виде очень слабых сигналов.

Как видно по рис. 123, такая картина распространения волн позволяет заключить, что внутри Земли находится некая центральная, весьма вероятно жидкая, масса, называемая ядром, которая не пропускает поперечные волны и уменьшает скорость распространения продольных волн. Существование ядра подтверждается и другими косвенными наблюдениями и расчетами. В соответствии с законом всемирного тяготения Ньютона может быть подсчитана масса Земли, что в свою очередь позволяет, зная ее размеры и форму, а значит и объем, определить среднюю плотность земного вещества, которая по последним данным составляет $5,527 \text{ г/см}^3$. Известно, однако, что средняя плотность горных пород земной коры меньше 3 г/см^3 *; это позволяет заключить, что вещество ядра должно быть значительно плотнее — около 12 г/см^3 . Предполагается, что ядро имеет железо-никелевый состав — такой же, как у многих метеоритов.

Обычно сейсмограммы выглядят значительно сложнее, чем показанная на рис. 122; на них бывают зафиксированы две или три серии продольных и поперечных волн, достигших сейсмостанции. Объясняется этот факт тем, что, проходя через вещество различной плотности, пересекая поверхности раздела разных сред, сейсмические волны определенным образом отражаются, преломляются и изменяют скорость распространения. Анализ таких отклонений позволил установить, что между поверхностью и ядром Земля имеет слоистую структуру, разделяется на концентрические слои (оболочки), которые состоят из вещества, по-разному влияющего на прохождение сейсмических волн. Наиболее отчетливо выраженное изменение скорости волн отмечается между сравнительно тонким (в среднем $25\text{--}30 \text{ км}$) слоем пород земной коры (с плотностью $2,7\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$) и подстилающей его мантией (плотность $3,3 \text{ г/см}^3$). Граница между ними называется поверхностью Мохоровичича (или просто Мохо) — по имени югославского сейсмолога, открывшего ее в 1909 г. Прослеживание поверхности Мохо позволило установить, что земная кора толще под континентами и значительно тоньше под океаническим дном. При более детальной регистрации сейсмических волн удастся выявить и другие поверхности раздела, в частности внутри земной коры. В последней выделяются нижняя зона, представленная породами преимущественно базальтового состава, которую часто называют «с и м а» (поскольку она состоит в основном из кремния Si и магния Mg), и верхняя зона более легких

* Средняя плотность горных пород, слагающих земную кору, составляет $2,7 \text{ г/см}^3$. — Прим. пер.

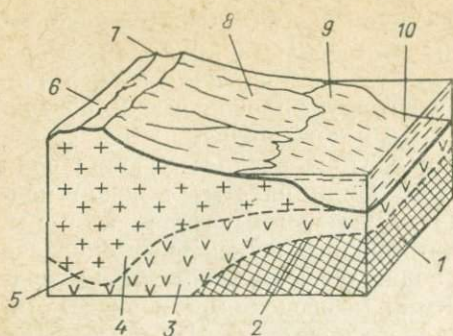


Рис. 124. Строение земной коры.
 1 — мантия; 2 — поверхность Мохоравичича (Мохо); 3 — «базальтовая» кора; 4 — «гранитная» кора; 5 — «корни гор»; 6 — плоскогорье; 7 — горная цепь; 8 — равнина; 9 — континентальный шельф; 10 — глубинная область океана (абиссаль).

пород главным образом гранитного состава, которую называют «сиаль» (по преобладанию кремния Si и алюминия Al). Указанные зоны именуются также соответственно «базальтовым» и «гранитным» слоями, или корами; они показаны на рис. 124. Таким образом, Земля состоит из целого ряда оболочек, плотность вещества которых уменьшается от ее центра к поверхности.

Как уже отмечалось выше, наибольшую мощность земная кора имеет под континентами, особенно под горными хребтами. Впервые это было установлено при определении силы тяжести в различных точках земной поверхности. Предполагалось, что вблизи высоких горных хребтов, таких, как Гималаи, отклонение отвеса от вертикальной линии будет пропорционально огромной массе слагающих их горных пород. Однако при проведении измерений выяснилось, что действительное отклонение составляет всего лишь $\frac{1}{3}$ от расчетного. Такому явлению можно было дать два возможных объяснения: либо горы сложены породами, которые значительно легче пород окружающих территорий, либо поверхностные породы, более легкие, чем глубинные, опускаются под горы до больших глубин. Позднее было установлено, что средняя плотность поверхностных пород не может колебаться в столь значительных пределах; первый вариант объяснения отпал, а второй был принят и закрепил разделяемое теперь большинством геологов представление о том, что под каждым горным хребтом имеются глубокие «корни».

Сущность указанного явления можно понять, если провести

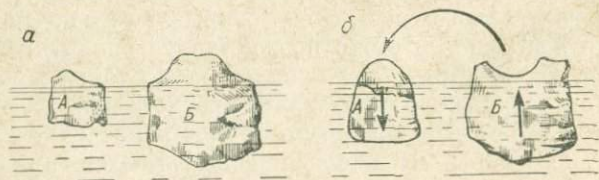


Рис. 125. Объяснение механизма изостазии на примере айсбергов (А, В).

а — айсберги в состоянии изостатического равновесия; б — нарушение равновесия (перемещение части льда с айсберга В на айсберг А) и его компенсация — изостатическое выравнивание (всплытие айсберга В и погружение айсберга А).

мысленный эксперимент (реальный проделать трудно) с двумя айсбергами различной величины (рис. 125). Как известно, айсберги плавают в воде, потому что плотность льда меньше плотности воды; при этом над поверхностью воды они выступают лишь на $\frac{1}{8}$ своей высоты. Последнее одинаково справедливо как для маленького, так и для большого айсберга, причем при таком положении в воде оба айсберга находятся в состоянии равновесия. Если теперь существенно уменьшить весовую нагрузку большого айсберга, переместив надводную часть льда с него на маленький, то можно не опасаться, что остальная часть большого айсберга останется затопленной, поскольку, как только лед будет удален, айсберг всплывет, причем ровно на столько, чтобы над водой по-прежнему выступала $\frac{1}{8}$ его высоты. В свою очередь маленький айсберг под действием веса добавочного льда погрузится в воду, но тоже на столько, чтобы над ее поверхностью выступала не более чем его восьмая часть. В обоих случаях будет, таким образом, устранено нарушение исходного равновесия, вызванное недостатком или избытком веса.

Тот же механизм равновесия действует и во взаимоотношениях между верхними оболочками Земли. Вещество «гранитной» коры имеет меньшую плотность, чем вещество «базальтовой» коры и подстилающей последнюю мантии, поэтому можно сказать, что «гранитная» кора как бы «плавает» на нижележащих слоях (наподобие айсбергов в воде), находясь с ними в состоянии гравитационно-гидростатического равновесия, которое называется также изостатическим; само явление поддержания такого равновесия и выравнивания его в случае нарушения называется *и з о с т а т и к е й*.

В тех местах, где породы на континентах поднимаются на большую высоту в виде гор, их избыточный вес компенсируется в недрах корнями гор, глубоко уходящими в мантию; если на каком-то участке земной коры происходит изменение нагрузки, то там совершаются соответствующие компенсирующие изостатические движения, происходит изостатическое выравнивание, хотя, конечно, поскольку дело касается твердых пород, на это требуется значительно больше времени, чем в случае с айсбергами. Например, при разрушении горных хребтов образуется большое количество обломочного материала, который выносится реками и ледниками в море и там осаждается. Горы при этом теряют значительную часть своей массы, одновременно утраченный ими материал увеличивает массу осадков на морском дне. Поэтому в области такого сопряжения гор и моря следует ожидать медленных движений земной коры, компенсирующих нарушение изостатического равновесия: воздымания горного массива, с которого снимается определенная нагрузка, и опускания морского дна под действием добавочного веса (рис. 126).

Подобный процесс происходит и в периоды континентальных оледенений, когда на поверхности суши накапливаются большие

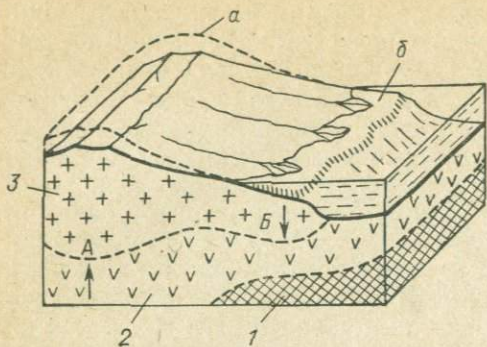


Рис. 126. Изостатическое выравнивание в сопряженных областях эрозии (а) и осадконакопления (б).

а — горы; б — континентальный шельф. Глубинные зоны: А — воздымания земной коры в связи с уменьшением нагрузки, вызванным эрозией; Б — прогибания коры под действием нагрузки, обусловленной осадконакоплением (вероятно, часть материала «базальтовой» коры медленно перемещается при этом от зоны Б к зоне А). 1 — мантия; 2 — «базальтовая» кора; 3 — «гранитная» кора.

массы льда, как было, например, в ледниковый период. Громадный вес льда обуславливает опускание погребенной под ним суши, а когда лед стает, суша снова воздымается. На рис. 127 показано, насколько опустилась земная поверхность в Скандинавии, когда она была погребена под мощным ледниковым покровом; после того как лед растаял, здесь до сих пор еще продолжается изостатическая «отдача» — дно Балтийского моря поднимается, стремясь вернуться в положение, которое оно занимало до образования ледника.

Несмотря на то что современная геология в состоянии нарисовать достаточно серьезную, фактически и теоретически обоснованную картину внутреннего строения Земли и описать ряд механизмов, действующих в ее недрах, по-прежнему актуальным остается подтверждение нынешних в большинстве своем косвенных данных и выводов прямыми наблюдениями и измерениями. Американские ученые несколько лет назад подготовили к реализации важный проект, который имел целью пробурить земную кору, войти в мантию и установить ее истинный состав; в связи с тем, что намечалось достичь поверхности Мохоровичича, проект получил название «Проект Мохо». Бурение предполагалось вести в океане, поскольку, как уже было показано (см. рис. 124), именно

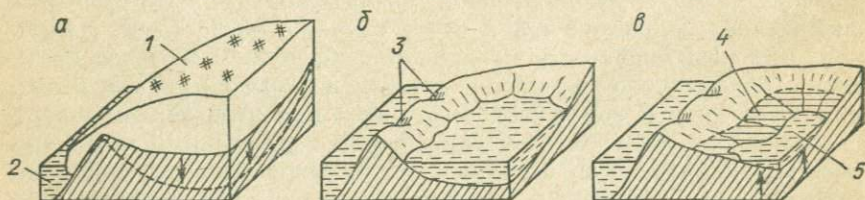


Рис. 127. Изостатическое выравнивание при оледенении и таянии ледникового покрова Скандинавии.

а — начало ледникового периода: прогибание земной коры под действием веса льда; б — конец ледникового периода: завершение таяния льда, образование обширного моря, начало воздымания (изостатической «отдачи»); в — современная эпоха: воздымание территории, расширение области суши, сокращение Балтийского моря. 1 — ледниковый покров; 2 — море; 3 — фиорды; 4 — морские глины, поднятые над уровнем моря; 5 — Балтийское море.

под океаническим дном земная кора имеет минимальную толщину. К сожалению, в 1969 г. серьезные технические трудности и высокая стоимость намеченных работ заставили отказаться от осуществления проекта, однако несомненно, что в будущем в этом направлении будут предприняты дальнейшие попытки.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

Как возникла Земля? Ответ на этот вопрос связан с решением вопроса о происхождении всей Солнечной системы, и, следовательно, с кругом проблем, которыми занимается астрономия. При современном уровне знания процессов, происходящих в космическом пространстве, представления о происхождении Земли не могут быть в достаточной мере обоснованными и определенными. Именно это обстоятельство служит причиной того, что по поводу происхождения Земли существует множество различных гипотез.

В течение многих лет считалось, что Земля образовалась в результате остывания огромного сгустка горячего расплавленного вещества, затвердение которого сопровождалось сжатием, уменьшением Земли в объеме. Результаты ряда современных исследований, в частности касавшихся образования и эволюции радиоактивных минералов, заставили ученых отказаться от этого представления. Одна из наиболее широко признанных современных гипотез происхождения Земли и Солнечной системы в общих чертах предполагает, что Солнце относится к числу звезд, которые образуются путем сгущения и сжатия гигантских газопылевых облаков (рис. 128). После возникновения Солнца часть газа и пыли в таком облаке осталась несконцентрированной, а образовала

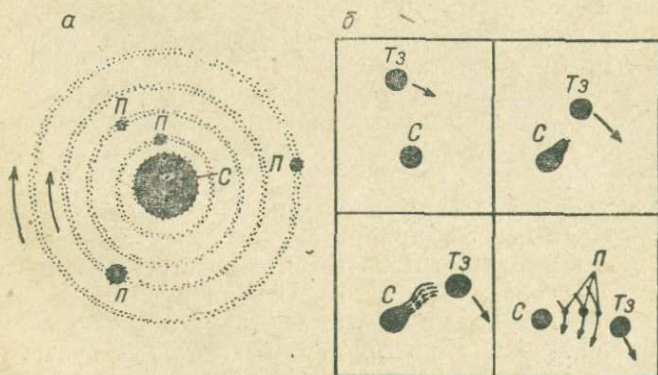


Рис. 128. Гипотезы происхождения Солнечной системы.

а — сгущение и сжатие вещества во вращающемся газопылевом облаке дисковидной формы с образованием центрального ядра (Солнца) и периферических сгустков вещества (планет); *б* — происхождение вблизи Солнца тяжелой звезды, вызвавшей выброс сгустка вещества, который впоследствии распался на планеты. *С* — солнце; *П* — планеты; *Тз* — тяжелая звезда.

вокруг Солнца огромный диск, в котором постепенно тоже возникли сгущения вещества. Эти сгущения разрастались за счет аккумуляции множества планетезималей (образований, состоящих из тонкой кремнистой пыли, воды и аммиака) и в конце концов превратились в известные сейчас планеты; спутники планет и метеориты — это, возможно, остатки планетезималей, не вошедших в состав планет. Все процессы сгущения и аккумуляции вещества протекали при сравнительно низких температурах, так что Земля первоначально была холодным и твердым телом.

Следующий этап в развитии Земли тоже служит предметом множества дискуссий, вызываемых крайне малым количеством фактических данных. Некоторые ученые считают, что первичное пылевое вещество, из которого сформировалась Земля, сжималось и консолидировалось в единое тело под влиянием разогрева, происходившего за счет распада рассредоточенных в нем, но присутствовавших в значительных количествах радиоактивных элементов, в результате чего в конце концов произошло расплавление ядра планеты. Реакции радиоактивного распада и расплавление ядра дали начало геохимической дифференциации вещества, которая выразилась прежде всего в постепенном погружении тяжелых минералов в расплавленные недра планеты и в образовании тяжелого железо-никелевого ядра, окруженного оболочками из силикатных минералов, с убыванием плотности оболочек от центра к поверхности Земли. Позже за счет конденсации водяного пара на поверхности Земли скопилась вода и образовалась гидросфера. Из оставшихся от протопланетного облака газов сформировалась первичная земная атмосфера, состоявшая из аммиака, водяных паров и метана, которые, правда, быстро распались под действием солнечного излучения. Большая часть высвободившегося при этом водорода рассеялась в космическом пространстве, после чего осталась атмосфера, в которой стали преобладать азот и кислород. В результате вулканической деятельности атмосфера обогатилась углекислым газом, который, хотя и присутствовал в небольшой пропорции, оказался соединением, сыгравшим исключительную роль в развитии растительной жизни.

Многие ученые полагают, что кислород в атмосфере Земли появился только после возникновения и развития растений, выделяющих его в процессе жизнедеятельности. Предполагается, что на первых порах вообще вся жизнь существовала только в море, где она была защищена от ультрафиолетового солнечного излучения, способного при прямом воздействии уничтожить все живое. По мере того как кислород во все возрастающих количествах в результате процесса фотосинтеза, происходящего в растениях, высвобождался из соединений и поступал в атмосферу, жизнь становилась возможной все ближе к поверхности моря, что в свою очередь еще больше увеличивало темп накопления кислорода. В продолжение всего докембрия свободного кислорода

в атмосфере Земли хватало только для обеспечения обмена веществ одноклеточных организмов. К началу кембрийского периода или даже несколько раньше на Земле уже существовали и широко распространялись самые разнообразные многоклеточные организмы; полагают, что к этому времени был превзойден критический для жизни уровень содержания кислорода в атмосфере (1% от нынешнего).

Первые наземные формы жизни появились в силурийском периоде — почти 200 млн. лет спустя. К этому времени на Земле накопилось уже столько кислорода, что его было вполне достаточно для формирования в верхних слоях атмосферы защитного озонового слоя, поглощавшего жесткое ультрафиолетовое излучение. Последующая эволюция жизни на Земле шла все более ускоренными темпами вплоть до той стадии, на которой она находится в настоящее время. Взаимозависимость биологической эволюции и процесса формирования земной атмосферы ярко иллюстрирует тот принципиальный и всеобъемлющий факт, что развитие жизни происходило не на каком-то статичном, неподвижном, как декорации, фоне Земли и ее атмосферы, а что все составляющие нашей планеты эволюционировали совместно, в постоянном взаимодействии.

ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

За последние 200 лет учеными было многократно определено, проверено и в результате окончательно осознано, что Земля имеет очень древний возраст.

Однако современная наука не может удовлетвориться простой констатацией этого факта, поэтому ученые стремятся оценить его (а также возраст или продолжительность отдельных геологических процессов) в абсолютном выражении. Предложено несколько способов определения абсолютного возраста. Сущность одного из них состоит в подсчете общей мощности толщи каких-либо, предпочтительно морских, отложений, в оценке времени, необходимого для образования соответствующих осадков определенной (эталонной) мощности, и в подсчете по этим данным продолжительности формирования всей толщи. Если, например, на дне моря обнаружен 50-сантиметровый слой глины, покрывающий остатки римской галеры, где найдены легкодатируемые монеты, то можно заключить, что образование этого слоя продолжалось, скажем, 2000 лет. Если затем было установлено, что общая мощность морских отложений в близлежащем районе достигает 25 км, то путем соответствующих вычислений легко определить, что возраст образования самых древних пород 100 млн. лет.

Другой в принципе сходный способ оценки возраста основан на допущении, что первоначально океаны были пресноводными (образовались за счет конденсации пара из газовых облаков),

и на подсчете количества солей, ежегодно выносимых реками в океаны в настоящее время. Оба способа, однако, нельзя считать удовлетворительными, так как они не учитывают того, что скорости образования пород и накопления солей в океанах существенно меняются в ходе геологической истории, что большие количества солей, вынесенных в океан, выпадают в осадки и, наконец, что и тот и другой процессы идут сейчас быстрее, чем раньше. Таким образом, оценки возраста в обоих случаях будут получаться слишком заниженными.

Лучшие методы точного определения возраста пород основаны на оценке результатов некоторых естественных процессов, протекающих с известной заведомо постоянной скоростью начиная с определенного момента, принятого за начало отсчета времени. Таков, например, процесс образования сезонных ленточных отложений, которые формируются в озерах за счет обломочного материала, приносимого талой водой ледников; более грубый материал (песчаный и алевритовый) быстро осаждается летом, тонкая глина медленно выпадает в осадок зимой. Таким образом, каждая пара разных по составу ленточных слоев строго соответствует годичному циклу осадконакопления. В результате подсчета таких слоев в Швеции, например, было установлено, что на юге страны ледник отступил 13 500, а на крайнем севере — 8700 лет назад. К сожалению, этот метод можно использовать лишь локально и для небольших отрезков времени.

В последние десятилетия на помощь геологам пришла ядерная физика. Некоторые химические радиоактивные элементы, например уран и торий, неустойчивы и постепенно распадаются с образованием устойчивых элементов, например свинца. Есть все основания считать, что скорость распада неустойчивых элементов, которая может быть точно подсчитана, не зависит от внешних условий, таких, как температура, давление, и химических преобразований, а остается постоянной на протяжении длительного (по геологическим масштабам) времени. Подсчитав в минералах горных пород соотношение количеств оставшегося урана и образовавшегося в результате его распада свинца, можно установить возраст пород. Хотя свинцово-урановый метод достаточно надежен, он не может применяться широко, так как породы, содержащие урановые минералы, встречаются сравнительно редко. Поэтому применяются другие аналогичные методы (основанные на явлении распада более распространенных в породах элементов), например калий-аргоновый метод, технология которого, правда, более сложна.

Использование минералов в качестве своеобразных «геологических часов» дает возможность осуществлять надежную датировку горных пород. Древнейшие из известных сейчас на поверхности Земли пород имеют возраст 3900 млн. лет, но сама планета образовалась, по-видимому, почти 4500 млн. лет назад. Точнее дата возникновения Земли не может быть непосредственно опре-

делена, так как даже древнейшие породы, наблюдаемые на ее поверхности, на самом деле, конечно, не были первыми: это — так или иначе метаморфизованные осадочные и вулканические породы. Совершенно ясно, что по крайней мере осадочные породы должны были образоваться из еще более древних пород.

14. Развитие и движение континентов

Развитие атмосферы и жизни на Земле происходило в неразрывной связи с эволюцией континентальных массивов и их рельефа. Исследования внутреннего строения Земли, океанического дна, процессов образования горных пород показали, что породы, слагающие континенты и океаническую кору, различаются по составу, свойствам и происхождению. В то время как вещество пород океанической коры порождается главным образом в верхней мантии, породы континентов образуются в результате целого ряда самых разнообразных процессов (обобщенно они перечислены в описании круговорота вещества в земной коре в конце гл. 11). Активное воздействие атмосферы (особенно кислорода), процессы преобразования, обусловленные глубоким захоронением в недрах, явления вулканизма — все это определяет своеобразие континентальных пород, которые имеют меньшую плотность по сравнению с породами, слагающими океаническое дно, и поэтому выступают, «всплывают», над ним.

Разница в составах пород определяет многие существенные отличия океанических бассейнов от континентов, но не объясняет некоторые более детальные особенности в их взаимоотношениях, такие, как форма и современное положение континентов на земном шаре. Обе эти особенности остаются предметом дискуссий и предположений начиная с тех самых пор, как было твердо установлено, что Земля имеет форму шара, и удалось точно зафиксировать взаимное расположение континентов на ее поверхности.

В настоящее время еще не может быть начертана совершенно бесспорная и исчерпывающая картина эволюции континентов, хотя на протяжении многих лет в решении этого вопроса помимо геологов принимают участие представители самых различных областей знания. Тем не менее сейчас сложилась достаточно определенная концепция эволюции континентов, дающая общее представление о развитии основных структурных элементов Земли. В основе этой концепции лежат данные из различных областей геологии и других наук.

Географические и геологические данные. Задумываться над соотношением континентов по форме и их взаимным расположением люди начали давно — уже вскоре после составления Г. Меркатором в 1569 г. первых глобальных географических карт. В 1756 г. немецкий теолог Лилиенталь обратил внимание на совпадение очертаний берегов по разные стороны Атлантического

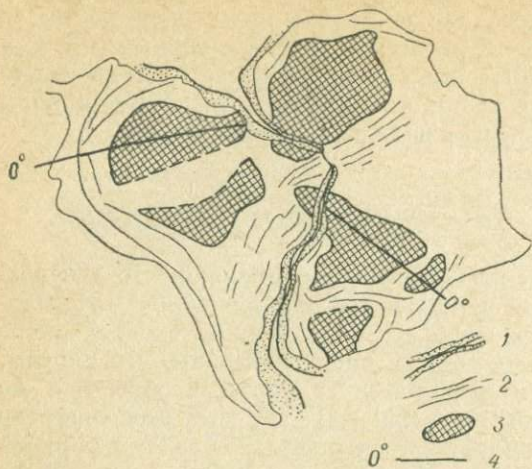


Рис. 129. Совпадение границ континентального шельфа и массивов древних пород Южной Америки и Африки.

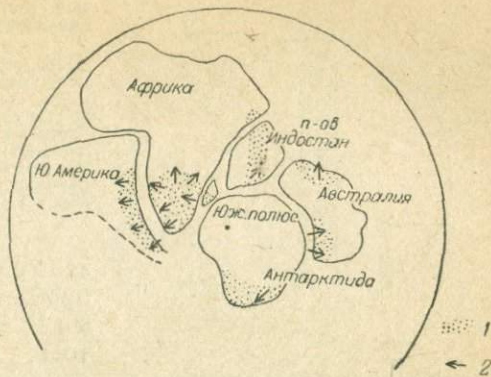
1 — континентальный шельф (до глубины 900 м); 2 — складчатые горы (моложе 1100 млн. лет); 3 — массивы древних пород (древнее 2000 млн. лет); 4 — линия экватора.

океана. Особенно отчетливо такое совпадение наблюдается в Южной Атлантике: линии восточного побережья Южной Америки и западного побережья Африки могут быть совмещены почти без зазоров и перекрестий. Геологи, возвратившиеся к рассмотрению этого вопроса в XX в., пришли к выводу, что лучший контур для сопоставления континентов по форме — не современная береговая линия, а внешняя граница континентального шельфа. На рис. 129 показано совпадение границ континентального шельфа Южной Америки и Африки, причем совпадают не только эти границы: небольшие изолированные выступы очень древних (свыше 2 млрд. лет) пород фундамента на северо-востоке Южноамериканского континента (так называемые кратоны) оказываются при совмещении континентов продолжениями более обширных массивов этих древних пород в Африке. Более молодые горные цепи по обе стороны от линии совмещения континентов имеют сходную общую ориентировку и похоже, что тоже продолжают друг друга. Установлено также, что Южная Америка и Африка имели очень сходную геологическую историю вплоть до конца мелового периода. Между континентами вдоль их побережий распространены морские отложения позднеюрского возраста, в то время как на дне Атлантики отложения древнее меловых не известны. Этот факт может свидетельствовать о том, что с поздней юры началось разъединение континентов.

При объяснении распределения климатических зон прошлого геологи давно сталкиваются с рядом трудностей, которые невозможно преодолеть, если не принимать во внимание определенные представления об эволюции континентов. На всех южных континентальных массивах (Африка, Южная Америка, Австралия, Антарктида, п-ов Индостан) обнаружены признаки оледенения в позднекаменноугольную эпоху и дермский период. На рис. 130 показано, как сопоставляются области распространения

Рис. 130. Признаки оледенения в южном полушарии в каменноугольный и пермский периоды.

1 — области распространения тиллитов; 2 — ориентировка ледниковых борозд в подстилающих тиллиты породах, указывающая на направления движения льда.



сформировавшихся тогда ледниковых отложений (тиллитов), которые подстилаются более древними породами с ледниковыми бороздами. Судя по этому оледенению, а также по

сходству геологического строения, указанная группа континентальных массивов могла составлять в прошлом единый древний материк, называемый Гондваной. В то время как Гондвана испытывала оледенение, территорию Великобритании и даже о. Шпицберген покрывали влажные тропические болота, в которых происходило формирование широко развитых здесь мощных угольных пластов. Угленосные отложения перекрыты мощными слоями солей, возникшими в результате интенсивного выпаривания бассейнов в условиях жаркого пустынного климата. В этих северных районах обнаружены также коралловые рифовые известняки, в настоящее время образующиеся только в тропических морях.

Многие особенности миграции растений и животных в прошлом легко объяснимы, если принять, что континенты, разделенные сейчас широкими и глубокими океанами, когда-то соединялись. На континентах, некогда составлявших Гондвану, встречается, например, единственный в своем роде комплекс ископаемых пресмыкающихся и растений.

Все эти факты были известны еще к началу 60-х годов текущего столетия и получили подтверждение в результате исследований последних лет, включавших определение абсолютного возраста пород радиометрическими методами. Однако многим ученым было трудно представить, как могут твердые породы земной коры двигаться по не менее твердым породам мантии, что является необходимым условием перемещения (дрейфа) континентов, в ходе которого они заняли нынешнее положение, отделившись от некогда единого древнего материка. В связи с этим был собран ряд более прямых доказательств возможности крупномасштабных горизонтальных перемещений участков земной коры. Одно из таких доказательств — устойчивое однонаправленное движение громадного Тихоокеанского блока на разломе Сан-Андреас; за последние 180 млн. лет этот блок сместился к северу почти на 500 км (см. гл. 12).

Геофизические данные. Геофизика занимается изучением прежде всего физических свойств вещества, слагающего Землю,

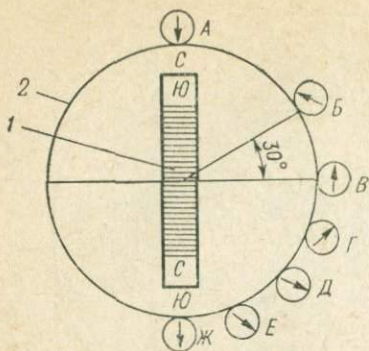


Рис. 131. Опыт, иллюстрирующий магнитное наклонение в различных точках земного шара.

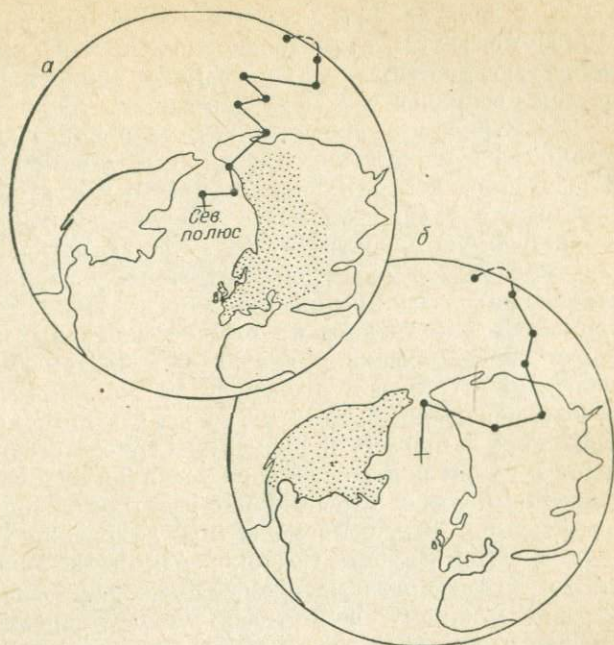
1 — магнитный брусок; 2 — чашка Петри, покрывающая магнитный брусок. А—Ж — компасы, фиксирующие «магнитное наклонение»: А, Ж — на «полюсах» (стрелки перпендикулярны к «земной поверхности»; наклонение 90°), В — на «экваторе» (стрелка параллельна «земной поверхности»; наклонение 0°), В, Г—Е — в промежуточных точках (в точке В, находящейся на 30° с. ш., наклонение 49°).

магнитное и гравитационное поля Земли и выяснена геологическая роль радиоактивных минералов, содержащихся в породах земной коры, на основе чего разработаны упоминавшиеся уже методы определения их абсолютного возраста. Хотя именно геофизики до 50-х годов высказывали возражения против геологических обоснований гипотезы дрейфа континентов, позднее они же сыграли важную роль в утверждении этой концепции в качестве одного из важнейших общетеоретических построений современной науки о Земле.

Особенно важное значение в познании эволюции континентов имеют начатые в 1950 г. работы по палеомагнетизму, в которых горные породы используются в качестве своеобразного «ископаемого компаса». Хотя применяемые приборы и методика исследований еще далеки от совершенства, с их помощью уже сейчас получено много новых и интересных данных о земном магнетизме прошлого. Магнитное поле Земли проявляется таким образом, как если бы внутри ее находился огромный магнит, расположенный вблизи центра Земли и ориентированный вдоль земной оси. Как показали исследования внутреннего строения Земли, она состоит из ряда концентрических оболочек и, конечно, в действительности никакого магнита в ней нет, а земной магнетизм вызывается другими причинами, о которых известно пока очень немного. Наблюдения показывают также, что магнитные полюсы не совпадают с географическими; угол между направлениями на магнитные и географические полюсы в данной точке земной поверхности называется магнитным склонением. Считается, однако, что положение магнитных полюсов, усредненное за период в несколько тысяч лет, оказывается очень близким к положению географических полюсов.

Явление палеомагнетизма, если рассматривать его на примере магматических пород, заключается в следующем. С остыванием магмы в ней начинают формироваться мельчайшие кристаллы окиси железа — магнетита. При дальнейшем охлаждении, после того как они окончательно затвердевают, наступает момент, когда кристаллы минерала приобретают намагниченность, соответству-

Рис. 132. Траектории движения северного магнитного полюса относительно Евразии (а) и Северной Америки (б).



ющую по ориентировке направлению силовых линий магнитного поля Земли, которое проявляется в данном месте в период кристаллизации магмы. Таким образом, в породе получается как бы «застывшая запись» параметров земного магнитного поля геологического прошлого. Важнейшим параметром магнитного поля Земли, который «фиксируется» в горных породах, является магнитное наклонение. Суть его легко понять, проделав несложный опыт с серией маленьких компасов, расположенных по кругу около магнитного бруска (рис. 131). Магнитным наклонением называется угол наклона магнитной стрелки к земной поверхности, т. е. угол между осью стрелки и горизонталью (касательной к земной сфере в данной точке). Приблизительно магнитное наклонение можно измерить даже с помощью школьного компаса, причем результат измерения легко проверить простым расчетом: тангенс угла магнитного наклонения равен удвоенному тангенсу угла, определяющего широту места наблюдения (так, на 30° с. ш. магнитное наклонение составит 49°).

Справедливость идеи палеомагнитного анализа подтверждается наблюдениями над намагниченностью пород, образующихся в настоящее время. Исследования недавно излившихся лав молодого вулкана Сёртсей у побережья Исландии показали, что направление намагниченности содержащихся в них богатых железом минералов соответствует направлению силовых линий современного магнитного поля Земли. Такой же результат был получен при исследовании остаточной намагниченности лав, излившихся

в 1907 г. на Гавайях: в среднем магнитное наклонение, рассчитанное по результатам палеомагнитных измерений, с большой точностью соответствовало реально замеренному в этой точке земной поверхности в момент излияния лав.

К настоящему времени в разных районах земного шара проведено уже множество измерений остаточной намагниченности. Естественно, что для всех отбираемых с этой целью образцов необходимо точно указывать координаты места отбора и пространственную ориентировку в естественном залегании. Образцы следует отбирать по возможности из целой серии лавовых потоков, излившихся на протяжении многих тысяч лет, что позволяет принимать усредненное положение магнитных полюсов за положение географических. Результаты палеомагнитных измерений показали, что хотя в последние 20 млн. лет магнитные полюсы находились очень близко к географическим, до этого они перемещались: например, в пермском периоде северный полюс находился в самом центре северной части Тихого океана. Траектории движения полюсов относительно разных континентов существенно различаются. Так, палеомагнитные измерения в древних породах ряда областей Европы, Северной Азии и Северной Америки показывают, что северный магнитный полюс перемещался относительно Евразии по-иному, чем относительно Североамериканского континента (рис. 132). Таким образом, для каждого континента характерна собственная траектория движения полюсов. Это позволяет заключить, что перемещение полюсов относительно континентов по крайней мере частично (если не в большей степени) обусловлено движением самих континентов относительно друг друга.

До окончательного решения вопроса о дрейфе континентов еще далеко. Однако собрано достаточно много данных в подтверждение гипотезы о том, что в каменноугольном и пермском периодах южные континенты соединялись в единый материк Гондвану в районе Южного полюса, а территория Великобритании в период интенсивного угленакопления размещалась вблизи экватора.

Крупные формы рельефа океанического дна, описанные в гл. 6, также были изучены с точки зрения магнитных характеристик слагающих их пород; интенсивные исследования в этом направлении стали возможны начиная с 1960 г. благодаря использованию магнитометров, буксируемых исследовательскими судами. Одно из наиболее важных достижений в области магнитометрии океанического дна — открытие полосчатых (зебровидных) магнитных аномалий; это ряды последовательно чередующихся полос высокой и низкой магнитной интенсивности, которые тяготеют к срединно-океаническим хребтам: простираются вдоль них и симметричны относительно их осей. Исследования магнитных характеристик лав, излившихся на наземных участках этих хребтов (например, в Исландии, Калифорнии), показали, что возникновение полосчатых аномалий

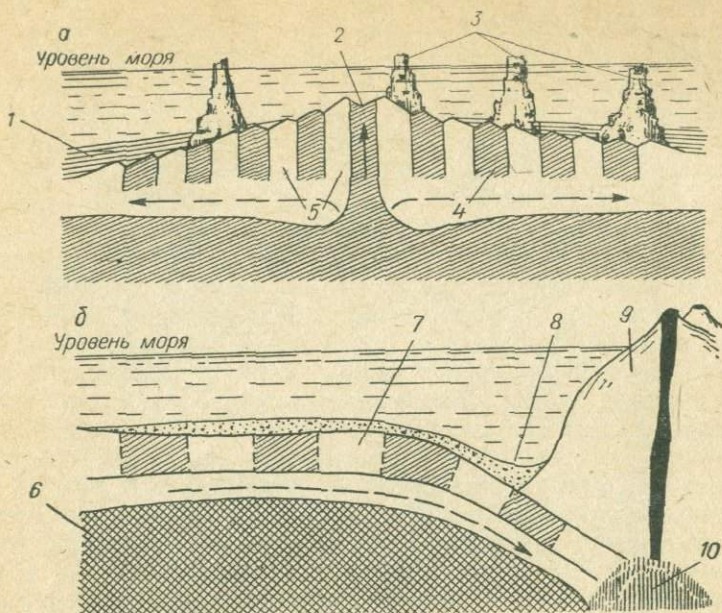


Рис. 133. Расширение (спрединг) океанического дна.

а — центральная часть океана; б — океанические окраины. 1 — донные отложения; 2 — срединно-океанический хребет; 3 — вулканические линии; 4 — новейшие базальты с прямой (нормальной) намагничённостью (полярностью); 5 — породы с обратной (инверсионной) намагничённостью; 6 — мантия; 7 — океаническая кора; 8 — глубоководный желоб; 9 — континентальная кора; 10 — зона плавления.

обусловлено закономерным изменением знака (инверсией) магнитного поля Земли, т. е. переменной положения магнитных полюсов. Оказалось, что за последние 3,5 млн. лет произошел целый ряд таких инверсий магнитного поля: приблизительно раз в миллион лет северный магнитный полюс становился южным, и наоборот.

Связь полосчатых аномалий с инверсиями магнитного поля была подтверждена изучением палеомагнетизма глубоководных океанических отложений, в которых отразилась та же последовательность событий. Инверсии магнитного поля запечатлеваются в породах океанического дна благодаря особому процессу развития последнего, протекающему с довольно большой скоростью. На рис. 133 представлена одна из интерпретаций происходящего процесса. Видно, что новые участки дна океанов образуются в их центральных частях — в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, где из глубин происходит постоянный подток лавы, которая затем «расползается» в стороны; этот процесс называется спредингом (расползанием, расширением) океанического дна (см. рис. 133, а). Возраст как магматических пород, так и океанических донных отложений увеличивается в направлении от хребтов к берегам океанов. Океанические

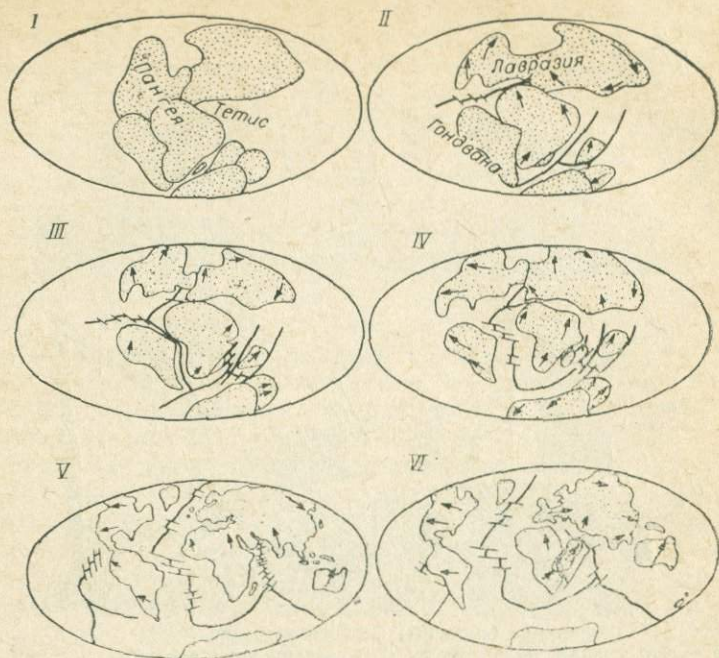


Рис. 134. Перемещение и развитие континентов.

I — средний триас (200 млн. лет назад); II — поздний триас (180 млн. лет назад); III — поздняя юра (135 млн. лет назад); IV — поздний мел (75 млн. лет назад); V — современное положение; VI — предположительно через 50 млн. лет.

окраины (см. рис. 133, б) часто являются зонами высокой сейсмичности и проявления вулканизма, особенно в Тихом океане, где скорость спрединга самая высокая. По возрасту пород и их расстоянию от оси хребта можно оценить скорость спрединга. Она колеблется в среднем от 1 см/год для района Исландии до 9 см/год для восточной части Тихого океана. Отсюда можно сделать вывод о том, что около $\frac{1}{2}$ площади океанического дна было сформировано за последние 65 млн. лет. Именно поэтому нигде, даже в самом большом Тихом океане, не известны участки дна, возраст которых был бы древнее юрского (170 млн. лет). Таким образом, породы океанического дна значительно моложе континентальных.

Многие имеющиеся данные свидетельствуют о том, что и континентальные массивы горных пород, и породы океанического дна одинаково подвержены горизонтальным перемещениям по поверхности Земли. Предполагаемые изменения конфигурации и взаимного расположения континентов и крупнейших островов, которые могли произойти с конца палеозоя и, вероятно, продолжатся в ближайшие 50 млн. лет, показаны на рис. 134. Полагают, что движение крупных элементов на поверхности Земли

происходило и в палеозое, но результаты его в значительной мере затушеваны послепалеозойскими перемещениями континентов и процессами, формировавшими более молодое океаническое дно.

Основная остающаяся пока нерешенной проблема состоит в объяснении общего механизма движения и развития континентов. Одна из объясняющих концепций исходит из предположения, что земная кора состоит из крупных жестких плит, называемых литосферными (рис. 135), которые образуются по обеим сторонам срединно-океанических хребтов, «отплывают» от них к берегам океанов, а затем поддвигаются под океанические желоба или прямо под континенты и там поглощаются. При этом предполагается, что связанные с желобами землетрясения и вулканическая деятельность вызываются напряжениями, возникающими при поглощении мантией погружающейся океанической коры. Было высказано также предположение, что в верхней мантии на глубинах от 100 до 200 км находится особая зона относительно разуплотнения вещества. Ее называют астеносферой, или «зоной низких скоростей», поскольку она характеризуется пониженным значением скоростей распространения упругих волн. В астеносфере эффект повышения температуры с глубиной может местами преобладать над эффектом увеличения давления. Если представить астеносферу в качестве особой промежуточной зоны («прослоя»), состоящей из сравнительно вязкого вещества («твердой жидкости») и расположенной между перекрывающей ее жесткой корой и жесткой залегающей под ней мантией, то с пластичными свойствами этой зоны можно связывать наблюдаемое на поверхности Земли движение континентов.

Многие вопросы, касающиеся движения литосферных плит, остаются пока нерешенными. Как движутся плиты? Каковы их взаимоотношения с элементами внутренней структуры Земли? Была ли Земля всегда одного размера? Сжимается она или расширяется? Все эти вопросы в рамках изложенной концепции относятся к числу кардинальных, но четкого ответа на них пока еще нет. И все же концепции дрейфа континентов, спрединга океанического дна и тектоники плит позволяют дать единое объяснение множеству явлений в жизни Земли: землетрясениям и вулканической деятельности, формированию основных типов пород земной коры и образованию горных хребтов.

Происхождение горных систем. Некоторые основные черты складчатых горных хребтов, являющихся главными элементами рельефа континентов, уже рассматривались в гл. 12. На рис. 30 показано, что высокие горные хребты в настоящее время тяготеют к двум зонам: Альпийско-Гималайскому поясу, отделяющему большую часть континентального массива Евразии на севере от массивов Африки, Аравии и п-ова Индостан на юге, и Тихоокеанскому кольцу, включающему Анды, западные хребты Северной Америки, а также острова и островные дуги западной части Тихого океана, тянущиеся вдоль его границы с Азиатским континентом.

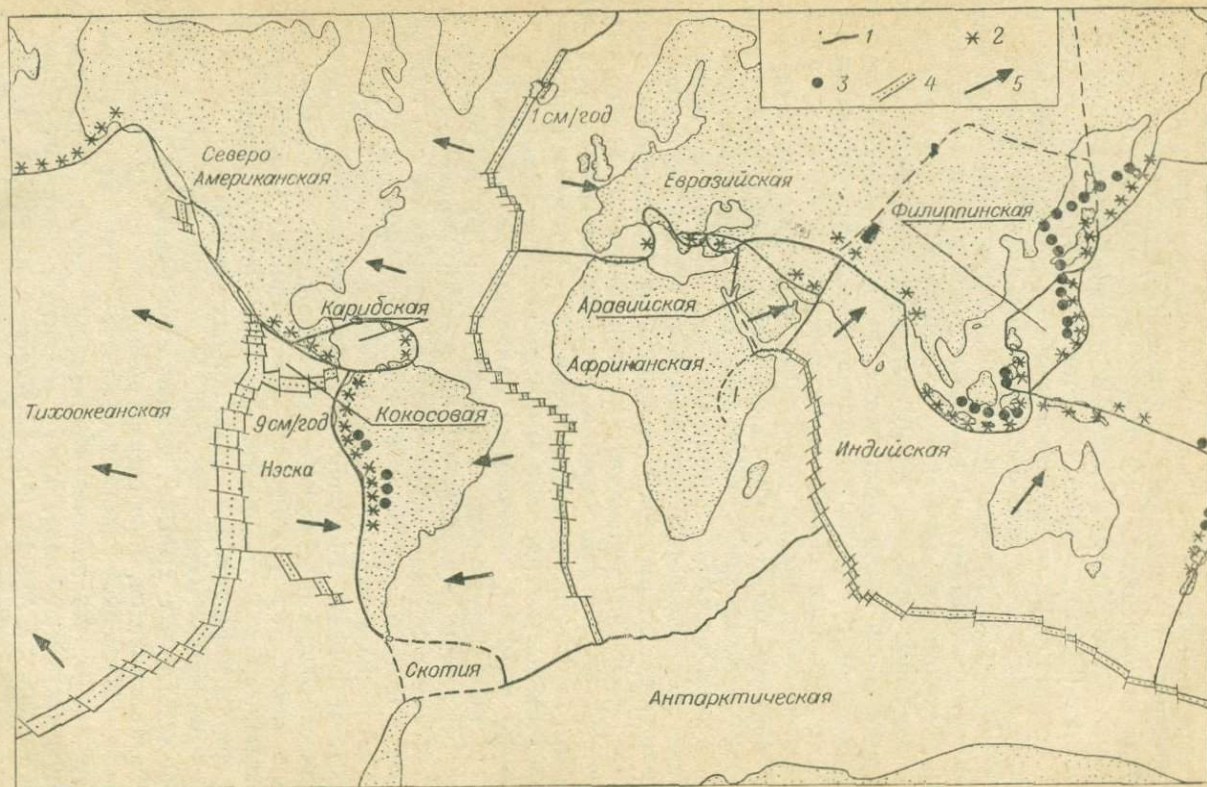


Рис. 135. Взаимоотношение основных литосферных плит и тяготение к ним областей землетрясений.

1—3 — землетрясения (1 — мелкофокусные, 2 — среднефокусные, 3 — глубокофокусные); 4 — расширяющиеся хребты (зоны спрединга); 5 — направления движения плит.

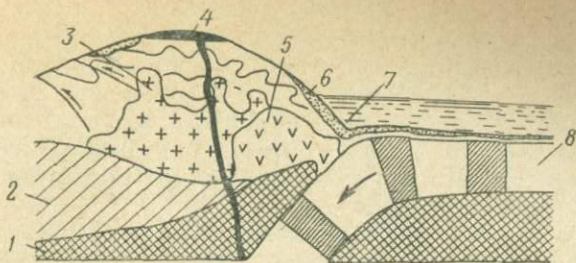


Рис. 136. Смыкание литосферных плит и образование складчатых гор.

1 — мантия; 2 — континентальная плита; 3 — граниты; 4 — лавы; 5 — основные магматические породы; 6 — осадочные породы; 7 — глубоководный желоб; 8 — океаническая плита.

Как видно из рис. 135, обе зоны расположены вдоль границ плит. Отложение в этих зонах мощных осадочных толщ, их последующее смятие в складки, надвигание друг на друга и воздымание связаны со встречным движением плит. Вначале это движение ведет к прогибанию коры и к аккумуляции осадков, которые затем с возрастанием напряжений сжатию сминаются и воздымаются. Тепловой поток из недр на поверхность, особенно интенсивный в зонах смыкания плит, вызывает региональный метаморфизм и магматическую активность (рис. 136). Вплотную приблизившись друг к другу, плиты спаиваются, зоны их сочленения становятся частью стабильной коры.

Существующие в настоящее время горные цепи — самые молодые из множества гор, возникших в течение всей геологической истории. На рис. 120 показан возраст основных циклов горообразования, выделяемых в Европе. Горообразование считается одним из основных процессов в развитии земной коры: начиная с кембрия общая продолжительность горообразовательных циклов составила около 200 млн. лет. Последний цикл, в результате которого образовались альпийские горные цепи, а континенты заняли современное положение, продолжается с конца палеозоя. Чтобы составить представление о том, что происходило еще раньше, приходится изучать более древние горные

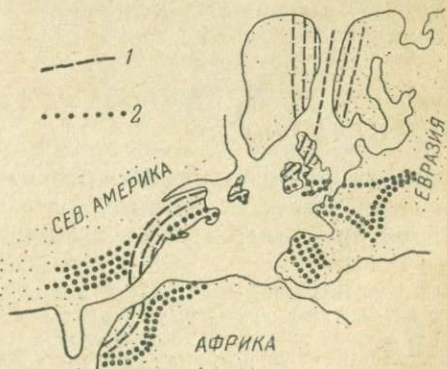


Рис. 137. Соответствие складчатых орогенных структур (горных цепей) континентов, сомкнутых вокруг Северной Атлантики.

Складчатые орогенные структуры: 1 — раннепалеозойские; 2 — позднепалеозойские.

хребты, возникновение которых, по-видимому, было связано со столкновением древних континентов. Некоторые из приводящих к этому выводу данных показаны на примере района Северной Атлантики (рис. 137), где сопоставление палеозойских складчатых структур позволяет заключить, что в этот период континентальные массивы северного полушария были сомкнуты и составляли единый материк с почти изолированным от океана огромным внутренним морем.

Скорее всего, континентальные массивы в прошлом постоянно двигались по поверхности Земли. Временами они собирались в единые огромные материки, затем снова распадались на отдельные континенты. Таким образом, последовательно проследив процессы объединения и разъединения континентов, можно воссоздать целостную картину эволюции земной поверхности, подобно тому как в результате исследования процессов дифференциации и интеграции материала горных пород можно восстановить весь ход круговорота вещества в земной коре.

15. Геология как естественноисторическая наука

Последовательность формирования и преобразования отложений, порядок изменения геологических условий образования горных пород, запечатленные в характере залегания и взаимоотношения их слоев, мощность и возраст отложений изучает одна из геологических наук, называемая *стратиграфией* *.

Многие принципы и методы, используемые при изучении прошлого Земли, кажутся порой простыми, а некоторые даже предельно очевидными. Значительная часть их аналогична принципам и методам, применяемым в других науках, в том числе в истории. Однако их утверждению предшествовал долгий и трудный период борьбы идей, продолжавшийся вплоть до начала XX в. Естествоиспытатели, жившие до середины XIX в., вряд ли с энтузиазмом приняли бы основные концепции и принципы современной геологии.

РАННИЕ (ДОНАУЧНЫЕ) ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Самые древние памятники письменности свидетельствуют о том, что люди всегда интересовались своим происхождением и отдаленным прошлым, причем на разных этапах истории делались

* Стратиграфия — наука, в которой в наиболее концентрированном виде реализуется лежащий в основе геологии исторический метод исследования; на нее опирается историческая геология, занимающаяся изучением происхождения и истории развития Земли. — *Прим. пер.*

попытка так или иначе связать эти вопросы с тем, что они наблюдали в горных породах. Так, древнегреческие философы еще за 500 лет до н. э. высказывали предположение, что обнаруживаемые в породах образования, которые теперь называют окаменелостями, некогда были живыми организмами. Однако практическое значение этого вывода, как и многих других открытий древних греков, в то время понято не было, и в дальнейшем о нем забыли. До середины XVII в. развитию подлинно научного направления в геологических исследованиях препятствовали три основных обстоятельства.

1. Использовалась неправильная методика наблюдения и объяснения геологических явлений. Обычно натуралисты проводили немногочисленные, часто совершенно не связанные между собой наблюдения, а затем посвящали долгие часы размышлениям по поводу сущности и происхождения соответствующих явлений, нередко выдвигая гипотезы и объяснения, которые невозможно было подтвердить последующими наблюдениями или измерениями. В результате все, что оказывалось за пределами разумного объяснения, они относили к области сверхъестественного и считали правомочным давать ему самые фантастические толкования. Такой подход приводил к появлению множества весьма странных концепций и представлений.

2. Геологические исследования не могли, как сейчас, опираться на точное знание физических, химических и биологических процессов, протекающих на Земле. Такое положение сохранялось до тех пор, пока в соответствующих областях науки не началось выяснение истинной природы этих процессов и свойств преобразуемого ими вещества. Химический состав минералов, составляющих породы, был установлен только в XIX в., а явление радиоактивности оставалось неизвестным вплоть до конца прошлого столетия; теория биологической эволюции на основе естественного отбора была выдвинута лишь в середине XIX в. Все подобные открытия и разработки внесли существенный вклад в познание далекого прошлого Земли.

3. Существовала тенденция связывать результаты подлинно научных исследований (особенно когда дело касалось происхождения и причин природных явлений) с различными религиозными верованиями и даже с совсем уже неоправданными, целиком вымышленными дополнениями к классическим религиозным догмам. Так, например, утверждение о том, что длительность истории Земли ограничивается 6000 лет, было не итогом каких-либо серьезных расчетов и даже не результатом соответствующей интерпретации библейских сказаний, а догматизированным наследием одного из столпов раннего христианства, который питал особое пристрастие к круглым числам. И тем не менее такие очевидно нелепые домыслы сдерживали прогресс геологической науки в течение сотен лет.

Быстрое развитие геологии стало возможным только после того, как было осознано, что она представляет собой подлинную науку, т. е. область познания, которое основано на наблюдениях и измерениях, зависящих от мастерства исследователей и совершенства применяемых ими инструментов, и свободно от несвойственного ему поиска «цели и смысла жизни», провозглашаемого религией.

СТАНОВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИИ

Одним из основоположников естественноисторического направления в геологии был датский естествоиспытатель и священник Николаус (Нильс) Стено (N. Steensen, латинизированное Steno, Stenonius, 1638—1687), который в 1669 г. в одной из своих работ * сформулировал основные принципы стратиграфии. В противоположность естествоиспытателям, исходившим в своих геологических построениях из идеи «всемирного потопа» и полагавшим, что породы на земной поверхности сформировались в результате отложения массы осадков по мере того, как потоп шел на убыль, Н. Стено утверждал, что каждый слой породы формировался под действием отдельной серии осадочных процессов на кровле слоев, образовавшихся раньше; самые нижние слои являются, таким образом, наиболее древними. Справедливость этого положения теперь совершенно очевидна, но Н. Стено, впервые формулируя его, счел необходимым, по-видимому для большей убедительности, дать ему внушительное название: «Закон последовательности напластования горных пород». Этот закон, или принцип, применим к отложениям любого района. И хотя существуют районы, где в результате интенсивного складкообразования часть пород опрокинута или полностью перевернута, даже в этих случаях имеется возможность (как было показано в гл. 8 и 12) по текстуре пород, например по косой или градиционной слоистости, определить, какое они имеют залегание — нормальное или перевернутое. Кроме того, все самые древние породы содержат наименьшее количество остатков ископаемых организмов и в наибольшей степени смяты в складки.

Другие принципы стратиграфии, сформулированные Н. Стено, состоят в следующем.

1. Принцип первоначальной горизонтальности залегания. Как уже отмечалось, большинство осадочных пород и лавовых потоков первоначально имеет горизонтальное залегание (см. гл. 12), хотя из этого общего правила бывают и некоторые исключения, о которых не следует забывать (см. гл. 8).

* Имеется в виду переведенный на русский язык трактат Н. Стено «О твердом, естественно содержащемся в твердом». М., Изд-во АН СССР, 1957. — Прим. пер.

2. Принцип первоначального бокового простирания. Этот принцип констатирует, что слои пород, сформировавшиеся одновременно, нередко могут быть почти непрерывно и последовательно, один за другим, прослежены на значительных площадях, хотя эта непрерывность может быть нарушена в результате выклинивания, срезания или эрозии слоев.

3. Принцип пересекающихся соотношений. В результате внедрения интрузий магматических пород (см. гл. 10) или возникновения несогласий (см. гл. 8) нередко оказывается, что одна группа пород рассекается или срезается другой. Во всех таких случаях внедрившиеся (рассекающие) или срезающие породы имеют более молодой возраст.

Таким образом, Н. Стено заложил основы научного исследования любых последовательностей пород (разрезов отложений), хотя полученные им выводы впервые нашли практическое применение лишь через 100 лет. Оказалось, однако, что изучение и сопоставление (корреляция) разрезов пород на основе принципов Н. Стено легко осуществимы только на сравнительно ограниченных участках. В более широких, региональных, масштабах корреляция, основанная только на распознавании в разрезах различных типов пород, проводилась с трудом и не удовлетворяла необходимым требованиям. Причина этого заключалась в фациальной изменчивости отложений: в один и тот же промежуток времени в разных местах обширных территорий происходит обычно образование различных типов пород, которые подчас почти невозможно уверенно сопоставлять между собой.

Выход из затруднения был найден английским землемером Уильямом Смитом (W. Smith, 1769—1839), который много ездил по стране, выполняя горно-геологические изыскания в связи с проектированием строительства каналов и мостов. У. Смит не получил специального геологического образования и поэтому был свободен от средневековых догматов геологии (таких, как идея всемирного потопа), которым все еще обучали студентов в конце XVIII в. Наблюдая при рытье каналов обнажающиеся разрезы осадочных отложений, он заметил, что в различных слоях горных пород встречаются ископаемые остатки организмов, причем нередко в каждом из них содержатся окаменелости, присущие только данному слою. В одних слоях встречались многочисленные раковины, в других отпечатки растений, а некоторые толщи вообще были лишены ископаемых остатков. У. Смит стал собирать окаменелости из каждого слоя и установил, что хотя породы определенного возраста по простиранию могут существенно меняться по составу (например, песчаники переходят в глины), в них нередко сохраняются одинаковые окаменелости. Это привело исследователя к мысли о возможности использования окаменелостей для более уверенного сопоставления и определения относительного возраста слоев и толщ, в которых они встречаются.

Используя принцип установления относительного возраста пород по содержащимся в них окаменелостям, У. Смит составил единую таблицу последовательности отложений, развитых на всей исследованной им территории (первую сводную стратиграфическую колонку). Различным слоям, пачкам слоев, толщам он присвоил собственные названия, а выходы их на поверхность нанес на топографическую карту и для наглядности раскрасил различными цветами. Так родилась первая геологическая карта Англии и Уэльса, изданная в 1815 г. Она имеет очень большое сходство с современными геологическими картами той же территории, причем многие названия выделенных на ней геологических подразделений (пачек, горизонтов и т. п.) все еще используются в настоящее время. Практикой своих историко-геологических исследований У. Смит фактически почти на 60 лет предвосхитил эволюционные принципы Ч. Дарвина.

Таким образом, в начале XIX в. в геологии постепенно утвердились принципы и методы, на основе которых можно было, изучая разрезы отложений, устанавливая возрастную последовательность слоев и толщ пород и даже сопоставлять по возрасту разрезы, далеко отстоящие друг от друга. Не имел, однако, удовлетворительного, однозначного, решения вопрос об условиях образования различных отложений: какой была физико-географическая обстановка, в которой в прошлом происходило формирование тех или иных типов пород? Исследователи, исходившие в решении этого вопроса из идеи всемирного потопа (так называемые дилuviанисты), полагали, как уже отмечалось, что все наблюдаемые сейчас горные породы и взаимоотношения между их слоями и толщами сформировались в прошлом одновременно, причем за сравнительно короткий промежуток времени. Согласно другой точке зрения, появление которой связано с именем знаменитого немецкого преподавателя, профессора Фрейбергской горной академии в Саксонии Абраама Готлоба Вернера (A. Werner, 1750—1817), всем горным породам приписывалось морское происхождение*. Считалось, например, что граниты — это химические осадки, о чем якобы свидетельствует их кристаллическое строение, а столбчатая отдельность в лавахых потоках, подобная наблюдаемой на плато Антрим («Мостовая Гигантов»), — это особенно крупные, гигантские кристаллы, выросшие в процессе химического осаждения вещества в море. Концепция А. Вернера по существу смыкалась с представлениями дилuviанистов, и в целом все это направление, опираясь на доктрину всемирного потопа, смогло просуществовать до середины XIX в., хотя и не было основано на сколько-нибудь детальном изучении самих пород и условий их залегания. А. Вернер с целью геологических изы-

* Концепция А. Вернера положила начало направлению, известному в истории геологии под названием «нептунизма»; общий смысл этого направления — признание ведущей роли в геологических процессах за внешними силами Земли. — *Прим. пер.*

сканий никогда не выезжал за пределы Верхней Саксонии, а его ученики стали осознавать ошибочность концепции своего учителя лишь после того, как начали совершать дальние научные путешествия и посетили древние центры вулканической деятельности, такие, как провинция Овернь в центральной части Франции и Внутренние Гебридские острова на северо-западе Великобритании.

Начало современному подходу к реконструкции и интерпретации событий геологического прошлого на основе изучения самих пород и их взаимоотношений положил шотландский геолог Джеймс Геттон (J. Hutton, 1726—1797). Он не только пришел к ряду принципиальных выводов о происхождении пород (например, он утверждал, что некоторые породы образуются из расплавов, поступающих из земных недр) и занимал, таким образом, в научной полемике того времени по этому вопросу позицию, противоположную позиции А. Вернера *, но и сделал важный шаг в развитии принципов геологических исследований. Большое значение для развития геологии имела общая концепция Дж. Геттона, согласно которой в далеком геологическом прошлом на Земле действовали те же самые силы, которые преобразуют ее поверхность в наши дни. Он утверждал, что нет никакой необходимости допускать, что в прошлом существовали какие-то другие, особые, силы, которые не могут быть обнаружены сегодня. Суть своей концепции Дж. Геттон выразил в следующих словах: «Изучая окружающий мир в настоящем, мы можем получать данные, позволяющие судить о том, что происходило в прошлом, точно так же, как на основании того, что происходит в настоящем, мы получаем сведения для заключения о том, что случится в будущем. Допуская, что природные процессы протекают непрерывно и равномерно, мы получаем возможность с полной определенностью заключить, что для того, чтобы на Земле произошли те или иные события, результаты которых мы наблюдаем, обязательно требуется определенное и притом достаточно длительное время...

Однако, как же мы можем выявить и описать процессы, которые никто реально не наблюдал и о которых нет никаких письменных исторических сведений? Это можно сделать, во-первых, выяснив природу тех твердых тел, происхождение и историю которых мы хотим узнать, и, во-вторых, изучив природные процессы, действующие на земном шаре, с той целью, чтобы установить, не происходят ли сейчас такие процессы, которые, судя по природе твердых тел, представляются необходимыми для их образования... Поэтому нет никаких оснований обращаться для объяснения того, что реально наблюдается, к каким-либо сверхъ-

* С именем Дж. Геттона связывают направление, известное в истории геологии под названием «вулканизма», или «плутонизма», суть которого в признании ведущей роли в геологических процессах за внутренними силами Земли. — *Прим. пер.*

естественным предположениям о злонамеренных силах, разрушительных случайных катастрофах или действии причин неизвестного происхождения).

У Дж. Геттона был подлинно научный подход к изучению природных явлений, в основе которого лежали его собственные наблюдения, причем при их проведении он не получал никаких данных, которые позволили бы заключить, что геологические процессы когда-либо прерывались, а не действовали постоянно, начиная с самых отдаленных времен; это заставило его прийти к следующему выводу: «Если в системе природы установлена преемственность миров, то напрасно было бы искать что-нибудь особенное, какую-либо первопричину в происхождении Земли... Поэтому результат наших нынешних исследований состоит в том, что мы не находим никаких признаков начала и никаких перспектив конца существования Земли».

В начале XIX в. с популяризацией взглядов Дж. Геттона выступил его друг Джон Плейфер (J. Playfair, 1747—1819). В 1830 г. английский геолог Чарлз Лайель (Ch. Lyell, 1797—1875), убедившийся к этому времени в правоте Дж. Геттона, опубликовал первое издание своей книги «Основы геологии», которая на протяжении последующего 50-летия служила основным руководством для геологов и оказала большое влияние на формирование мировоззрения Чарлза Дарвина (Ch. Darwin, 1809—1882). Подзаголовок его книги — «Опыт объяснения прошлых изменений поверхности Земли путем соотнесения их с ныне действующими причинами» — свидетельствует о том, насколько точно и последовательно автор придерживался основного тезиса Дж. Геттона. Принято считать, что «Основы геологии» Ч. Лайеля и «Происхождение видов» Ч. Дарвина произвели революцию в научном мышлении XIX в., подобную той, которую вызвали открытия И. Ньютона, И. Кеплера и Г. Галилея в XVII в.

Главная концепция, служившая основанием для интерпретации геологических данных, которую выдвинул Дж. Геттон и детально разработал Ч. Лайель, получила от ее противников название «униформизм»*, а позднее была сформулирована в виде краткого изречения: «Настоящее — ключ к прошлому». Эта концепция до сих пор сохранила свое значение в качестве основы всех геологических исследований, несмотря на непрекращающуюся критику и дискуссии по поводу ее правомочности и достоверности получаемых с ее помощью знаний.

Дж. Геттон и У. Смит могут, таким образом, считаться подлинными основоположниками геологии (и в частности, стратиграфии) в ее современном понимании. До 1780 г. ученые в течение многих

* Униформистское учение Ч. Лайеля опиралось на принцип однообразия (principle of uniformity), согласно которому природные силы (геологические и биологические) по своей энергии и скорости действия всегда были такими же, какими мы их наблюдаем в настоящее время. — *Прим. пер.*

веков как бы блуждали в темноте в поисках ключей, которыми можно было бы открыть двери к идеям, необходимым для интерпретации массы геологических фактов, накопившихся за сотни лет. А уже к 1830 г. Ч. Лайель смог обобщить и систематизировать геологические данные, причем составленная им сводка вполне соответствует уровню знаний в наши дни. С этого времени открылся широкий путь для научных исканий, приведший к современному пониманию геологической истории нашей планеты в целом и ее отдельных регионов. Дж. Плейфер во вступлении к своей книге «Иллюстрации к «Теории Земли» Геттона», в которой он как раз популяризировал работу, положившую начало революционному перевороту в геологии, высказался по этому поводу следующим образом: «...у нас есть все основания прийти к заключению, что Земля была ареной многих грандиозных революционных преобразований и что ничто на ее поверхности не избежало их воздействия...

Проследить развитие целого ряда таких преобразований во времени, объяснить их причины и тем самым связать воедино все сведения об изменениях, обнаруживаемых в царстве минералов — вот истинный предмет теории Земли (разрядка наша. — *Ред.*).

Для того чтобы просто привлечь внимание людей к теории Земли, достаточно их весьма поверхностного знакомства с геологическими явлениями; для создания же такой теории требуется точное и всестороннее исследование этих явлений, причем оно не идет ни в какое сравнение с созданием теорий в любых, даже наиболее высокоразвитых физических науках. Вероятно, ни в одной из этих наук нет исследований более трудных, чем в геологии. и наверняка нет таких, где исследуемый предмет обладал бы столь большой сложностью, где наблюдаемые явления были бы настолько разнообразны или так широко рассредоточены в пространстве и где, наконец, причины, вызывающие эти явления, столь далеко отстояли бы от обычных наблюдений. Отсюда понятно, почему попытки создания теории Земли начали предприниматься лишь в самое последнее время и почему в отличие от астрономии, которая благодаря относительной простоте своего предмета принадлежит к числу наиболее древних наук, геология в связи со сложностью предмета исследований остается пока в ряду самых молодых наук».

Последнее высказывание Дж. Плейфера может вызвать у читателя улыбку, но оно свидетельствует об искреннем убеждении основоположников геологии в том, что они находятся на пороге удивительных открытий. Геология и сейчас — молодая, развивающаяся наука; успехи, достигнутые ею за последние 20 лет, поистине огромны. Подсчитано, что сейчас еще живут и работают 90% геологов, причастных к этим последним достижениям и внесших существенный вклад в развитие геологии.

В начале книги (см. гл. 2) читатели уже предварительно ознакомились с геохронологической шкалой — шкалой периодизации геологической истории, в которой показано соотношение — последовательность — наиболее крупных подразделений геологического времени (эр и периодов), выделенных еще в начале XIX в.; им отвечают соответствующие подразделения осадочных горных пород. Первоначально временные подразделения выделялись именно как подразделения пород по преобладанию того или иного их типа в разных частях последовательно сопоставляемых разрезов, а также по наличию явных несогласий между ними.

Так, например, «древний красный песчаник», распространенный вблизи границ Уэльса, можно было легко отличить как от перекрывающих его серых известняков с пластами угля, так и от «нового красного песчаника» (кирпично-красного цвета), залегающего на известняках. Угленосная толща известняков была выделена в каменноугольную систему.

Отложения, перекрывающие «новый красный песчаник», представлены глинами с обилием окаменелостей, песчаниками и известняками. Превосходные обнажения этих отложений были обнаружены в горах Юра на границе Франции и Швейцарии; от названия этих гор отложения получили наименование юрской системы. Залегающая над ними толща пород, включающая пачки характерного белого мела, была выделена в самостоятельную меловую систему (от латинского *creta* — мел).

Наиболее молодым породам было присвоено название самого верхнего подразделения более ранней системы расчленения отложений, согласно которой они разделялись (снизу вверх) на первичные, вторичные и третичные. В 1833 г. Ч. Лайель предложил разбить третичные отложения на три части по относительному содержанию ископаемых остатков тех групп организмов, которые не вымерли, а продолжают жить и поныне. По этому признаку были выделены эоцен (что в переводе с греческого означает «заря нового времени») — отложения, в которых среди всех ископаемых остатков организмов представители ныне живущих форм составляют всего 1—5%; миоцен («умеренно новое, или среднее время») — 20—40% и плиоцен («наиболее новое время») — 50—100%. Позднее верхняя часть плиоцена была выделена в самостоятельное подразделение плейстоцен («крайне новое время»), а смежные слои эоцена и миоцена объединены в олигоцен («незначительно новое время»).

Изучение обеих толщ красных песчаников на более обширных площадях, в региональном масштабе, привело к внесению в геохронологическую шкалу дальнейших изменений. В Великобритании толща «новых красных песчаников» почти всегда однообразна по составу, но в континентальной Европе эту толщу удалось разделить на две крупные системы. Аналог нижней части

толщи был обнаружен далеко на восток от Великобритании. Два знаменитых английских геолога Родерик Мурчисон (R. Murchison, 1792—1871) и Адам Седжвик (A. Sedgwick, 1785—1873), приглашенные в 1841 г. правительством России на полевые геологические исследования, выделили в Западном Приуралье мощную, богатую окаменелостями толщу известняков в самостоятельную пермскую систему, назвав ее по имени бывшей Пермской губернии, где она была обнаружена. В 1834 г. в Германии толщу пород, соответствующую верхней части «нового красного песчаника», удалось по типу пород подразделить на три части, а вся толща в целом тоже была выделена в особую систему и названа в соответствии с расчленением ее на три части триасовой. Еще до путешествия в Россию Р. Мурчисон и А. Седжвик посетили графства Девоншир и Корнуолл и обнаружили там толщу пород, более древних, чем угленосные отложения, но имеющих мало общего с «древним красным песчаником». Выделив эту толщу в самостоятельную систему (1839 г.), Р. Мурчисон и А. Седжвик по имени графства Девоншир назвали ее девонской. Позднее исследования на Рейнском сланцевом плато подтвердили, что эти девонские породы представляют собой морской эквивалент континентальных «древних красных песчаников».

Расчленение более древних пород, подстилающих «древний красный песчаник», оказалось весьма затруднительным, поскольку они однородны по составу, часто сильно смяты в складки, разбиты сбросами и содержат мало окаменелостей. Тем не менее Р. Мурчисон предпринял попытку разделить эти отложения, отправившись для этого в Южный Уэльс. Ему удалось выделить два подразделения — нижний и верхний силур, которые получили свое наименование по названию племени силуров, некогда населявших этот район. В это же время А. Седжвик изучал древнейшие отложения в Северном Уэльсе. Не располагая верхней границей — поверхностью отсчета — для привязки выделяемых подразделений (кровля отложений здесь не наблюдалась), изученные им древние породы он выделил в самостоятельную систему, названную кембрийской (по старому названию области Уэльс — Cambria). Когда же выяснилось, что верхний кембрий Седжвика и нижний силур Мурчисона содержат одинаковые ископаемые остатки организмов и являются, таким образом, одним и тем же подразделением, друзья поссорились на всю жизнь. И только после смерти обоих Ч. Лэпуорт (Ch. Lapworth) в 1879 г., разобравшись по остаткам граптолитов в сложном геологическом строении Южно-Шотландской возвышенности, предложил для подразделения, послужившего предметом спора, новое название — ордовик (по названию древнего кельтского племени, обитавшего в Северном Уэльсе).

Поскольку кембрийские породы в то время были самыми древними из числа тех, в которых удалось обнаружить окаменелости, все еще более древние, залегающие ниже по разрезу кристалли-

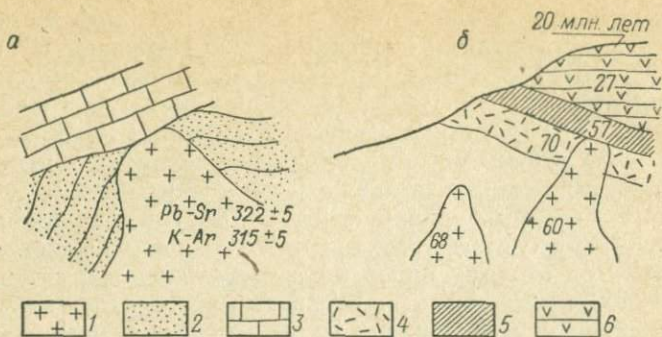


Рис. 138. Определение абсолютного возраста пород радиометрическими методами.

а — вогеаские граниты; б — магматические породы горы Таксон. 1 — граниты; 2 — турнейские песчаники; 3 — визейские известняки; 4 — риолиты; 5 — андезиты; 6 — базальты.

ческие сланцы и гнейсы получили общее наименование докембрийских (докембрий).

Такова краткая история выделения и наименования основных подразделений геохронологической шкалы. Поразительно то, что они выдержали проверку временем, получили всемирное распространение и повсеместно были приспособлены к конкретным условиям различных районов. Отклонение допущено лишь в Северной Америке, где каменноугольная система разделяется на миссисипскую (известняковую) и пенсильванскую (угленосную) системы. Выяснилось, однако, что первоначальные границы подразделений, обычно проводившиеся по основным несогласиям и типам пород в Великобритании, не универсальны и что более надежными в этом отношении являются границы, установленные по распространению остатков организмов. В 1840 г. английским геологом Джоном Филлипсом (J. Phillips, 1800—1874) была предложена общая схема классификации подразделений геологического времени и пород, согласно которой помимо периодов (систем) выделялись три эры (группы) — кайнозойская («новой жизни»): эоцен — ныне; мезозойская («средней жизни»): триас — мел; палеозойская («древней жизни»): кембрий — пермь. Все три эры в настоящее время объединяются под общим названием фанерозой («время явной жизни»). Докембрийские породы содержат мало окаменелостей и могут быть подразделены на две группы (эры): более древнюю архейскую («время без жизни») и протерозойскую («время скрытой жизни»).

Окаменелости — наиболее важное средство установления относительного возраста отложений; по ним можно выяснить, какие породы являются более древними, а какие более молодыми, т. е. определить возраст одних пород по отношению к возрасту других. В то же время по окаменелостям невозможно установить абсолютный возраст пород (в годах); в настоящее время его определяют

по заключенным в породах радиоактивным минералам. Основные принципы радиометрического метода описаны в гл. 13. Наиболее надежно определяется абсолютный возраст магматических пород, поскольку промежуток времени, «зафиксированный» в содержащихся в них радиоактивных минералах, отсчитывается начиная с момента образования пород. Особенно успешно устанавливается абсолютный возраст целых серий магматических пород, последовательно кристаллизовавшихся из расплава. На рис. 138, б показан пример использования радиометрических методов для определения абсолютного возраста последовательно изливавшихся лав и интрузивных магматических пород. Другой пример иллюстрируется рис. 138, а, где вогезские граниты использовались для установления абсолютного возраста турнейских пород, сначала прорванных гранитной интрузией, а позднее несогласно перекрытых породами визейского возраста. Возраст определялся с помощью двух радиометрических методов: рубидий-стронциевого $Rb - Sr$ (показавшего возраст 322 ± 5 млн. лет) и калий-аргонового $K - Ar$ (315 ± 5 млн. лет).

Можно привести еще один пример. Благодаря определению абсолютного возраста удалось доказать, что возраст гранитов, слагающих о. Ланди в Бристольском заливе, расположенный, казалось бы, ближе всего к Дартмурскому гранитному массиву (возраст которого 280 млн. лет), в действительности такой же, как и возраст более молодых гранитных массивов Северной Ирландии и Западной Шотландии (возраст которых лишь 50 млн. лет), расположенных значительно дальше от о. Ланди.

В осадочных отложениях содержатся минералы, ранее входившие в состав самых различных пород, поэтому при радиометрическом анализе этих отложений могут быть получены разные значения абсолютного возраста, отвечающие длительному промежутку геологического времени. Некоторые минералы (такие, как глауконит) образуются одновременно с накоплением осадков в море и содержат небольшие количества радиоактивных элементов; по этим минералам возраст осадочных пород можно определять более точно.

При определении абсолютного возраста метаморфических пород (когда речь идет об их первичном, до начала метаморфизма, возрасте) тоже приходится сталкиваться с рядом трудностей, так как в процессе метаморфизма обычно образуются новые минералы, а поскольку многие метаморфические породы подвергаются неоднократным преобразованиям, они характеризуются несколькими значениями абсолютного возраста. В то же время благодаря этому появляется возможность для выявления отдельных фаз метаморфизма и соответствующих циклов складчатых орогенических движений на изучаемой территории. Для отдельных минералов, заключенных внутри метаморфической породы, могут быть получены заниженные значения абсолютного возраста по сравнению с возрастом породы в целом; этот факт свидетельствует

о том, что в более позднюю фазу метаморфизма преобразованию подверглись лишь какие-то определенные минералы, а не вся порода. Использование всех возможностей детальной реконструкции геологических условий на основе определений абсолютного возраста метаморфических пород особенно важно при изучении докембрийских отложений.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ

Геологическое время, отвечающее истории Земли, подразделяется, как было показано, на ряд периодов, и породы каждой системы, сформировавшиеся в течение определенного периода, имеют свои характерные особенности. Английским геологам повезло в том отношении, что на сравнительно небольшой территории Британских островов сохранились породы, соответствующие всем геологическим периодам (рис. 139). Отсутствуют, по-видимому, только отложения миоценовой эпохи. Отложения разных периодов разграничены главным образом изохронными (одновозрастными) поверхностями, установленными по остаткам ископаемых организмов, так что именно окаменелости, содержащиеся в отложениях разного возраста, являются их существенным отличительным признаком. Учитывая возрастные соотношения и анализируя состав и строение отложений разного возраста, можно проследить последовательность основных событий геологической истории этого маленького участка земной поверхности, выявить соответствующие циклы формирования пород и складчатого горообразования. За последние 600 млн. лет, с начала кембрия, территория Британских островов прошла через три таких цикла.

Первый — каледонский — цикл соответствует главным образом раннепалеозойскому времени (кембрийский, ордовикский и силурийский периоды), когда глубокий геосинклинальный прогиб пересекал центр Великобритании и простирался в северо-восточном направлении до Скандинавского полуострова. Процесс осадконакопления продолжался почти 200 млн. лет, сопровождаясь в ордовике вулканической деятельностью и местами прерываясь незначительными складчатыми движениями земной коры. В конце силура в ходе интенсивной складчатости, сопровождаемой разрывными нарушениями, произошло поднятие высоких горных цепей, протянувшихся через всю страну в начале девонского периода. В девоне эти горы, занимавшие центральную и северную части Великобритании, были разрушены эрозионными процессами.

За первым последовал второй — герцинский — цикл геосинклинального осадконакопления и складчатости, но на этот раз геосинклиналь пересекала самый юг Великобритании и простиралась в Северную Францию и Центральную Европу. Осадконакопление и образование пород шло в этой геосинклинали начиная с конца

Рис. 139. Схематическая геологическая карта Британских островов.

Основные геологические регионы: I — Ирландия (главным образом верхний палеозой и докембрий); I' — лавовое плато (кайнозой); II — Северо-Шотландское нагорье, Гебридские и Орнейские острова (докембрий, третичный вулканиззм); III — Центральная Шотландия (верхний палеозой); IV — Юго-Восточная Англия (область мезозойских и кайнозойских уступов); V — Юго-Западная Англия (девон, карбон); VI — Уэльс (докембрий, нижний палеозой); VII — Мидленд и Северная Англия (триас, верхний палеозой).

Основные стратиграфические подразделения (области распространения, отложения и условия их образования): 1 — докембрий (шельфовые моря; суша; вулканическая деятельность); 2 — кембрий (геосинклинальные шельфовые моря); 3 — ордовик — силур (геосинклинальные шельфовые моря; вулканическая деятельность); 4 — девон (шельфовые моря; суша; речные и озерные отложения; вулканическая деятельность); 5 — нижний карбон (шельфовые моря; известняки, рифы; дельты; угленосные отложения; на юге — геосинклиналь); 6 — верхний карбон (дельты; угленосные отложения; шельфовые моря; на юге — геосинклиналь); 7 — пермь (суша; соляные и речные отложения); 8 — триас (суша; соляные, речные и озерные отложения); 9 — юра (шельфовые моря; глины, пески, известняки, железистые породы; дельты; угленосные отложения); 10 — мел (шельфовые моря; глины, пески, известняки; озера); 11 — кайнозой (мельные шельфовые моря; суша; ледниковые и речные отложения).



девонского периода. В каменноугольный период мелководное море распространилось к северу, покрыв большую часть Англии. Периодически оно вторгалось на территорию нынешней Южно-Шотландской возвышенности и даже севернее, где позднее образовались дельты и болота, в которых происходило формирование углей. Этот цикл длился тоже около 200 млн. лет, и складчатые горообразовательные движения достигли максимума к концу цикла. Однако в этом случае хребты складчатых гор, имевших широтное простирание, были распространены в пределах Южного Уэльса и на части территории Англии, расположенной южнее линии Бристольский залив — устье Темзы; на остальной территории страны произошли только слабые колебательные движения. Цикл также завершился эрозией горных цепей и континентальным осадконакоплением (пермский и триасовый периоды).

На геосинклинальной стадии третьего — альпийского — цикла большая часть Англии оказалась затопленной мелководными шельфовыми морями в течение юрского, мелового периодов и в раннетретичное время. Орогенические движения земной коры достигли кульминации в середине третичного периода. На этом этапе геологической истории территория Великобритании уже не входила в пределы большой геосинклинали (Тетис располагался на 500 км южнее), поэтому весь цикл проявился не столь отчетливо, как

ТАБЛИЦА 12

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ (ОРОГЕНИЧЕСКИЕ) ЦИКЛЫ НА ТЕРРИТОРИИ БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ

Абсолютный возраст, млн. лет назад	Относительный возраст	Тектонические циклы			
180	Плейстоцен Неоген Палеоген Мел Юра			↑ Эрозия ↑ Воздымание ↑ Отложение ↑	Альпийский
350	Триас Пермь Поздний карбон Ранний карбон			↑ Эрозия ↑ Воздымание ↑ Отложение ↑	Герцинский
400	Девон	↑ Эрозия	Каледонский	↑ Отложение	
600	Силур Ордовик Кембрий	↑ Воздымание ↑ Отложение ↑			
4600	Докембрий	Несколько циклов	Докембрийские		

предыдущие. Продолжительность третьего цикла составила 180 млн. лет, он завершился эрозионными процессами, продолжающимися и ныне. В наши дни рельеф Великобритании более резкий, эрозия идет значительно быстрее, а развитие суши проходит интенсивнее, чем в том далеком прошлом, когда морские просторы занимали значительно большую территорию, чем отчетливый континентальный рельеф.

В докембрии территория Великобритании, несомненно, претерпела еще целый ряд подобных циклов, которые могут быть выявлены при детальном изучении сильно нарушенных и метаморфизованных толщ в Северо-Шотландском нагорье. По-видимому, там удастся выделить по меньшей мере два (а может быть, и больше) цикла, общая длительность которых более 2 млрд. лет.

Оглавление

От переводчиков	5
Предисловие к первому изданию	9
Предисловие ко второму изданию	10

Часть первая. ЗЕМЛЯ

1. Геология — наука о Земле	11
2. Планета Земля	13
3. Горные породы на земной поверхности	19
Основные свойства горных пород (19). Знакомство с минералами (21).	

Часть вторая. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

4. Климат и ветер	33
Выветривание (34). Подземные воды (37). Оползание и оползни (39). Деятельность ветра (41).	
5. Текучие воды	44
6. Озера, моря и океаны	59
Озера (59). Моря и океаны (64).	
7. Лед	83

Часть третья. ПОРОДЫ И ОКАМЕНЕЛОСТИ

8. Осадочные породы	94
Превращение рыхлых осадков в твердые породы (95). Осадочные породы — свидетели геологического прошлого (96). Классификация и диагностика осадочных пород (101). Осадочные породы и геологическое время (128).	
9. Ископаемые организмы (окаменелости)	130
Окаменелости — свидетельства древней жизни (134). Основные группы ископаемых организмов (138). Ископаемые организмы и геологическое время (170).	
10. Вулканы и магматические породы	175
Современная вулканическая деятельность (175). Основные формы залегания глубинных магматических пород (186). Магма — причина вулканизма и источник магматических пород (189). Основные свойства магматических пород (193). Основные группы магматических пород (196). Общая картина процессов магматизма (201). Магматические породы и геологическое время (205). Магматизм и полезные ископаемые (206).	
11. Метаморфические породы и граниты	209
Типы метаморфизма (212). Метаморфические породы и геологическое время (217). Граниты (218). Круговорот вещества в земной коре: взаимосвязь породоформирующих процессов (221).	

12. Тектонические структуры	223
---------------------------------------	-----

Изучение тектонических структур (223). Основные типы тектонических структур (226). Развитие подвижных геосинклинальных поясов и образование складчатых гор (234). Орогенные циклы и пространственное соотношение орогенных областей (238).

Часть четвертая. ОБЩАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ,
ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

13. Внутреннее строение и происхождение Земли	240
---	-----

Внутреннее строение Земли (240). Происхождение Земли (247). Возраст Земли (249)

14. Развитие и движение континентов	251
---	-----

15. Геология как естественноисторическая наука	262
--	-----

Ранние (донаучные) геологические представления (262). Становление современной геологии (264). Геохронологическая шкала (270). Основные этапы геологической истории Британских островов (274).

ИБ № 1553

М. Дж. Брэдшоу

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

Редактор издательства Э. М. Бородянская. Переплет художника В. В. Белякова. Техн. редактор А. Б. Ящуржинская. Корректор М. И. Витис. Сдано в набор 28/VII 1977 г. Подписано в печать 22/XI 1977 г. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Печ. л. 17^{1/2}. Уч.-изд. л. 17,59. Тираж 10 800 экз. Заказ 643/434. Цена 1 руб. Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 196006, Ленинград, М-6, Московский пр., 91.

1 руб.

2332

НЕДРА