

Н. Б. ЛЕБЕДЕВА

Пособие
к практическим
занятиям
по общей
геологии



Н. Б. ЛЕБЕДЕВА

Пособие к практическим занятиям по общей геологии

ИЗДАНИЕ 3,
переработанное и дополненное

ДОПУЩЕНО МИНИСТЕРСТВОМ
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНОГО ПОСОБИЯ
ДЛЯ СТУДЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ ВУЗОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
1972

160

УДК 551.1/4

100

2-9-1
176-71

ВВЕДЕНИЕ

Практическая часть курса общей геологии предусматривает получение студентами некоторого минимума практических знаний и навыков, которые облегчат усвоение лекционного курса, а также подготовят к самостоятельной полевой работе.

Данное пособие рассчитано на использование студентами при практических и самостоятельных занятиях по курсу общей геологии. Оно состоит из двух разделов. Первый из них посвящен вещественному составу земной коры и знакомит со свойствами наиболее распространенных минералов и горных пород, а также с простейшими полевыми методами их определения. Второй раздел посвящен вопросам строения земной коры. В нем даются сведения о слоях и их залегании, о способах изображения слоев на геологической графике. Приводятся краткие сведения о геохронологии.

Земная кора сложена горными породами. Горные породы являются естественными образованиями, возникшими в определенных для каждой породы условиях. Горные породы представляют собой закономерный агрегат (скопление) минералов. К породам относятся: песок, глина, известняк, гранит, базальт, мрамор и многие другие.

Минералами называются химические соединения или отдельные химические элементы, возникшие в результате различных физико-химических процессов, происходящих в верхних оболочках Земли. Каждый минерал обладает комплексом свойств, изучение которых позволяет определять минералы. Эти свойства обуславливаются составом и внутренним строением, более или менее постоянным для данного минерала¹.

подавляющее большинство горных пород и минералов в земной коре находятся в твердом состоянии и лишь незначительная их часть — в жидком (вода, нефть) или газообразном (горючие газы). Ниже приводятся свойства и указываются методы определения только твердых минералов и горных пород.

1. НАЧАЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ МИНЕРАЛОГИИ

Свойства аморфных и кристаллических веществ

В земной коре минералы находятся преимущественно в кристаллическом состоянии и лишь незначительная часть в

¹ Химический состав минералов подвержен некоторым колебаниям, вызываемым явлением изоморфизма, заключающимся в том, что некоторые ионы или их группы, обладающие более или менее одинаковыми размерами, могут замещать друг друга в кристаллических структурах без изменения последних. Например, минералы ряда форстерит ($Mg_2[SiO_4]$) — фаялит ($Fe_2[SiO_4]$), ряда плагиоклазов — альбит ($Na[AlSi_3O_8]$) — анортит ($Ca[Al_2Si_2O_8]$).

аморфном. Различие между кристаллическим и аморфным состоянием вещества заключается в том, что в кристаллическом теле материальные частицы (ионы, атомы) располагаются в строго определенном, характерном для данного вещества порядке, который иллюстрируется его кристаллической решеткой (рис. 1, 2). В аморфном веществе закономерность в расположении частиц отсутствует. Различие во внутреннем строении вызывает различие свойств кристаллических и аморфных веществ.

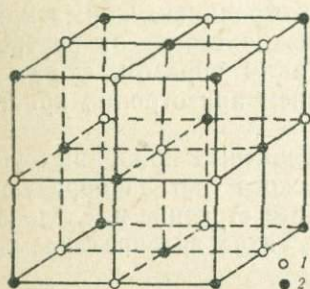
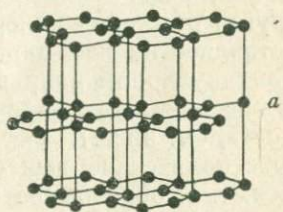
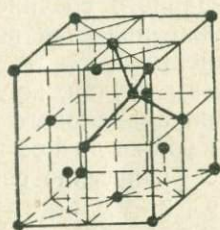


Рис. 1. Структура галита (NaCl):

1 — центры атомов натрия, 2 — центры атомов хлора



1



б

Рис. 2. Структура: а — графита (С), б — алмаза (С);

1 — центры атомов углерода

Прежде всего это выражается в том, что кристаллические вещества анизотропны (неравносвойственны в разных направлениях), а аморфные — изотропны (равносвойственны). Свойства кристаллического вещества обуславливаются его внутренним строением, силами сцепления, существующими между слагающими его частицами. В разных направлениях в кристаллическом веществе связи между частицами могут быть различны, а отсюда разными будут и свойства вещества в этих направлениях (анизотропия). В аморфных веществах свойства зависят только от химического состава и во всех направлениях статистически одинаковы (изотропия).

Анизотропия кристаллических веществ наблюдается часто и выражается по-разному. Примером может служить минерал графит (С). В его кристаллической структуре отчетливо видны плоские слои, сложенные шестиугольниками, в вершинах которых располагаются атомы углерода (рис. 2, а).

Расстояние между атомами углерода в слое почти вдвое меньше расстояния между атомами соседних слоев. Отсюда вытекает способность графита легко расщепляться на тонкие листочки, ориентированные параллельно слоям решетки, т. е. в направлении наименьшего сцепления между атомами (спайность, см. ниже). В других направлениях силы сцепления больше, спайность отсутствует, и графит ломается, давая неровный излом.

Другой пример — минерал дистен ($Al_2O_3[SiO_4]$). Стальной нож оставляет на нем царапину по удлинению кристалла, а в перпендикулярном направлении — не оставляет, т. е. дистен обнаруживает в этих направлениях различную твердость (твердость, см. ниже).

Кристаллические вещества обладают свойством самоограняться, т. е. образовывать многогранники. Форма кристаллов разнообразна и зависит прежде всего от внутреннего строения данного соединения. Таким образом, форма кристаллов также является выражением анизотропии кристаллических веществ.

Известны случаи, когда в различных природных условиях вещества одинакового химического состава образуют минералы, имеющие разное внутреннее строение и, следовательно, разные физические свойства. Такое явление называется полиморфизмом.

В качестве примера полиморфного превращения можно назвать минералы графит и алмаз — две модификации углерода (С). Внутреннее строение (структура) алмаза резко отличается от строения графита (см. рис. 2). В структуре алмаза атомы углерода образуют бесконечную трехмерную вязь из тетраэдров (см. рис. 2, б). Связи между всеми атомами однотипны и прочны. Отсюда вытекают резкие различия свойств этих минералов — высокая твердость алмаза (10) и низкая — графита (1); 3,5 — уд. вес алмаза и 2,1—2,3 — графита и т. д. При некоторых условиях структура алмаза перестраивается в структуру графита (при нагревании алмаза при нормальном давлении до температуры выше 3000° без доступа воздуха). Обратный переход совершается при очень большом давлении — $100\,000\text{ атм.}$

Примером полиморфизма могут служить также минералы пирит и марказит (FeS_2), кальцит и арагонит ($CaCO_3$) и др.

Важное свойство кристаллического вещества — его однородность, проявляющаяся в том, что любые его части имеют одинаковые свойства. Любой кусочек графита в одном направлении легко расщепляется по параллельным плоскостям на листочки, а в других с трудом ломается по неровным поверхностям. Это обусловлено одинаковым внутренним строением любого кусочка.

Минеральные агрегаты

Минералы встречаются в природе либо в виде скоплений минеральных зерен, называемых минеральными агрегатами, либо реже в виде отдельных кристаллов или закономерных их сростков. Характер агрегатов зависит главным образом от условий образования. Среди минеральных агрегатов наиболее распространены следующие:

1. Зернистые агрегаты — скопления минеральных зерен, имеющих, в отличие от кристаллов, более или менее неправильную форму. Такие агрегаты образуются при одновременном выпадении из расплава или раствора массы кристаллов минералов. Одновременный рост каждого из этих первоначально очень маленьких зародышевых кристалликов приводит к тому, что кристаллические зерна не могут полностью образовывать свойственный им многогранник и принимают форму того свободного пространства, которое было в их распоряжении.

Зернистые агрегаты встречаются в природе очень часто. Если агрегат состоит из зерен какого-либо одного минерала, он называется мономинеральным, если агрегат включает зерна нескольких различных минералов — он носит название полиминерального.

В зависимости от условий, в которых происходило образование агрегата, изменяется величина слагающих его зерен. Агрегаты с размерами зерен более 5 мм в поперечнике называются крупнозернистыми. К среднезернистым относятся агрегаты с размерами зерен от 1 до 5 мм, к мелкозернистым, тонкозернистым и землистым — агрегаты, состоящие из более мелких зерен.

В зависимости от формы кристаллических зерен различают зернистые агрегаты, состоящие из более или менее изометричных зерен; листоватые или чешуйчатые — при пластинчатой форме зерен; шестоватые, игольчатые, волокнистые, лучистые — в случае вытянутой формы зерен.

2. Друзы — сростки более или менее правильных кристаллов, проросших одним концом к породе. Образуется при росте кристаллов в относительно свободном пространстве — в открытых трещинах, пустотах, пещерах (рис. 3). Если в друзе кристаллы параллельны и соприкасаются друг с другом, такая форма носит название кристаллической щетки.

3. Двойники — закономерные сростки двух и более кристаллов. Например, минерал гипс часто образует двойники — «ласточкин хвост» (рис. 4, а), а плагиоклазы — сложные полисинтетические двойники (рис. 4, б), след от которых виден на плоскостях спайности в виде параллельной двойниковой полосчатости или штриховки.

4. **Дендриты** представляют собой плоские, в виде пленки, сростки кристаллов, напоминающие ветвящиеся тонкие ростки мха. Они образуются в результате быстрой кристаллизации минералов обычно в тонких трещинах.

5. **Секрции** возникают при заполнении минералами пустот в породе. Они имеют обычно концентрическое строение:



Рис. 3. Друза кварца

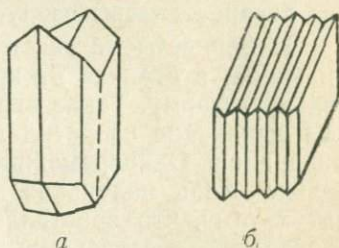


Рис. 4. Двойник гипса «ласточкин хвост» (а) и полисинтетические двойники плагиоклазов (б)



Рис. 5. Жеода кремня и кварца

порции минерального вещества последовательно осаждаются на стенке полости, постепенно заполняя ее от периферии к центру. Если вся полость оказывается заполненной минеральным веществом, то центральная часть секрции часто имеет радиально-лучистое строение. Если минерального вещества не хватает для заполнения всей пустоты, в центре секрции сохраняется полость. Мелкие секрции (до 10 мм в поперечнике) называются миндалинами, крупные — жеодами (рис. 5).

6. **Конкреции** представляют собой агрегаты более или менее округлой формы и являются результатом отложения

минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации. Строение конкреций часто бывает радиально-лучистым, а также концентрическим (скорлуповатым).

7. **Оолиты** — мелкие (до 10 мм в поперечнике) округлые образования концентрического строения, близкие к конкрециям. Они возникают при выпадении минерального вещества в движущейся воде.

8. **Натечные образования** — минеральные агрегаты, образующиеся в пустотах путем выпадения кристаллических зерен из растворов при медленном испарении последних. Имеют различную форму (почковидную, гроздевидную, сосульковидную) и обычно концентрическое строение. Натечки, свисающие со сводов пустот, называются сталактитами, поднимающиеся к ним навстречу со дна пустот — сталагмитами.

Встречаются также небольшие налеты, примазки, выцветы, покрывающие тонкой пленкой стенки трещин в породах.

Методы определения минералов

Существует много методов определения минералов, которые основаны на изучении их свойств. В основе кристаллографического анализа лежит изучение кристаллической формы минералов. Кристаллооптический анализ позволяет выяснить оптические свойства минералов. Химический анализ — метод качественного и количественного определения химического состава минералов.

Все эти методы анализа дают точные, интересные и важные результаты, но проведение их требует специального оборудования и возможно лишь в стационарных условиях. В полевых условиях для определения минералов пользуются методом, основанным на изучении внешних физических свойств минералов, таких, как морфологические особенности кристаллов, их простейшие оптические свойства — цвет, блеск, прозрачность, и механические — излом, спайность, твердость и др. Каждый геолог должен различать эти свойства и уметь с их помощью определять минералы.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Морфология кристаллов

Форма кристаллов минералов определяется их внутренней структурой и, следовательно, более или менее постоянна для каждого вида, поэтому изучение морфологии кристаллов минералов облегчает определение последних.

У любого кристалла можно выделить следующие элементы: 1) грани кристалла — ограничивающие его плоскости, 2) ребра кристалла — линии, образуемые пересечением граней, 3) гранные углы кристалла — углы между двумя гранями.

Часто в природных условиях благодаря воздействию различных внешних факторов меняется форма граней, их величина, в некоторых случаях даже число; соответственно изменяются размеры и количество ребер кристалла, но углы между соответствующими гранями остаются постоянными. Это легко объяснить, если вспомнить, что частицы вещества в кристаллах располагаются в определенном порядке и каждая грань кристалла строго соответствует определенной плоскости внутренней структуры. Это свойство сформулировано в виде основного закона кристаллографии — закона постоянства гранных углов.

Элементы симметрии кристаллов. Для достижения более точной характеристики внешней формы кристаллов выясняют их симметрию и взаимное расположение граней в пространстве. Для этого пользуются кристаллографическими осями, играющими роль координатных осей. Они рассматриваются в курсе кристаллографии.

Симметрией фигуры называют закономерную повторяемость равных ее частей. Симметрия кристаллов минералов проявляется в том, что отдельные их элементы (грани, ребра, вершины), а также комбинации этих элементов закономерно повторяются. Симметрию кристалла можно описать при помощи геометрических образов (плоскостей, осей и точек), называемых элементами симметрии кристалла.

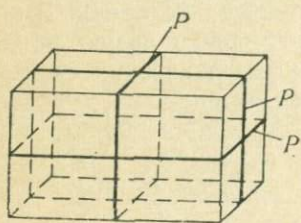


Рис. 6. Плоскости симметрии ($3P$) прямоугольного параллелепипеда

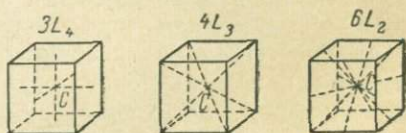


Рис. 7. Оси симметрии ($3L_4$, $4L_2$, $6L_2$), центр симметрии (C) куба

Плоскость симметрии — воображаемая плоскость, которая делит кристалл на две зеркально равные части. Обозначается буквой P (рис. 6). Плоскости симметрии могут проходить через середины граней, середины ребер или вдоль ребер.

Ось симметрии — воображаемая ось, при повороте вокруг которой на 360° отдельные элементы кристалла совмещаются несколько раз. Обозначается буквой L . В зависимости от того, сколько раз при полном обороте вокруг данной оси повторяются одинаковые элементы кристалла определяется порядок оси. При вращении естественных кристаллов вокруг нее на полный оборот такое повторение может наблюдаться 2, 3, 4 и 6 раз. Соответственно этому оси будут называться осями симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядков и обозначаться L_2, L_3, L_4, L_6 (рис. 7, 8).

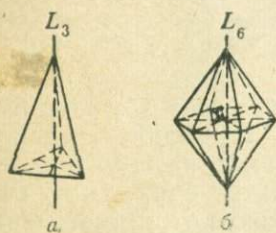


Рис. 8. Оси симметрии:

a — третьего порядка (L_3) трехгранной пирамиды, центр симметрии отсутствует; b — шестого порядка (L_6) шестигранной дипирамиды, центр симметрии (C)

Оси симметрии третьего, четвертого и шестого порядков называются осями симметрии высшего порядка².

Центр симметрии (или центр инверсии) — точка внутри кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам все прямые линии, соединяющие соответственные точки поверхности кристалла. Обозначается буквой C . В кристалле, так же как в любой другой фигуре, может быть только один центр инверсии (рис. 7) или таковой отсутствует вообще (рис. 8, a).

Количество элементов симметрии в кристаллах может быть различно. Существуют кристаллы, в которых присутствуют многие из перечисленных выше элементов симметрии, но бывают кристаллы, у которых имеется, например, только центр симметрии, или такие, у которых элементы симметрии отсутствуют.

Кристалл, имеющий форму куба, обладает наибольшей степенью симметричности: В нем присутствуют три оси симметрии четвертого порядка ($3L_4$), проходящие через середины граней куба, четыре оси симметрии третьего порядка ($4L_3$), проходящие через вершины трехгранных углов, шесть осей симметрии второго порядка ($6L_2$), проходящие через середины ребер (см. рис. 7).

Кроме того, в кубе можно провести девять плоскостей симметрии ($9P$): три плоскости через середины ребер и

² Помимо рассмотренных поворотных осей в кристаллах возможны и сложные оси (зеркально-поворотные «Л» и инверсионные « L_i », т. е. оси, в которых поворот сопровождается отражением в перпендикулярной плоскости или точке.

шесть через ребра (рис. 9). В точке пересечения осей симметрии располагается центр симметрии (С) куба (см. рис. 7).

Кристаллографические сингонии. В 1869 г. А. В. Гадолин доказал, что в кристаллах можно встретить 32 различных сочетания элементов симметрии, называемых видами

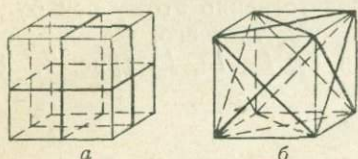


Рис. 9. Плоскости симметрии куба (9P): три плоскости (3P) через середины ребер (а), шесть плоскостей (6P) через пару ребер (б)

симметрии. Виды объединяются в семь более крупных подразделений, называемых сингониями³. Последние группируются в три категории — высшую, среднюю, низшую.

В высшую категорию входит только одна — кубическая сингония, объединяющая наиболее симметричные кристаллы. Для них характерно наличие более чем одной оси симметрии высшего порядка и, в частности, присутствие четырех осей третьего порядка ($4L_3$). Примером кристалла кубической сингонии, обладающим полным набором возможных элементов симметрии, является рассмотренный выше куб (см. рис. 7 и 9). Полная характеристика его элементов симметрии $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$.

К средней категории сингоний относятся кристаллы, обязательно имеющие одну ось симметрии высшего порядка, кроме того в них могут присутствовать оси второго порядка, плоскости и центр симметрии. В зависимости от порядка оси выделяются три сингонии: 1) гексагональная⁴, в кристаллах которой присутствует одна ось симметрии шестого порядка (L_6); полная характеристика элементов симметрии шестигранной дипирамиды⁵ (см. рис. 8) $L_6 6L_2 7PC$; 2) тетрагональная⁶, в кристаллах которой присутствует одна ось симметрии четвертого порядка (L_4); полная характеристика четырехгранной дипирамиды $L_4 4L_2 5PC$; 3) тригональная⁷, в кристаллах которой присутствует одна ось симметрии третьего порядка (L_3); полная характеристика элементов симметрии трехгранной пирамиды (см. рис. 8) $L_3 3P$.

К низшей категории сингоний относятся кристаллы, не имеющие осей симметрии высшего порядка. Среди них вы-

³ Сингония — равноугольный; *греч.* *syn* — вместе, *gonia* — угол.

⁴ *Греч.* *hex* — шесть.

⁵ *Греч.* *di(s)* — дважды.

⁶ *Греч.* *tetra* — четыре.

⁷ *Греч.* *treis* — три.

деляются три сингонии: 1) ромбическая, включающая кристаллы, имеющие несколько (не более трех) плоскостей симметрии или осей симметрии второго порядка; полная характеристика элементов симметрии прямоугольного параллелепипеда (см. рис. 6) $3L_2 3PC$; 2) моноклиная⁸, кристаллы которой имеют или одну ось симметрии второго порядка, или одну плоскость симметрии. В кристаллах ромбической и моноклиной сингоний могут присутствовать одновременно и оси второго порядка и плоскости, а также центр симметрии; 3) триклинная, к которой относятся наиболее несимметричные кристаллы, лишенные совсем элементов симметрии или имеющие только центр симметрии.

В тех случаях, когда встречается хорошо образованный кристалл, описание его морфологии — надежный признак при определении минерала.

Оптические свойства минералов

Цвет минерала обычно не является определяющим признаком и может быть использован главным образом в совокупности с другими свойствами. Окраска минерала зависит от разных причин. Она обуславливается химическим составом минерала, особенностями его структуры, наличием незначительных примесей, сильно изменяющих окраску, но не влияющих на другие свойства минерала. В связи с этим один и тот же минерал может иметь различную окраску, например известен кварц бесцветный, розовый, фиолетовый, бурый, серый, черный и др. С другой стороны, различные минералы могут быть окрашены в одинаковый цвет.

Описывая минерал, следует стремиться к возможно более точному и ясному определению цвета, сравнивая его с цветом общеизвестных предметов, например молочно-белый, лимонно-желтый и т. д.

Цвет минерала в порошке или цвет черты может совпадать с цветом его в куске (магнетит в куске и в порошке черный), но может от него отличаться (пирит золотисто-желтый в куске и черный в порошке). Для непрозрачных и сильноокрашенных слабопрозрачных минералов цвет порошка служит важным диагностическим признаком. У прозрачных и большинства просвечивающих минералов порошок бесцветный или слабоокрашенный.

Для определения цвета порошка минерала обычно проводят им по шероховатой поверхности неглазированной фарфоровой пластинки, называемой бисквитом, на которой остается черта, определяющая цвет порошка минерала.

⁸ Греч. *μονος* — один.

Блеск является результатом отражения света от поверхности минерала и, следовательно, зависит от его показателя преломления, способности поглощать свет и от характера отражающей поверхности.

По блеску минералы делятся на две группы. В первую входят минералы с металлическим блеском, поверхность которых в отраженном свете напоминает блеск поверхности металла. Таким блеском обладают непрозрачные минералы, такие, как самородные металлы, многие сульфиды, окиси железа. Сильный металлический блеск иногда затрудняет определение цвета минерала.

Ко второй, более обширной, группе относятся минералы с неметаллическим блеском. Различают следующие виды блеска:

металловидный (полуметаллический), напоминает блеск потускневшей поверхности металла. К таким минералам относится графит;

алмазный — самый интенсивный блеск, свойственный немногим прозрачным или просвечивающим минералам (алмаз, сфалерит и др.);

стеклянный — напоминает блеск поверхности стекла; характерен для ровных поверхностей большинства прозрачных и просвечивающих минералов (горный хрусталь, кальцит, галит и др.);

жирный — блеск, при котором поверхность минерала кажется как бы смазанной тонкой пленкой жира. Он обусловлен некоторым рассеиванием отраженных от неровной поверхности лучей; встречается на изломе самородной серы, кварца, нефелина и др.;

перламутровый — минерал блестит как перламутровая поверхность раковины; возникает вследствие отражения света от плоскостей спайности и тонких внутренних трещинок, наблюдается у слюды, гипса и др.;

шелковистый — напоминает блеск шелковых ниток; присущ минеральным агрегатам, обладающим волокнистым строением с параллельной ориентировкой волокон, как, например, селенит и асбест;

некоторые скрытокристаллические и аморфные агрегаты, например иногда кремень, имеют восковой блеск. У землистых минеральных агрегатов с мелкопористой поверхностью блеск бывает матовым.

Прозрачность. По этому признаку выделяют минералы: непрозрачные, т. е. не пропускающие световых лучей даже в очень тонких пластинках; обладают металлическим и металловидным блеском и дают черную или темноокрашенную черту. К ним относятся самородные металлы, многие сульфиды, окислы железа и др.;

прозрачные, пропускающие свет, подобно обычному стеклу (горный хрусталь, чистый кальцит и др.);

полупрозрачные, пропускающие свет, подобно матовому стеклу (халцедон, гипс, иногда опал и др.);

просвечивающие только в тонкой пластинке (по тонкому краю). К ним относится большое количество минералов: полевые шпаты, многие карбонаты, кремнь и др.

Тонкозернистые агрегаты обычно кажутся непрозрачными, так как луч света в них многократно преломляется от различно ориентированных зерен.

Механические свойства минералов

Излом. Раскалывая различные минералы, можно заметить, что образующаяся при этом поверхность различна. Это может быть гладкая вогнутая или выпуклая поверхность с концентрической ребристостью, напоминающая поверхность раковины. Отсюда и название такого излома раковистый; наблюдается у кварца, кремня и др. При малых размерах искривленных поверхностей выделяют мелко раковистый излом (сера и др.).

В других случаях минерал раскалывается по неровной поверхности, образуя неровный излом (некоторые поверхности полевых шпатов и др.).

Иногда в образце излом отдельных минеральных зерен не виден и тогда дается характеристика излома агрегата. У длинно столбчатых или волокнистых агрегатов на поперечном изломе образуются занозистые или игольчатые поверхности (асбест, роговая обманка). Излом зернистых агрегатов — зернистый, тонкозернистых — землистый.

Спайность — одна из разновидностей излома. Спайностью называется способность минералов раскалываться по плоскостям. Это свойство проявляется в направлениях, параллельных тем, в которых в кристаллической решетке существуют наименьшие силы сцепления между частицами.

В зависимости от того, насколько резко выражена спайность, выделяют следующие ее степени:

весьма совершенная спайность — способность минерала очень легко расщепляться на отдельные пластинки с гладкими блестящими параллельными поверхностями — плоскостями спайности. Наиболее типичный пример — слюды;

совершенная спайность выражается в том, что минерал легко, при ударе молотком, раскалывается по ровным параллельным плоскостям. Такой спайностью обладает кальцит и др.;

средняя спайность выделяется в тех случаях, когда минерал при ударе одинаково часто раскалывается по плоскостям спайности и с образованием неровных изломов. Такая спайность наблюдается иногда у полевых шпатов;

несовершенная спайность выражается в появлении на общем фоне неровного излома редких участков сколов по плоскостям спайности. У минералов с несовершенной спайностью при макроскопическом изучении изломов плоскостей спайности заметить почти не удается. К ним относится, например, апатит;

весьма несовершенная спайность представляет собой практически отсутствие спайности. Излом минералов, обладающих весьма несовершенной спайностью, всегда или неровный, или часто раковистый. Весьма несовершенную спайность имеет один из наиболее распространенных минералов — кварц. При макроскопическом изучении различать несовершенную спайность и весьма несовершенную спайность не удается и в этом случае ограничиваются общим определением — несовершенная спайность.

Количество направлений, по которым может быть выражена спайность, у различных минералов различно. Существуют минералы, обладающие спайностью в одном направлении. Такие минералы раскалываются по плоскостям в одном направлении, а в других образуют неровные изломы. К ним относятся упоминавшиеся выше слюды. Другие минералы раскалываются по плоскостям в двух направлениях (например, полевой шпат). В таких случаях при определении минерала надо обращать внимание на взаимное расположение плоскостей спайности, на угол, образуемый ими. Так, минералы пироксены и амфиболы обладают спайностью в двух направлениях. Но у пироксенов угол между спайностями близок к 90° (87°), а у амфиболов он тупой (124°) или, соответственно, острый (56°). Многие минералы обладают спайностью в трех направлениях. В этом случае также надо отмечать взаимное расположение плоскостей спайности. При расколе минерала галита выкалывается многогранник с взаимно перпендикулярными гранями — у этого минерала спайность развита в направлениях, параллельных граням куба. У минералов класса карбонатов три направления спайности распалагаются параллельно граням ромбоэдра (рис. 10). Различают минералы, обладающие спайностью в четырех направлениях (флюорит) или шести (сфалерит) направлениях.

При отсутствии достаточного навыка при макроскопическом определении плоскости спайности можно иногда спутать с гранями кристалла. Во избежании этого следует помнить, что, во-первых, на плоскостях спайности минералы имеют обычно более сильный блеск, чем на гранях кристаллов и любых других поверхностях излома. Во-вторых, в направ-

лении, в котором минерал обладает спайностью, всегда следует находить несколько параллельных друг другу плоскостей.

Твердость. Важным свойством для определения минералов является твердость, т. е. способность противостоять

внешнему механическому воздействию. Определяют твердость минералов по шлифованию, вдавливанию, царапанию. Обычно в минералогии определяется относительная твердость путем царапания одним минералом другого. Для определения этой твердости пользуются шкалой твердости Мооса, в которую входит 10 минералов-эталонов, относительно которых определяется твердость всех других минералов. В этой шкале твердости минералы располагаются в порядке увеличения твердости, так что первый минерал обладает самой низкой твердостью, принятой за 1, а последний самой высокой, принятой за 10 (табл. 1)⁹.

Каждый минерал из шкалы твердости царапает вышестоящие, менее твердые минералы, а последующие, более твердые, оставляют царапину на нем.

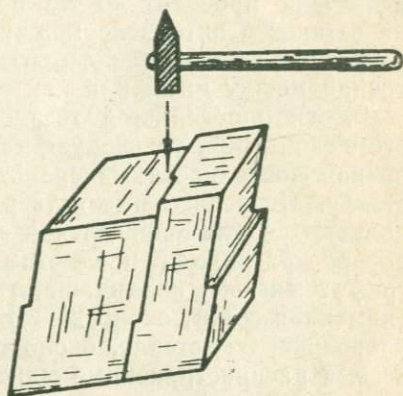


Рис. 10. Кальцит CaCO_3 . Совершенная спайность в трех направлениях по ромбоэдру

Таблица 1

Шкала твердости

Название минерала	Формула	Твердость
Тальк	$\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	1
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2
Кальцит	CaCO_3	3
Флюорит	CaF_2	4
Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$	5
Ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	6
Кварц	SiO_2	7
Топаз	$\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{SiO}_4]$	8
Корунд	Al_2O_3	9
Алмаз	C	10

⁹ Твердость талька, определенная на микротвердометре, равна 2,4 кг/мм², а алмаза 10 060 кг/мм².



160

Для определения твердости любого исследуемого минерала на его поверхности выбирают гладкую площадку и, нажимая, проводят по ней острым углом минерала из шкалы твердости. Если на исследуемом минерале остается царапина, то его твердость будет меньшей, чем у царапавшего минерала; если царапина отсутствует, то твердость первого больше. Это испытание проводят до тех пор, пока исследуемый минерал не встанет в интервале между двумя минералами из шкалы твердости, т. е. твердость его не определится как промежуточная между ними или как равная одному из них.

Если определяется твердость минерала в мелкозернистом скоплении, то следует царапать его зернышками по ровной поверхности минералов из шкалы твердости или по стеклу. Последнее имеет твердость около 5. Геологи часто пользуются для определения твердости некоторыми весьма распространенными предметами. Так, твердостью 1 обладает графит мягкого карандаша, твердостью 2 — минерал галит (каменная соль), около 2—2,5 — ноготь, 4 — железный гвоздь, проволока, 5 — стекло, около 6 — стальной нож, игла, 7 — весьма распространенные минералы кварц и кремний. Минералы с большей твердостью встречаются крайне редко.

При описании минералов следует отмечать их **удельный вес**. Точное установление удельного веса можно производить только в лабораторных условиях. Но для определения минералов важно уметь простым взвешиванием на ладони относить минерал к группе легких — с удельным весом до 3,5, к группе со средним удельным весом — от 3,5 до 9, к группе тяжелых — с удельным весом свыше 9. (При известном навыке это разделение на группы удастся производить достаточно точно, особенно если пользоваться более слабой левой рукой). Надо помнить, что таким путем можно определить удельный вес минерала лишь в том случае, если в образце присутствует только один минерал.

При исследовании каждого минерала необходимо фиксировать все вышеперечисленные физические свойства, так как только их комплекс позволит правильно определить минерал.

Для некоторых минералов характерны особые, только им присущие свойства. К таковым относится, например, способность минералов карбонатов вступать в реакцию с соляной кислотой («вскипать»). Для чистой разновидности минерала кальцита — исландского шпата — характерно свойство двойного лучепреломления, что выражается в удваивании надписей или предметов, рассматриваемых через его кристалл. Минерал магнетит обладает резко выраженной магнитностью и, будучи поднесен к магнитной стрелке, отклоняет ее. Некоторые галоидные минералы легко растворяются в воде и обладают характерным вкусом (галит, сильвин).

Умение правильно определять свойства минералов дает возможность также правильно определять и сами минералы. Следует помнить, что чем крупнее зерно минерала, тем легче увидеть и правильно определить его свойства. В мелких вкрапленниках и в мелкозернистых и землистых агрегатах часть свойств трудно определить точно (например твердость), другую часть обнаружить вообще не удастся (например спайность).

Классификация минералов и их описание

Свойства минералов зависят от их химического состава и внутреннего строения. Эти признаки положены в основу принятой в настоящее время классификации минералов. Все известные минералы, количество которых превышает 2000, разделены на ряд классов. В курсе общей геологии рассматриваются свойства главным образом тех минералов, которые слагают основную массу горных пород, являясь породообразующими минералами. Для каждой породы характерен определенный, связанный с условиями ее образования, минеральный состав. Отсутствие того или иного породообразующего минерала указывает на изменение свойств породы, что влечет за собой изменение ее названия. (Так, для горной породы гранит характерны минералы кварц, калиевый полевой шпат, биотит или роговая обманка. Если при прочих одинаковых компонентах и одинаковом строении в породе отсутствует кварц, она будет называться сиенитом.) Помимо породообразующих в породах всегда присутствуют минералы, не играющие определяющей роли для данной породы—это аксессуарные или второстепенные минералы. Кроме того, по первичным минералам при последующих изменениях возникают вторичные минералы.

Большинство рассматриваемых ниже минералов относится к породообразующим и принадлежит к классам самородных элементов, сульфидов, галоидных соединений, окислов и гидроокислов, карбонатов, сульфатов, фосфатов, силикатов и алюмосиликатов¹⁰.

Класс самородных элементов

В этот класс входит небольшое число минералов, представляющих собой отдельные химические элементы. Распространение их в земной коре очень невелико—по весу не более 0,1% всей массы земной коры. Минералы класса самородных элементов не являются породообразующими, однако

¹⁰ В некоторых классификациях минералы последних четырех классов объединяются в один класс солей кислородных кислот, который подразделяется на подклассы карбонатов, сульфатов и др.

некоторые его представители имеют большое практическое значение. Ниже рассматривается несколько минералов этого класса, широко использующихся как в чистом виде, так и для получения их соединений.

Золото¹¹ Au встречается в виде кристаллических зерен или дендритов, вкрапленных в жилы. Во вторичном залегании образует россыпи окатанных зерен. Известны также натечные образования вторичного происхождения. Сингония кубическая.

Цвет золотисто-желтый; блеск металлический; непрозрачный; излом неровный, крючковатый; спайность несовершенная; твердость 2,5—3; уд. вес 15,6—18,3.

Происхождение связано преимущественно с гидротермальными растворами. Основные месторождения в Сибири, Казахстане, на Урале и Дальнем Востоке. Применяется как драгоценный металл, а также используется в приборостроении, медицине.

Платина¹² Pt встречается обычно в виде неправильных кристаллических зерен, рассеянных в ультраосновных магматических и в метаморфических породах; зерна иногда образуют скопления, самородки; во вторичном залегании встречается в россыпях. Сингония кубическая.

Цвет белый, стально-серый; блеск металлический; излом неровный, крючковатый; твердость 4—5; уд. вес. 15—19. Образование связано с ультраосновной магмой.

Основные месторождения СССР на Урале. Применяется в химической промышленности, электротехнике, медицине и других отраслях.

Сера S встречается в виде отдельных кристаллов или друз, но чаще в виде плотных или землистых масс. Сингония ромбическая.

Цвет желтый различных оттенков до зеленовато-бурого; черта слабая, светло-желтая; блеск на гранях стеклянный, нередко алмазный, на изломе жирный, матовый; просвечивает; излом раковистый, у скоплений землистый или зернистый; спайность несовершенная; твердость 1—2; уд. вес около 2. При трении электризуется.

Образуется путем возгонки паров, выделяющихся при вулканических извержениях, при разложении в поверхностных условиях минералов, содержащих серу, и биогенным путем в осадочных толщах.

Основные месторождения СССР в Средней Азии, Поволжье, Прикарпатье. Применяется в химической промышленности, сельском хозяйстве и др.

¹¹ Обычно содержит изоморфную примесь серебра до 15% (весовых).

¹² Содержит 9—11% железа.

Алмаз С встречается в коренном залегании в виде кристаллов, вкрапленных в магматические породы, чаще скапливается в россыпях. Сингония кубическая.

Бесцветный или голубой, синий, желтый, бурый, черный; блеск алмазный; прозрачный; спайность средняя в четырех направлениях по октаэдру; твердость 10; уд. вес 3,5.

Образование связано с ультраосновной магмой.

Месторождения СССР в Якутии, на Урале. Применяется как абразивный материал, как драгоценный камень используется в ювелирном деле.

Графит С¹³ образует мелкие таблитчатые кристаллы или чаще чешуйчатые массы среди магматических и метаморфических пород. Сингония гексагональная.

Цвет темный стально-серый до черного; черта темно-серая до черной, блестящая; блеск металлоидный; просвечивает в тонких листочках; спайность весьма совершенная в одном направлении; листочки толстые, легко ломающиеся; излом неровный; твердость 1; уд. вес 2—2,3. На ощупь жирный, пачкает руки, на бумаге оставляет черту.

Происхождение преимущественно метаморфическое.

Основные месторождения СССР на Алтае, в Красноярском крае, на Украине. Широко применяется в различных отраслях промышленности: в литейном деле, при производстве электродов, тиглей и др.

Класс сульфидов

К классу сульфидов принадлежит большое количество минералов, представляющих сернистые соединения металлов. Так же, как и минералы класса самородных элементов, сульфиды не относятся к породообразующим минералам, однако многие из них являются рудами металлов. Будучи главным образом минералами гидротермального происхождения, сульфиды приурочены к жилам, встречаясь в них в ассоциации с кварцем и некоторыми самородными элементами. В поверхностных условиях сульфиды образуются значительно реже, обычно при участии бактерий. В зоне выветривания сульфиды разрушаются, переходя в сульфаты, окислы, карбонаты и др.

Ниже приводятся свойства лишь пяти минералов этого класса.

Галенит, или **свинцовый блеск**, PbS образует зернистые скопления, реже отдельные кристаллы и их сростки. Сингония кубическая.

Цвет свинцово-серый; черта серовато-черная, блестящая; блеск металлический; спайность совершенная в трех направлениях параллельно граням куба; твердость 2—3; уд. вес 7,5.

¹⁸ О полиморфизме углерода см. стр. 6.

Образуется гидротермальным путем.

Основные месторождения СССР на Северном Кавказе, в Средней Азии и др. Является свинцовой рудой.

Сфалерит, или **цинковая обманка**, ZnS встречается в виде зернистых скоплений и кристаллических сростков (друз). Сингония кубическая.

Цвет обычно бурый, иногда от примесей железа — черный, редко бесцветный; черта желтая или бурая; блеск алмазный, полуметаллический; спайность совершенная в шести направлениях параллельно граням ромбического додекаэдра (правильный двенадцатигранник); твердость 3—4; уд. вес около 4.

Происхождение гидротермальное.

Основные месторождения СССР на Северном Кавказе, Алтае, в Казахстане и др. Главный минерал цинковых руд.

Молибденит, или **молибденовый блеск**, MoS_2 дает обычно чешуйчатые агрегаты, кристаллизуется в гексагональной сингонии.

Цвет свинцово-серый; черта серая; блеск металлический; спайность весьма совершенная; твердость 1, в связи с чем жирен на ощупь, растирается между пальцами; уд. вес. 4,8.

Происхождение гидротермальное и контактово-метаморфическое. Является молибденовой рудой.

Пирит, или **серный**, или **железный колчедан**, FeS_2 один из наиболее распространенных минералов класса сульфидов. Характерны хорошо выраженные кристаллы кубической формы, на гранях которых заметна тонкая параллельная штриховка. Кроме того, известны зернистые или плотные агрегаты, а также округлые конкреции, имеющие радиально-лучистое строение. Сингония кубическая.

Цвет светло-желтый, золотисто-желтый; черта черная или зеленовато-черная; блеск сильнометаллический, иногда затрудняющий определение цвета; излом неровный или раковистый, у агрегатов зернистый; спайность весьма несовершенная; твердость 6—6,5; уд. вес около 5.

Происхождение магматическое, гидротермальное, осадочное.

Основные месторождения в СССР сосредоточены на Урале и в Закавказье. Часто встречается в каменных углях. Используется для получения серной кислоты.

Халькопирит, или **медный колчедан**, $CuFeS_2$ образует обычно тонкозернистые, плотные агрегаты, встречаются натечные формы, реже в пустотах дает кристаллы тетрагональной сингонии.

Цвет латунно-желтый, часто с ржаво-желтой или пестрой побежалостью; черта черная с зеленоватым оттенком; блеск

металлический; излом неровный, спайность несовершенная; твердость 3,5—4; уд. вес 4,1—4,3.

Происхождение гидротермальное и магматическое, очень редко осадочное.

Основные месторождения СССР на Урале, в Казахстане и др. Является медной рудой.

Класс галоидных соединений

К классу галоидных соединений относятся минералы, представляющие с химической точки зрения соли фтористо-, хлористо-, бромисто-, йодистоводородных кислот. Наиболее распространены среди них хлориды.

Образование хлоридов, бромидов и йодидов связано главным образом с усыханием поверхностных соленосных бассейнов — морей и озер. Фториды образуются преимущественно при гидротермальных процессах, выпадая из горячих растворов. В экзогенных условиях образуются реже.

Галит NaCl — наиболее распространенный минерал этого класса. Обычно образует кристаллические агрегаты, редко — кристаллы кубической формы. Сингония кубическая.

Чистый галит бесцветный или белый, незначительными примесями окрашен в различные цвета, обычно светлые; блеск стеклянный, на выветрелых поверхностях жирный; прозрачный или просвечивает; спайность совершенная в трех направлениях параллельно граням куба; твердость 2; уд. вес 2,1—2,2. Легко растворим в воде, поэтому поверхность его на воздухе быстро приобретает оплывший вид, теряет стеклянный блеск, заменяющийся матовым или слабожирным, спайность по ней становится незаметной. Характерен соленый вкус.

Основные месторождения СССР находятся на Украине, Урале и др. Употребляется в пищу (поваренная соль), широко используется в химической промышленности для получения хлора, натрия и их производных.

Сильвин KCl обычно встречается в виде зернистых агрегатов, часто вместе с галитом. По физическим свойствам сходен с последним. Отличительный признак — горько-соленый вкус.

Применяется в основном для изготовления удобрений и как сырье для химической промышленности.

Флюорит, или **плавиковый шпат**, CaF_2 образует зернистые скопления и отдельные кристаллы обычно кубической формы, реже октаэдрической. Сингония кубическая.

Цвет разнообразный — бесцветный, желтый, зеленый, голубой, фиолетовый, часто в одном кристалле можно заметить смену окраски; блеск стеклянный, слабый; просвечивает, в чистых разностях прозрачный (оптический флюорит);

спайность совершенная в четырех направлениях параллельно граням октаэдра¹⁴; твердость 4; уд. вес. 3,1.

Основные месторождения СССР в Забайкалье и Средней Азии.

Употребляется в металлургической и химической промышленности, в керамике, оптике и как поделочный камень.

Класс окислов и гидроокислов

К этому классу относятся минералы, представляющие собой соединения различных элементов с кислородом и гидроксильной группой (ОН). По количеству входящих в него минералов он стоит на одном из первых мест, по весу на него падает около 17% массы всей литосферы (из них окислы кремния — 12,6%, окислы железа — 3,9%). Минералы этого класса образуются как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. Некоторые из них относятся к породообразующим, другие — к рудам.

Среди минералов окислов обычно рассматривается кварц SiO_2 . К классу окислов в настоящее время он отно-

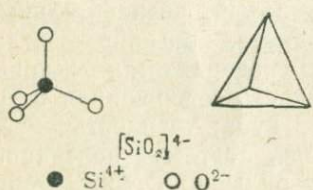


Рис. 11. Кремнекислородный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$

сится условно, так как по структуре принадлежит к классу силикатов. Основой структуры силикатов является кремнекислородный тетраэдр, в вершинах которого располагаются ионы кислорода, в центре ион кремния (рис. 11). Соединение таких тетраэдров осуществляется через вершины так, что каждая вершина одного тетраэдра служит вершиной смежного с ним другого тетраэдра. Формула такого соединения — SiO_2 , т. е. формально окисел.

Кварц SiO_2 — самый распространенный в земной коре породообразующий минерал магматических, метаморфических и осадочных пород. Встречается в виде зернистых агрегатов, в породах — в виде зерен неправильной формы, реже образует в жилах и пустотах кристаллы и их сростки. Кристаллы имеют форму шестигранной призмы, оканчивающейся двумя ромбоэдрами. Грани призмы часто покрыты тонкой поперечной штриховкой. Сингония тригональная. (Известна высокотемпературная разновидность кварца, кристаллизующаяся в гексагональной сингонии).

¹⁴ Восьмигранник; *греч.* októ — восемь.

Чаще всего бесцветный, белый, серый, встречаются окрашенные разности; просвечивает, реже прозрачен; блеск на гранях кристалла стеклянный, на изломе жирный; излом раковистый или неровный; спайность весьма несовершенная; твердость 7; уд. вес 2,5—2,8.

Прозрачные или красиво окрашенные разности кварца имеют специальные названия: **горный хрусталь** — бесцветные прозрачные кристаллы, **аметист** — фиолетовые, **морион** — черные и др.

Халцедон SiO_2 — скрытокристаллический минерал, встречающийся в виде плотных масс, натечных почковидных образований или желваков. Халцедон, загрязненный глинистыми частицами, называется **кремнем**, который, строго говоря, является уже породой.

Цвет различный, часто серый, у кремня бурый. Разновидность халцедона с яркой окраской, располагающейся концентрическими или плоскопараллельными полосами, называется **агатом**. Блеск восковой, слабожирный, матовый; просвечивает по тонкому краю, причем кремнь — только по очень тонкому; излом раковистый; твердость 7.

Кварц выделяется из магмы при ее кристаллизации, выпадает из горячих растворов, образуется при их воздействии на окружающие породы (процессы метаморфизма). В поверхностных условиях при дегидратации и перекристаллизации гелей кремнезема чаще образуется не кварц, а халцедон. Месторождения чрезвычайно многочисленны. Кварц и халцедон используются в стекольной, химической и строительной промышленности, в радиотехнике, при производстве оптических и точных приборов. Прозрачные и красиво окрашенные разности применяются как поделочные камни.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — аморфный минерал. Содержание воды колеблется в пределах от 1 до 5%, редко увеличивается до 34%. В пустотах и трещинах встречаются плотные, обычно натечные массы опала; кроме того, он слагает кремнистые осадочные породы (диатомит, трепел, опока).

Бесцветный, примесями бывает окрашен в различные цвета; просвечивает в куске или по краю; блеск слабостеклянный, слабожирный; излом раковистый или неровный; твердость 5—5,5, редко 6; уд. вес 1,9—2,5.

Образуется на поверхности земли при выветривании силикатов, путем химического осаждения в поверхностных водоемах и в результате жизнедеятельности некоторых низших организмов. Известно выпадение опала и из горячих растворов (гейзерит). Используется опал как поделочный камень.

Большое практическое значение имеют минералы — окислы железа. Ниже приводятся свойства тех из них, которые являются важнейшими рудами железа.

Гематит, или **железный блеск**, Fe_2O_3 встречается обычно в виде плотных мелкокристаллических, чешуйчатых или листоватых скоплений, желваков радиально-лучистого или скорлуповатого строения и скрытокристаллических масс. В последнем случае он называется **красным железняком**. Сингония тригональная.

Цвет от желтовато-серого и стально-серого у кристаллических разностей до красного у скрытокристаллических; цвет черты соответственно изменяется от красновато-бурого до вишнево-красного; непрозрачный; блеск от металлического до матового; твердость 5,5—6, у скрытокристаллических масс твердость меньшая (твердость агрегата); уд. вес 5—5,3, т. е. средний, что характерно для железосодержащих минералов.

Магнетит, или **магнитный железняк**, $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ или $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$, образует плотные зернистые агрегаты или реже кристаллы, вкрапленные в породу. Сингония кубическая.

По внешнему виду и физическим свойствам магнетит напоминает кристаллическую разность гематита и отличим от него по черному цвету черты и магнитным свойствам.

Лимонит, или **бурый железняк**, представляет собой не минерал строго определенного состава, а некоторый агрегат близких минералов, содержащих адсорбированную воду (гетит — HFeO_2 и гидрогетит — $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Лимонит встречается обычно в виде плотных натечных и землистых пористых масс, конкреций и оолитов радиально-лучистого или скорлуповатого строения. Часто можно наблюдать в одном образце переходы плотных разностей в землистые.

Цвет от охристо-желтого у рыхлых разностей до черного у плотных; черта соответственно желто-бурая или бурая; твердость 1—4; уд. вес 3—4.

Образование гематита и магнетита связано главным образом с глубинными процессами. Гематит образуется в окислительных условиях, магнетит, напротив, — в восстановительных. Гематит образуется также и на поверхности земли при дегидратации гидроокислов железа и в морских условиях. Лимонит — образование поверхностного происхождения, возникающее за счет выветривания всех других железосодержащих минералов, а также путем осаждения в поверхностных водоемах, причем часто этому способствуют микроорганизмы.

Месторождения железных руд, связанные с перечисленными минералами, широко распространены. В СССР следует отметить Кривой Рог на Украине, Курская магнитная аномалия, Казахстан, Дальний Восток, Урал, Керченский п-ов и др.

Бокситы представляют собой, подобно лимониту, агрегат минералов — гидроокислов алюминия (диаспор HAIO_2 и гид-

паргиллит $Al(OH)_3$ с примесью гидроокислов железа, окиси кремния и др.

Бокситы встречаются обычно в виде землистых масс рыхлых либо твердых (сцементированных).

Цвет белый, серый, до красного в зависимости от примеси железа; твердость около 3—4.

Бокситы — главная руда алюминия. Образуются преимущественно при выветривании горных пород, в состав которых входят минералы, содержащие алюминий и кремний. Основные месторождения СССР — Красная Шапочка на Северном Урале, в Ленинградской области, Казахстане и др.

Пирролюзит MnO_2 встречается обычно в виде землистых масс, конкреций, оолитов, редко кристаллов. Сингония тетрагональная.

Цвет черный; черта черная; непрозрачный; блеск матовый или полуметаллический; спайность совершенная, но в агрегатах не видна; твердость у агрегатов низкая, около 2—3, у кристаллических зерен около 6; уд. вес 4,7—5.

Образуется главным образом в поверхностных условиях при окислении всех минералов, содержащих марганец, и на дне морей.

Основные месторождения СССР в Грузии (Чиатуры), на Украине (Никопольское). Применяется для изготовления особого сплава железа и марганца и других соединений марганца.

Класс карбонатов

К классу карбонатов относится значительное количество минералов, из которых ниже приведено описание порообразующих. Для всех карбонатов характерна реакция с соляной кислотой. Интенсивность реакции у различных минералов различна, что помогает отличить внешне сходные карбонаты. Кристаллизуются описываемые ниже карбонаты в тригональной сингонии, имеют обычно светлую окраску, низкую твердость (3—4,5), совершенную спайность по ромбоэдру¹⁵ и небольшой удельный вес.

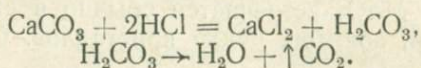
Кальцит, или **известковый шпат**, $CaCO_3$ один из наиболее распространенных минералов в земной коре.

Кальцит слагает плотные и пористые, кристаллические и скрытокристаллические толщи горных пород (известняки, мраморы и др.); в пустотах встречаются натечные образования кальцита (сталактиты и сталагмиты), а также друзы кристаллов. Сингония тригональная¹⁶.

¹⁵ Параллелепипед, все грани которого ромбы.

¹⁶ Минерал состава $CaCO_3$, кристаллизующийся в ромбической сингонии, называется арагонитом. Он образует шестоватые, радиально-лучистые сростки, участвует в строении раковин многих моллюсков. По свойствам близок к кальциту, но отличается отсутствием спайности.

Бесцветный или белый, но примесями может быть окрашен в различные цвета; блеск стеклянный, иногда перламутровый; прозрачный или просвечивающий; бесцветная прозрачная разновидность кальцита называется исландским шпатом и обладает сильным двулучепреломлением (см. выше); спайность совершенная в трех направлениях параллельно граням ромбоэдра; твердость 3; уд. вес 2,6—2,8. Бурно реагирует с соляной кислотой, что сопровождается выделением углекислого газа. Пузырьки углекислого газа, появляющиеся на месте реакции, создают впечатление «вскипания» минерала. Реакция протекает следующим образом:



Месторождения многочисленны.

Применение кальцита весьма разнообразно; он используется в металлургической и химической промышленности, в оптике, строительном деле, как поделочный камень.

Магнезит MgCO_3 по свойствам близок к кальциту, отличаясь большей твердостью (4—4,5), реагирует с соляной кислотой только при нагревании. Образуется при гидротермальных процессах и выветривании ультраосновных пород. Употребляется для изготовления огнеупорного кирпича и в строительной промышленности.

Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — также очень распространенный минерал, образование которого связано преимущественно с поверхностными процессами. Вторично может возникать за счет доломитизации кальцита.

По физическим свойствам доломит сходен с кальцитом. Однако для него характерна серая окраска, несколько большая твердость (3,5—4), удельный вес, изменяющийся в пределах 1,8—2,9.

Отличить от кальцита легко по реакции с соляной кислотой, которая идет менее энергично. В куске доломит с холодной соляной кислотой заметной реакции не дает. Реагирует с ней только порошок доломита.

Используется доломит в химической промышленности, строительном деле и др.

Сидерит, или **железный шпат**, FeCO_3 слагает кристаллические агрегаты, встречается в виде натечных скоплений, шаровидных конкреций, оолитов.

Цвет желтовато-белый, буровато-серый, при выветривании буреет; блеск стеклянный, матовый; спайность совершенная в трех направлениях по ромбоэдру; твердость 3,5—4,5; уд. вес 3,9. Реагирует только с подогретой соляной кислотой.

Образуется главным образом из горячих растворов и при метаморфизме, реже связан с поверхностными водами.

Используется как железная руда. Месторождения известны на Южном Урале, на Керченском п-ове.

Класс сульфатов

Минералы класса сульфатов осаждаются из поверхностных вод, связаны с окислением сульфидов и серы в зоне выветривания и реже выпадают из горячих растворов.

Для сульфатов, как и для минералов-карбонатов, характерна светлая окраска, низкая твердость и обычно небольшой удельный вес.

Ангидрит CaSO_4 образует плотные мелкозернистые скопления; кристаллизуется в ромбической сингонии.

Цвет белый, иногда слабо окрашенный, с голубоватым или сероватым оттенком; блеск стеклянный или перламутровый; прозрачен, чаще просвечивает; спайность совершенная в одном направлении и средняя в двух направлениях под углом 90° ; твердость 3—3,5; уд. вес 2,8—3,0.

На поверхности легко переходит в гипс, вместе с которым обычно и встречается. Часто также переслаивается с галитом, сильвином и др.

Употребляется для производства вяжущих материалов (цемент) и поделок.

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — широко распространенный породообразующий минерал осадочных пород, встречается в виде плотных мелкокристаллических и землистых агрегатов, друз и отдельных таблитчатых кристаллов, часто дающих двойники. В трещинах встречается длинностолбчатая разновидность гипса, называемая селенитом. Сингония моноклиновая.

Бесцветный, белый, а также окрашен обычно в светлые тона; блеск стеклянный, перламутровый, шелковистый; прозрачный или просвечивает; спайность в одном направлении весьма совершенная, в другом средняя; твердость 2; уд. вес 2,3.

Месторождения гипса сосредоточены в Приуралье, Донбассе, на Северном Кавказе и во многих других районах.

Используется в строительном деле, для производства вяжущих материалов (цемент), в химической промышленности, хирургии и т. д.

Класс фосфатов

К классу фосфатов относится большое количество минералов, однако распространение их невелико.

Апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$ ¹⁷ — наиболее распространенный минерал этого класса. Встречаются кристаллические

¹⁷ Содержание фтора, хлора и гидроксильной группы в апатите может меняться.

агрегаты апатита и отдельные хорошо ограненные кристаллы. Сингония гексагональная.

Происхождение в значительной степени связано с горячими парами и растворами. В поверхностных водоемах выделяется скрытокристаллический апатит, образующий более или менее округлые конкреции и псевдоморфозы по органическим остаткам. Эти скопления, содержащие механическую примесь песчинок и глинистых частиц, называются фосфоритами и относятся уже к горным породам.

Цвет — от бесцветного до бурого, почти черного, часто бледно-зеленый или зеленовато-голубой; блеск на гранях стеклянный, на изломе жирный; спайность несовершенная; излом неровный; твердость 5; уд. вес 3,2. Для фосфоритов характерен неприятный запах, выделяющийся при трении сухих желваков, связанный с примесью органического вещества.

Крупные месторождения апатита находятся в Хибинах, на юге европейской части СССР, на юге Казахстана. Используется для приготовления удобрений, в химической промышленности.

Класс силикатов

К этому классу относится около трети всех известных минералов. В весовом отношении на долю силикатов падает около 80% от всех минералов.

Силикаты образуются в различных условиях, но преимущественно имеют магматическое происхождение. Являются породообразующими минералами магматических и метаморфических пород, входят в состав осадочных, иногда являясь и в них породообразующими.

Минералы класса силикатов характеризуются сложным химическим составом и строением. Как было указано, в основе структуры силикатов лежит кремнекислородный тетраэдр, в центре которого находится ион кремния Si^{4+} , а в вершинах — ионы кислорода O^{2-} (см. рис. 11). Кремнекислородный тетраэдр представляет собой четырехвалентную группу $[SiO_4]^{4-}$, которая может соединяться с другими тетраэдрами через кислород, расположенный в вершинах. В некоторых случаях в части кремнекислородных тетраэдров четырехвалентные ионы кремния заменяются трехвалентными ионами алюминия Al^{3+} . Подобные соединения называются алюмосиликатами. В основу классификации силикатов и алюмосиликатов положен способ соединения тетраэдров. По этому признаку в классе силикатов выделяют следующие подразделения.

1. «Островные» силикаты, имеющие структуру из изолированных кремнекислородных тетраэдров с присоединенными

ми к ним ионами других элементов. Характеризуясь плотной упаковкой ионов, «островные» силикаты обычно обладают большим удельным весом. Форма их кристаллов изометричная. Ниже из этой группы будет рассмотрен минерал оливин $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$.

2. В «кольцевых» силикатах кремнекислородные тетраэдры, сцепляясь друг с другом, образуют замкнутые кольца, например минерал берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ (рис. 12).

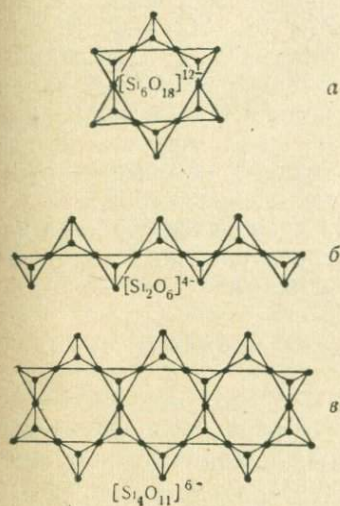


Рис. 12. «Кольцевые» силикаты — кремнекислородный мотив $[Si_6O_{18}]^{12-}$ (а), «цепочечные» силикаты — кремнекислородный мотив $[Si_2O_6]^{4-}$ (б), «ленточные» силикаты — кремнекислородный мотив $[Si_4O_{11}]^{6-}$ (в).

3. Кремнекислородные тетраэдры могут соединяться в плоские цепочки и ленты. Образующиеся при этом минералы соответственно относятся к «цепочечным» и «ленточным». Сходное строение этих силикатов обуславливает близость некоторых их свойств. Кристаллы имеют форму вытянутых призм с хорошо выраженной спайностью в двух направлениях, параллельных длинной оси. К «цепочечным» относятся минералы группы пироксенов, например диопсид $CaMg[Si_2O_6]$, к «ленточным» — амфиболы, например тремолит $Ca_2Mg_5(OH)_2[Si_4O_{11}]_2$.

4. Основой структуры «слоистых» («листовых») силикатов является плоскостное соединение лент. Внутреннее строение обуславливает таблитчатый облик кристаллов, сравнительно низкую твердость, весьма совершенную спайность в одном направлении, параллельном «слоям» структуры. Для этих минералов характерно присутствие гидроксильной группы OH. Типичные представители «слоистых» силикатов — слюды, например лепидолит $KLi_2Al(F,OH)_2[Si_4O_{10}]$ (рис. 13).

5. Соединяясь в пространстве через ионы кислорода, кремнекислородные тетраэдры создают соединения, называемые «каркасными». Такую структуру имеет кварц, у которого не существует свободных валентностей для присоединения других элементов. Однако известны минералы, имеющие кристаллическую структуру типа «каркаса» более сложного состава, чем SiO_2 . К ним относятся, например, полевые шпаты — альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Эти минералы относятся к алюмосиликатам. В их структуре за счет замены иона кремния Si^{4+} на ион Al^{3+} у радикала возникает некоторый отрицательный заряд, который обеспечивает присоединение катионов.

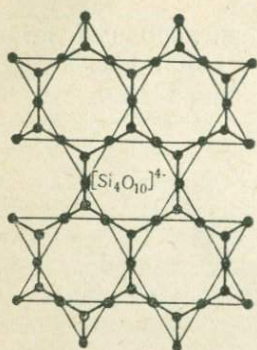


Рис. 13. «Слоистые» силикаты — кремнекислородный мотив $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$

Ниже приводятся свойства наиболее распространенных минералов класса силикатов.

«Островные» силикаты

Оливин (хризолит, или перидот) $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ — один из наиболее распространенных минералов этой структурной группы. Породообразующий минерал ультраосновных и отчасти основных магматических горных пород. Встречается обычно в виде зернистых агрегатов или отдельных зерен, вкрапленных в породы. Сингония ромбическая.

Цвет желтовато-зеленый, оливковый и бутылочно-зеленый; блеск стеклянный и жирный, излом неровный, иногда раковистый; спайность средняя или несовершенная; твердость 6,5—7; уд. вес 3,3—3,5.

Оливин является средним членом изоморфного ряда минералов форстерит (бесцветный) $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ — фаялит (черный) $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$.

Разновидности, содержащие мало железа, употребляются для изготовления огнеупорных кирпичей. Месторождения на Урале, на Кавказе, в Сибири.

«Цепочечные» и «ленточные» силикаты

Выше указывалось, что минералы группы пироксенов и амфиболов близки по свойствам. Однако для первых характерны относительно короткие призматические кристаллы, имеющие в поперечном сечении восьмиугольник; плоскости спайности располагаются под углом 87° друг к другу. Минералы группы амфиболов характеризуются длин-

ностолбчатыми, иногда волокнистыми или игольчатыми кристаллами шестиугольного сечения. Спайность у амфиболов более совершенная и плоскости ее располагаются под углом 124° (56°) друг к другу.

Железисто-магнезиальные пироксены и амфиболы являются пороодообразующими минералами.

Из минералов группы пироксенов следует остановиться на двух — гиперстене и авгите. Первый относится к сравнительно бедным окисью кремния псевдоромбическим пироксенам, представляющим собой изоморфную смесь $Mg_2[Si_2O_6]$ и $Fe_2[Si_2O_6]$; второй — к моноклинным пироксенам, содержащим наряду с железом и магнием также кальций, алюминий и др.

Гиперстен $(Fe, Mg)_2[Si_2O_6]$ встречается главным образом в ультраосновных и основных, реже в средних и редко в кислых породах. Сингония моноклиновая (псевдоромбическая).

Цвет серовато-черный с зеленоватым оттенком, коричнево-зеленый; блеск стеклянный, иногда металловидный; спайность совершенная в двух направлениях под углом 87° ; твердость 5—6; уд. вес 3,3—3,5.

Авгит $Ca(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})[(Si, Al)_2O_6]$ образует кристаллические агрегаты, а также правильные короткостолбчатые кристаллы моноклиновой сингонии.

Цвет зеленовато-черный и черный; блеск стеклянный; спайность средняя или совершенная в двух направлениях под углом 87° ; твердость 5—6; уд. вес 3,2—3,6.

Распространенный минерал группы амфиболов — **роговая обманка** $(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+})_4(Al, Fe^{3+})(OH)_2[(Si, Al)_4O_{11}]_2$, для которой, как и для всех амфиболов, характерно присутствие гидроксильной группы OH. Пороодообразующий минерал магматических и метаморфических пород. По цвету, блеску и твердости неотличим от авгита. Внешние различия заключаются лишь в форме кристаллов (вытянутые призмы), цвете черты (у роговой обманки серовато-зеленая), взаимном расположении плоскостей спайности (угол 124° и 56°) и несколько меньшем, чем у авгита, удельном весе (3,2—3,3).

«Слоистые» силикаты и алюмосиликаты

К «слоистым» силикатам относится большое количество минералов, многие из которых являются пороодообразующими. Происхождение их связано чаще всего с гидротермальными и метаморфическими процессами, однако слюды могут также выкристаллизовываться непосредственно из магмы, а такие минералы, как глауконит и каолинит, образу-

ются на поверхности земли. Для всех этих минералов характерно присутствие гидроксильной группы.

Кристаллические зерна минералов группы слюд встречаются в различных породах; в жилах отдельные таблитчатые кристаллы их достигают размера 2 м и более. Кристаллизуются в моноклинной сингонии. Наиболее распространены биотит и мусковит.

Биотит $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$. Цвет черный, бурый, иногда зеленоватый; блеск стеклянный, местами перламутровый; просвечивает; спайность весьма совершенная в одном направлении; отдельные листочки упругие; твердость 2—3; уд. вес 3—3,1.

Мусковит $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ отличается от биотита почти бесцветной окраской с желтым, розовым или серым оттенками, прозрачностью (прозрачен в тонких листочках) и более низким удельным весом (2,7—3,1).

Являясь электроизолятором, мусковит используется в электропромышленности, а также для изготовления огнестойких строительных материалов, красок, смазочных материалов и пр.

Наиболее крупные месторождения в СССР — Карелия, Восточная Сибирь.

Кроме слюд к «слоистым» силикатам относятся следующие широко распространенные минералы.

Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ образует плотные кристаллические агрегаты, отдельные кристаллы редки. Сингония моноклинная.

Цвет белый, светло-зеленый, голубовато-зеленый; блеск стеклянный, перламутровый, в плотных агрегатах матовый; спайность весьма совершенная в одном направлении. Листочки, отщепленные по спайности, гибкие, неупругие; твердость 1; уд. вес 2,7—2,8; на ощупь жирный.

Образуется обычно при гидротермальных изменениях ультраосновных пород или при метаморфизме доломитов.

Широко используется в различных областях промышленности — при изготовлении изоляторов, как наполнитель, в парфюмерии и пр. Известны крупные месторождения на Урале.

Хлориты. Под этим названием объединяются минералы, представляющие собой изоморфный ряд соединений состава $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$ и $Mg_4Al_2(OH)_8[Al_2Si_2O_{10}]$, в которых Mg^{2+} и Al^{3+} могут замещаться соответственно Fe^{2+} и Fe^{3+} . Название этих минералов связано с их зеленой окраской (хлорос, *греч.* — «зеленый»).

Встречаются хлориты обычно в виде плотных кристаллических агрегатов, реже — в виде отдельных кристаллов. Сингония моноклинная.

Блеск стеклянный, местами перламутровый; спайность

весьма совершенная в одном направлении; отдельные листочки гибкие, но не упругие; твердость 2—2,5; уд. вес 2,6—2,8.

Образуются при гидротермальных изменениях основных и ультраосновных пород и являются породообразующими минералами метаморфических горных пород.

Глауконит $K(Fe, Al, Mg)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$ ¹⁸ встречается в виде округлых зернышек в осадочных породах, образующихся в неглубоких морских бассейнах.

Цвет зеленый до темно-зеленого; блеск обычно матовый; твердость 2—3; уд. вес 2,2—2,8.

Каолинит $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ связан с выветриванием алюмосиликатов на поверхности земли, где он образует рыхлые или плотные землистые массы. Сингония моноклинная.

Цвет белый, в мельчайших чешуйках бесцветен; блеск агрегатов матовый; излом землистый; твердость 1; уд. вес 2,6. На ощупь жирный, в сухом состоянии легко поглощает влагу, намокая становится пластичным.

Употребляется каолинит в керамическом производстве, строительном деле, бумажной промышленности и др. Месторождения многочисленны: на Украине, Урале и в других местах.

Серпентин $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$ встречается обычно в виде плотных масс, иногда натечных образований, кристаллы известны только у одной разновидности — антигорита.

Цвет от беловато-зеленого до черно-зеленого. Окраска часто пятнистая, откуда и произошло название минерала (серпентария, лат. — «змеевидный»). Блеск стеклянный, жирный; спайность наблюдается только у антигорита; твердость 2,5—3; уд. вес 2,5—2,7.

Тонковолокнистая разновидность серпентина называется хризотил-асбестом. Цвет белый, зеленовато-желтый; блеск шелковистый; твердость 2—3; расщепляется на белоснежные тончайшие эластичные волокна. Обычно приурочен к трещинам, выделяется в виде прожилок на фоне плотного серпентина.

Образуется серпентин при гидротермальных изменениях ультраосновных пород.

Хризотил-асбест используется для приготовления огнестойких тканей и различных теплопрокладок. Месторождения на Урале, в Саянах.

«Каркасные» алюмосиликаты

Из «каркасных» алюмосиликатов рассмотрим минералы групп полевых шпатов и заместителей полевых шпатов, или фельдшпатоидов.

¹⁸ Вода присутствует в количестве от 5 до 13,5%, при нагревании легко удаляется.

Все они характеризуются сравнительно светлой окраской, способностью просвечивать по краю, твердостью около 5,5—6,5 и уд. весом от 2,5 до 2,75.

Наибольшим распространением в земной коре (около 50% весовых) пользуются минералы группы **полевых шпатов**, являющиеся пороодообразующими многих магматических и метаморфических пород, в которых они присутствуют в виде кристаллических вкрапленников; встречаются также в обломках в осадочных породах; иногда в трещинах полевые шпаты образуют правильные кристаллы, достигающие больших размеров. Характерна спайность совершенная или средняя в двух направлениях под углом, близким к 90°. По химическому составу полевые шпаты делятся на две подгруппы:

1) калиево-натриевые (калинатровые) полевые шпаты, которые при некоторых условиях могут дать изоморфный ряд $K[AlSi_3O_8] - Na[AlSi_3O_8]$;

2) известково-натриевые полевые шпаты, или плагиоклазы, представляющие непрерывный изоморфный ряд $Na[AlSi_3O_8] - Ca[Al_2Si_2O_8]$.

К первой подгруппе относятся следующие минералы:

Ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$. Высокотемпературная разновидность называется санидином. Встречается ортоклаз в виде кристаллических зерен в магматических и метаморфических породах, в виде крупных кристаллических скоплений в жилах; санидин известен в порфириновых включениях в излившихся магматических породах.

Цвет — от бесцветного (санидин), белого до различных оттенков розового и красно-желтого. Спайность в двух направлениях под углом 90°, в одном направлении совершенная, в другом — обычно средняя. Отсюда происходит и название минерала (ортоклаз по-гречески «прямоколющийся»).

Встречается минерал того же состава, но кристаллизующийся в триклинной сингонии, называемый **микроклин** (по-гречески незначительно отклоненный; в отличие от ортоклаза у него угол между плоскостями спайности на 20' меньше прямого). По внешним признакам микроклин обычно неотличим от ортоклаза, и только его голубоватая разновидность — амазонит — легко отличается от других полевых шпатов.

Калиево-натриевые полевые шпаты, особенно микроклин, из пегматитов используются в стекольной и керамической промышленности.

В подгруппу **плагиоклазов** входит ряд минералов, представляющих, как указывалось выше, изоморфный ряд смесей $Na[AlSi_3O_8]$ и $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Крайние члены этого ряда минералов называются альбитом (натриевый) и анортитом (кальциевый). Между ними располагаются олиго-

клаз, андезин, лабрадор, битовнит, в которых уменьшается содержание натриевой составляющей и увеличивается содержание кальциевой, а соответственно уменьшается и содержание окиси кремния (см. формулы). По содержанию окиси кремния среди плагиоклазов можно выделить кислые, богатые SiO_2 , минералы (альбит и олигоклаз), средние (андезин) и основные, бедные SiO_2 (лабрадор, битовнит и анортит).

Плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии, по свойствам они близки друг к другу и макроскопически обычно не разделяются. Исключение составляет лишь лабрадор, на плоскостях спайности которого видны синие и зеленые переливы.

Плагиоклазы макроскопически мало отличаются и от калиево-натриевых полевых шпатов. Различить их можно иногда по окраске: для плагиоклазов характерны серые и зеленовато-серые цвета, для калиево-натриевых, как указывалось выше, — розовые и желтые. Существует различие во взаимном расположении плоскостей спайности, которые у плагиоклазов образуют угол около $86-87^\circ$ (отсюда происходит название «плагиоклаз», *греч.* — «косораскалывающийся»). Однако такое незначительное отклонение от прямого угла устанавливается лишь с помощью специальных измерений и макроскопически не заметно. Плагиоклазы часто, но не всегда, образуют сложные многократные (полисинтетические) двойники (см. рис. 4, б), которые заметны на плоскостях спайности минералов в виде тонкой параллельной штриховки или полосчатости — двойниковая штриховка. Таким образом, в некоторых случаях макроскопически удается определить лишь принадлежность минерала к группе полевых шпатов без более подробного расчленения.

Некоторые красиво окрашенные скопления плагиоклазов используются как облицовочный материал.

Минералы группы фельдшпатоидов состоят из тех же химических элементов, что и полевые шпаты, но характеризуются меньшим содержанием кремнекислоты и поэтому как бы замещают полевые шпаты в щелочных породах, образовавшихся из магмы, бедной кремнекислотой.

Нефелин $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$ — наиболее распространенный минерал этой группы. В виде кристаллических зерен входит в состав щелочных, бедных окисью кремния, магматических пород, являясь в них породообразующим, или образует сплошные крупнокристаллические массы. Сингония гексагональная.

Бесцветный, чаще серый, зеленовато-серый, красновато-серый, до коричневого и мясо-красного, цвет часто меняется; блеск на гранях кристаллов стеклянный, на изломе жирный; излом неровный; спайность несовершенная; твердость 5—6; уд. вес 2,6.

Используется в керамической и стекольной промышленности.

Для понимания процессов, происходящих в земной коре, и для решения практических вопросов, касающихся размещения полезных ископаемых, при изучении минералов важно выяснять условия их образования и характер минеральных скоплений. Устанавливаются определенные парагенетические ассоциации минералов, т. е. совместное нахождение минералов, образующихся при определенных условиях на той или иной стадии процесса, проходящего в земной коре. Знание парагенетических ассоциаций позволяет при находке одного распространенного минерала целеустремленно вести поиски другого, более редкого минерала.

2. НАЧАЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ПЕТРОГРАФИИ

Горные породы представляют собой закономерные агрегаты минералов или обломков, образовавшиеся в земной коре и на ее поверхности в ходе различных геологических процессов. Они характеризуются более или менее постоянным минеральным составом и определенным строением. Минеральный состав породы и ее строение зависят от условий, в которых образовалась порода.

Минералы, слагающие горные породы, делятся на породообразующие (см. выше) и второстепенные. Если горная порода состоит из какого-либо одного породообразующего минерала, она называется одно- или мономинеральной. Примером таких пород являются мраморы, представляющие собой агрегат кристаллических зерен кальцита. Если в породу входят различные породообразующие минералы, она называется много- или полиминеральной. В качестве примера таких пород можно назвать граниты, состоящие из кварца, калиево-натриевого полевого шпата и кислого плагиоклаза, а также биотита и роговой обманки. Состав акцессорных (второстепенных) минералов в породах может меняться, однако это не влияет на общий характер и свойства последних.

Строение пород определяется структурой и текстурой.

Под структурой понимается строение минерального агрегата, т. е. состояние, размеры, форма зерен и обломков, слагающих данную породу, и их взаимоотношения друг с другом. Так, если последняя целиком состоит из кристаллических зерен, говорят о кристаллической структуре. Если преобладает стекловатая (аморфная) масса, говорят о стекловатой структуре. Если в общую стекловатую или скрытокристаллическую массу вкраплены кристаллические зерна,

структуру называют порфировой. В том случае, когда порода состоит из каких-либо обломков, говорят об обломочной структуре.

Кристаллическая и обломочная структуры по величине зерен и обломков в свою очередь подразделяются на ряд структур. Так, среди кристаллических структур в зависимости от размеров кристаллических зерен выделяют крупнозернистые (диаметр кристаллических зерен больше 5 мм), среднезернистые (5—1 мм), мелкозернистые (диаметр зерен меньше 1 мм); при афанитовой (скрытокристаллической) структуре кристаллические зерна различимы лишь под лупой или микроскопом.

По относительным размерам различают равномернозернистую и неравномернозернистую структуры. Первая выделяется в том случае, если зерна минералов имеют одинаковые размеры; вторая — при различных размерах их. К неравномернозернистым структурам относится порфировая структура, характеризующаяся наличием скрытокристаллической или стекловатой основной массы и вкрапленных в нее кристаллических зерен — фенокристов, или порфириковых выделений. Известна порфириовидная структура, характеризующаяся ясным кристаллическим строением основной массы, в которую вкраплены более крупные кристаллические зерна.

Под текстурой понимают сложение породы, т. е. распространение и взаимное расположение в пространстве слагающих ее частиц. Выделяют плотную и пористую текстуры, слоистую и сланцеватую, однородную и шлировую и др. Ниже, при описании горных пород, будут более подробно разобраны характерные для них текстуры.

Изучение состава и строения горных пород позволяет определить условия их образования. Генетические признаки положены в основу классификации горных пород, которые по своему происхождению делятся на три группы:

1) магматические, или изверженные, породы, образующиеся из застывающего в различных условиях силикатного расплава — магмы и лавы;

2) осадочные породы, образующиеся на поверхности земли в результате экзогенных процессов;

3) метаморфические породы, образующиеся из любых пород (магматических или осадочных) путем перекристаллизации при воздействии на них высоких температур и давления, а также различных газообразных и жидких веществ, выделяющихся из магматических очагов.

Магматические горные породы

Магматические горные породы слагают основную массу земной коры на глубине, а на современной поверхности ма-

териков площадь их распространения составляет около 25%. Они образуют геологические тела, характеризующиеся определенным составом и строением, отражающим химический состав исходной для данной породы магмы и условия ее застывания. Вещественный состав магматических пород можно оценить химически — обычно процентным содержанием окислов, и минералогически — наличием тех или иных минералов. Минеральный состав обусловлен главным образом химическим составом того силикатного расплава, при застывании которого породы образуются, но отчасти на него влияют и условия застывания расплава. Породообразующими минералами магматических пород являются минералы класса силикатов и кварц.

По химическому составу, а именно, по содержанию окиси кремния, магматические породы условно делятся на четыре группы: кислые породы, содержащие кремнезема (SiO_2) более 65%, средние — 65—52% (65—50%), основные — 52—40% (50—40%) и ультраосновные менее 40%¹⁹. По химическому составу магматические породы делятся на нормальные, или известково-щелочные, с преобладанием количества CaO , Na_2O и K_2O над Al_2O_3 , и щелочные с отсутствием или меньшим содержанием CaO и относительным увеличением содержания Al_2O_3 . Химический состав породы может быть точно определен с помощью специальных лабораторных исследований. Однако достаточно точное представление о химическом составе породы можно получить, определив ее минеральный состав, что и делается при макроскопическом описании. Так, к группе кислых относятся породы, содержащие в значительных количествах минерал кварц* (чистый кремнезем SiO_2). Наличие в породе в значительных количествах минерала оливина, одного из наиболее бедных кремнеземом минералов-силикатов, позволяет отнести ее к ультраосновным породам.

В породах средних и основных соответственно кварц и оливин могут присутствовать в незначительных количествах, или отсутствовать вовсе. В последнем случае приходится различать горные породы приблизительно, по цвету: в средних породах преобладают светлоокрашенные, обычно более богатые кремнеземом и глиноземом минералы — полевые шпаты, фельдшпатоиды; в основных — цветные, более богатые магнием и железом — пироксены, амфиболы²⁰. Кроме того, от кислых к ультраосновным происходит увеличение удель-

¹⁹ Указан процент окиси кремния, входящей в состав любого минерала класса силикатов. Кварц SiO_2 — чистая окись кремния (100%), оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$ содержит окиси кремния наименьшее количество (от 29,4 до 42%).

²⁰ К светлым минералам относится также кварц, а к цветным оливин и слюды.

ного веса пород от 2,5 до 3,25. Разделение пород на нормальные и щелочные также можно производить путем определения минерального состава²¹.

В зависимости от условий, в которых происходит застывание магмы, магматические породы делятся на две группы: породы глубинные, или интрузивные, образовавшиеся при застывании магмы на глубине, и породы излившиеся, или эффузивные, связанные с застыванием магмы, излившейся на поверхность, т. е. лавы. Среди глубинных пород выделяют собственно глубинные, или абиссальные породы, полуглубинные, или гипабиссальные, и жильные. Излившиеся породы по степени измененности делятся на кайнотипные — имеющие свежий, неизменный состав и строение, и палеотипные — измененные породы. Названия палеотипных пород образуются путем присоединения к названию соответствующей кайнотипной породы слова порфир, если порода содержит калиево-натриевый полевой шпат (например, липаритовый порфир), или порфирит, если калиево-натриевого полевого шпата в породе нет (например, базальтовый порфирит). При макроскопическом определении эффузивные кайно-и палеотипные породы разделить иногда трудно. Различия заключаются в следующем: текстура кайнотипных пород обычно бывает пористой, палеотипных — плотной, вулканическое стекло, характерное для структуры кайнотипных пород, в палеотипных разлагается, замещаясь вторичными минералами; в случае кристаллических вкрапленников можно заметить, что последние в палеотипных породах обычно сильно разрушены. Часто изменяется вследствие различных химических реакций и цвет основной массы, становясь в палеотипных породах более темным. Исключения составляют основные породы, у которых базальт (кайнотипная порода) обладает обычно черным цветом основной массы, а палеотипная порода — базальтовый порфирит — темно-зеленым и серо-зеленым, что объясняется изменением черного авгита и вулканического стекла в темно-зеленый хлорит и другие темные силикаты (актинолит и эпидот). Цвет плагиоклазов при этом изменяется в зелено-серый вследствие замещения вторичными минералами.

С процессами магматизма связаны также породы, возникающие при вулканических извержениях. При извержениях в воздух вместе с парами воды и газами выбрасываются частицы еще незастывшей лавы, обломки пород, минералов.

²¹ Это разделение можно проводить лишь при более основательном знании минералогии и петрографии. В щелочных породах присутствуют богатые щелочами минералы: из светлых калиево-натриевые полевые шпаты, альбит, фельдшпатоиды, в основных породах — основные плагиоклазы, из цветных — разновидности амфиболов и пироксенов, содержащие щелочи.

Оседая на поверхность, этот материал образует ряд пород, объединенных названием «пирокластические», т. е. огненно-обломочные.

Условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны и образующиеся при этом магматические горные породы также отличаются друг от друга. Существование пород с переходными (промежуточными) свойствами указывает на постепенность изменения условий. Условия образования пород сказываются на минеральном составе, структуре, текстуре и формах их залегания. Поднимаясь с глубины земли к поверхности, магма переходит постепенно от условий, характеризующихся высоким давлением и температурой, к условиям с низким давлением и температурой. При этом магма теряет растворенные в ней газы и изливается на поверхность земли в виде лавы. В связи с этим глубинные и излившиеся породы могут несколько различаться по составу, но главным образом они различаются по строению. На глубине застывание магмы происходит медленно, при постепенном снижении температуры и давления, в присутствии летучих компонентов, способствующих кристаллизации. В результате все минералы выделяются из нее в кристаллическом состоянии и образуется полнокристаллическая структура, характерная для глубинных пород.

При излиянии магмы на поверхность в виде лавы она попадает в условия низких температур и давления. В связи с этим резко уменьшается количество растворенных в ней газов-минерализаторов. Создаются условия, неблагоприятные для кристаллизации. В результате образуется или сплошная аморфная масса — стекловатая структура, или микроструктурная масса, в которой кристаллы можно различить только при увеличении — афанитовая структура. Кроме того, для излившихся пород характерна порфировая структура, образование которой можно объяснить тем, что из магмы в процессе ее подъема из глубины к поверхности выкристаллизовываются отдельные минералы, основная же масса быстро застывает после выхода лавы на поверхность земли.

Условия застывания магмы на глубине изменяются медленно, поэтому обычными текстурами для интрузивных пород являются однородная или массивная, характеризующиеся отсутствием какой-либо ориентировки минеральных зерен. Реже у глубинных пород встречается ориентированная (гнейсовидная) текстура, выражающаяся в наличии в них полос разного минерального состава или ориентированного расположения цветных минералов. Образование такой текстуры связано с движением магмы на глубине в процессе застывания, а также с ее гравитационной дифференциацией. В эффузивных породах, образовавшихся при застывании изли-

вающихся на поверхность потоков лавы, чаще бывает ориентированная текстура. При этом кристаллические зерна, струи стекла, пустоты располагаются упорядоченно по направлению бывшего течения лавы и породы приобретают флюидальную текстуру.

Глубинным породам и частично излившимся присуща плотная текстура, у излившихся встречается пористая, образовавшаяся при выделении из лавы газов. Разновидностью пористой текстуры является пузыристая, характеризующаяся мелкими многочисленными порами. Характерна для излившихся палеотипных пород и миндалекаменная текстура, возникающая из пористой после заполнения пустот вторичными минералами.

В табл. 2 приведены наиболее распространенные интрузивные и эффузивные породы и указаны их характерные признаки.

1. Все породы разделены на четыре группы, соответствующие их кислотности: I — кислые, II — средние, III — основные, IV — ультраосновные породы. Определение принадлежности породы к одной из этих групп производится по их минеральному составу, соотношению светлых и цветных минералов, удельному весу (см. выше). В нижней части таблицы помещены главные породообразующие минералы, характерные для пород определенной кислотности.

2. Группы кислых и средних пород подразделены каждая на две части. В графах Ia и IIa помещены породы, в которых преобладают калиевые полевые шпаты, в графах Ib и IIб — породы преимущественно с плагиоклазом.

В случае скрытокристаллической, или афанитовой, структуры определение светлого минерала на глаз сильно усложняется и производится главным образом по цвету основной нераскристаллизовавшейся массы, что является ненадежным признаком. Если макроскопически не удастся установить, какой полевой шпат присутствует в породе, точное ее определение может быть произведено только при микроскопическом изучении.

3. Выделяются два горизонтальных ряда — интрузивные (снизу) и эффузивные породы (сверху).

Определение структуры позволяет отнести породы к тому или иному ряду: в графе 4 перечислены характерные для них структуры. Установление текстуры также помогает этому определению (графа 3).

4. Ряд эффузивных пород разделен в свою очередь на две части — породы кайнотипные (сверху) и палеотипные (снизу). Степень изменения излившихся пород приводит, как указывалось выше, к существенным изменениям в их текстуре и частично минеральном составе.

Таблица наиболее распространенных магматических горных пород

Условия образования	Формы залегания	Текстура	Структура	Степень изменения	Горные породы нормального (известково-щелочного) ряда					
					кислые ($\text{SiO}_2 > 65\%$)		средние ($\text{SiO}_2 65-52 (50) \%$)		основные ($\text{SiO}_2 52-45 (40)\%$)	ультраосновные ($\text{SiO}_2 < 45 (40)\%$)
					I		II		III	IV
1	2	3	4	5	а	б	а	б		
Эффузивные	покровы потоки жерловины (некки) купола obeliski субвулканические дайки	флюидальная миндалекаменная массивная пузыристая пористая	афанитовая порфирная стекловатая полустекловатая	кайнотипные	липарит	дацит	трахит	андезит	базальт, долерит	
					липаритовый порфир	дацитовый порфирит	трахитовый порфир	андезитовый порфирит	базальтовый порфирит, диабаз	
Интрузивные	батолиты(?) штоки лакколиты лополиты	массивная гнейсовидная	полнокристаллическая (крупно-, средне-, мелкозернистая) порфировидная		гранит	гранодиорит	сиенит	диорит	габбро	дунит, перидотит, пироксенит

1	2	3	4	5	а	б	а	б		
Минеральный состав (главные породообразующие минералы)					кварц		калиевый полевой шпат, средние плаггиокла- зы	средние плаггиоклазы	основные плаггиоклазы	
					светлые	калиевый полевой шпат, кислый плаггиоклаз				
					цветные		роговая обманка, биотит, пироксены	пироксены, роговая об- манка, оливин	пироксены, оливин	

- Примечания. 1. В кислых, средних, основных породах цветные минералы расположены в порядке их убывания. Верхний (выделенный) — главный минерал, нижерасположенные содержатся в относительно небольших количествах или отсутствуют.
2. В кислых и средних породах содержание полевых шпатов указано в порядке их убывания.

Для более полной характеристики в графе 2 указаны формы залегания, характерные для интрузивных и эффузивных пород.

ОПИСАНИЕ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Нормальный ряд

Ультраосновные породы

Ультраосновные породы мало распространены в земной коре, причем эффузивные аналоги в этой группе очень редки (пикрит и пикритовый порфирит). Все ультраосновные породы обладают большим удельным весом (около 3,5), обусловленным их минеральным составом — светлых минералов в них нет, а из цветных присутствуют только богатые магнием и железом оливин и пироксены, которые и придают темную окраску породам.

Дуниты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической, обычно мелко- и среднезернистой структурой, состоящие почти целиком из оливина (70—100%), который обуславливает их темную желтовато-зеленую, почти черную окраску. Иногда оливин частично переходит в серпентин и в этих случаях зернистая структура бывает почти не видима. На выветрелой поверхности характерна бурая корка гидроокислов железа.

Перидотиты — наиболее распространенные из ультраосновных глубинные породы, обладающие полнокристаллической, обычно средне- и мелкозернистой структурой, состоящие из оливина (70—30%) и пироксенов (преимущественно ромбических). Последние легко узнаются по спайности и черной окраске.

Пироксениты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической, крупно- и среднезернистой структурой. Породообразующие минералы — пироксены, придающие породам зеленовато-черный цвет; в небольшом количестве присутствует оливин (до 30%).

Ультраосновные породы обычно слагают небольшие, часто пластовые тела, с которыми связаны месторождения хрома, платины, никелевых и кобальтовых руд, асбеста и др. (Урал).

Основные породы

Главные породообразующие минералы основных пород — пироксены (преимущественно моноклинные) и основные

плагноклазы. Кроме того, могут присутствовать оливин и роговая обманка. Большое количество цветных минералов придает породе темную окраску, на фоне которой выделяются более светлые пятна плагноклазов. Наибольшим распространением среди основных пород пользуются излившиеся породы (базальты).

Габбро — глубинные полнокристаллические породы, состоящие из темных (черных, зелено-черных) пироксенов (около 47%) и реже роговой обманки и более светлых, часто серых, плагноклазов (около 53%). Последние обычно представлены лабрадором, дающим красивые синие и зеленые переливы. Разновидность габбро, состоящая почти целиком из лабрадора, называется лабрадоритом. В габбро в небольшом количестве может присутствовать оливин.

Образуют обычно пластовые залежи и лакколлиты. Часто встречаются вместе с ультраосновными породами.

Излившимися аналогами габбро являются базальты и долериты (кайнотипные породы) и базальтовые порфириды и диабазы (палеотипные породы).

Базальты — черные или серые породы, обладающие афанитовой, порфировой или мелкокристаллической структурой (в последнем случае породы называются долеритами). Обычно наряду с мелкими кристалликами авгита, плагноклаза и оливина в породах присутствует нераскристаллизовавшаяся стекловатая масса, на черном фоне которой полевые шпаты выделяются в виде мелких, часто точечных, блестящих светлых вкраплений.

Базальтовые порфириды имеют темную зеленовато-серую окраску, вызванную появлением при вторичных изменениях новых минералов. Так, часть пироксенов переходит в серпентин и хлорит, плагноклазы в хлорит, эпидот и серицит, вулканическое стекло замещается хлоритом. При полнокристаллической мелкозернистой структуре породы называются диабазами.

Основные излившиеся породы очень широко распространены. Многие современные вулканы изливают базальтовую лаву. Дно океанов сложено базальтами, на платформах они слагают мощные толщи.

Основные породы используются в строительном деле, с ними связаны месторождения железных и медных руд, титана, никеля, платины и др.

Средние породы

Средние породы характеризуются большим содержанием светлых минералов (преимущественно плагноклазов), чем цветных, из которых наиболее типична роговая обманка. Такое соотношение минералов определяет общую светлую ок-

раску пород, на фоне которой выделяются темноокрашенные минералы. Более распространены излившиеся породы (андезиты).

Диориты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической структурой. Светлые минералы, составляющие около 65—70% представлены плагиоклазами (главным образом средними), придающими породам светло-серую или зеленовато-серую окраску, на фоне которой обычно резко выделяются удлиненные кристаллы роговой обманки. Могут в небольших количествах (до 5%) присутствовать ортоклаз и кварц, а также пироксены и биотит. Если количество кварца достигает 5—15%, а из полевых шпатов присутствуют только плагиоклазы (обычно средние) породы называются кварцевыми диоритами.

Диориты и кварцевые диориты часто встречаются в массивах гранитов и габбро, а также образуют и отдельные небольшие тела.

С диоритами бывают связаны месторождения железа, меди и золота.

Излившимися аналогами диоритов являются андезиты (кайноитипные породы) и андезитовые порфириты (палеоитипные породы).

Андезиты обладают обычно порфировой структурой. Основная масса скрытокристаллическая, стекловатая, текстура пористая, массивная, породы окрашены в светло-серые и светло-бурые цвета. В них часто хорошо выделяются блестящие вкрапленники прозрачных светло-серых плагиоклазов и черные роговой обманки или авгита.

Андезитовые порфириты имеют тот же минеральный состав, что и андезиты, но отличаются от первых более плотной текстурой, обычно более темной, зеленой или буровато-зеленой окраской основной массы и худшей сохранностью вкрапленников плагиоклазов, теряющих прозрачность и, часто, свойственный им стеклянный блеск и приобретающих землистый излом. Зеленая окраска связана с появлением вторичных минералов — хлорита, серпентина и др.

Средние эффузивы встречаются обычно вместе с основными.

По содержанию окиси кремния к средним породам относятся также породы группы сиенитов. Некоторые изменения минерального состава позволяют выделить среди них породы нормального (известково-щелочного) и щелочного рядов, причем последние пользуются большим распространением.

Сиениты — глубинные породы, главными минералами которых являются калиево-натриевые полевые шпаты, обычно розовые, белые, серовато-желтые и плагиоклазы. В меньших количествах (10—30%) присутствует роговая обманка,

частично замещающаяся биотитом и реже авгитом. В небольших количествах (до 5%) может быть кварц. Структура полнокристаллическая, обычно среднезернистая.

Сиениты образуют лакколиты, иногда сопровождают другие щелочные интрузии.

Излившимися аналогами сиенитов являются трахиты (кайнотипные породы) и трахитовые порфиры (палеотипные породы).

Трахиты — обычно светлые, светло-желтые, розоватые или светло-серые пористые породы, обладающие порфировой структурой. Кристаллические вкрапленники представлены блестящей, прозрачной, бесцветной разновидностью ортоклаза — санидином, реже плагиоклазом и темнокветными минералами (биотитом, роговой обманкой, редко авгитом).

Трахитовые порфиры (ортофиры) представляют собой сильно измененные трахиты, что сказывается в появлении более темной желтой или бурой окраски, в уплотнении основной некристаллической массы, в изменении кристаллических вкрапленников полевых шпатов и цветных минералов.

Сиениты встречаются довольно редко. С интрузиями сиенитов бывают связаны месторождения магнетита, марганцевых, медных и других руд. Трахиты и трахитовые порфиры используются в строительном деле, как поделочные камни, с ними бывают связаны полиметаллические месторождения.

Кислые породы

Для всех кислых пород характерно присутствие кварца и значительного количества полевых шпатов, преимущественно калиево-натриевых, что придает породам светлую окраску и обуславливает их сравнительно низкий удельный вес. В этой группе наиболее широко развиты интрузивные породы.

Граниты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой.

Породообразующие минералы — кварц, калиево-натриевые полевые шпаты, в количественном отношении играющие ведущую роль (35—40%), и кислые плагиоклазы (около 20—25%), из цветных — биотит (в некоторых разновидностях замещающийся мусковитом), реже роговая обманка или еще реже пироксены (авгит). Кварц присутствует в количестве до 30—35% в виде бесцветных, дымчато-серых до черных зерен неправильной формы с жирным блеском на неровном или раковистом изломе, легко определяемых макроскопически.

Если кварца содержится 15—25% и из полевых шпатов преобладают плагиоклазы (45—50%), порода называется **гранодиоритом**.

Граниты — самая распространенная магматическая порода. Они слагают огромные тела на щитах и батолиты в складчатых областях.

Излившимися аналогами гранитов являются **липариты** (риолиты) — кайнотипные породы, **липаритовые порфиры** — палеотипные породы.

Липариты (риолиты) имеют порфировую структуру. В светлой, часто белой, стекловатой или афанитовой основной массе содержатся редкие мелкие вкрапленники калиево-натриевых полевых шпатов (обычно бесцветного, прозрачного санидина) и еще более редкие — плагиоклаза, кварца и биотита.

Липаритовые порфиры обладают плотной, более или менее темноокрашенной (бурой, буро-красной, буро-желтой, серой и др.) основной массой, в которую вкраплены сильно разрушенные, приобретшие матовый блеск кристаллы полевых шпатов и блестящие (с жирным блеском) кварца.

Кислые породы со стекловатой структурой, представляющие собой однородную аморфную массу темной (до черной) окраски, в зависимости от содержания воды называются **обсидианами** при малом содержании H_2O и **пехштейнами** при большом ее количестве (около 4—10%). Первые имеют стеклянный блеск и дают раковистый излом, у вторых блеск смоляной. Если стекловатая порода имеет пористую текстуру, она называется **пемзой**. Благодаря пористости пемза обладает очень низким удельным весом (плавает на воде).

С гранитами связаны многочисленные месторождения золота и многих других металлов. Излившиеся аналоги гранита используются в строительном деле и как абразивный материал.

Щелочной ряд

В щелочном ряду по содержанию окиси кремния выделяют также породы различной кислотности. Ниже будет описана только одна их группа.

К средним щелочным породам относятся **нефелиновые сиениты** — глубинные породы с полнокристаллической структурой, существенной составной частью которых являются щелочные полевые шпаты и нефелин, легко определяемый в породе по неровному излому и матовому или слабожирному блеску. Кроме того, из цветных минералов присутствуют щелочные амфиболы и пироксены, иногда биотит. Нефелиновые сиениты распространены мало, встречаясь главным образом

в виде небольших массивов в платформенных областях. Излившиеся аналоги нефелиновых сиенитов (фонолиты) встречаются редко.

Жильные и пирокластические горные породы

Жильные породы выполняют трещины в земной коре. Они бывают связаны с магмой любого состава и поэтому могут иметь различный минеральный состав. Структура их полнокристаллическая, обычно мелкозернистая или порфировидная. Название дается по соответствующему названию глубинной породы с прибавлением слова порфир- для пород, содержащих калиево-натриевый полевой шпат, или порфирит — для пород без калиевых полевых шпатов. Например, гранит-порфиры, диорит-порфириты. Жильные основные породы называются габбро-порфириты, габбро-диабазы²².

Часто жильные породы представляют собой агрегаты либо преимущественно светлоокрашенных минералов — аплиты, либо темноокрашенных — лампрофиры. В тех случаях, когда магма бывает обогащена летучими компонентами, образуются крупнокристаллические **пегматиты**. Наибольшим распространением пользуются пегматиты, образовавшиеся из гранитной кислой магмы. Они состоят, главным образом, из полевого шпата и кварца, а также слюды (обычно мусковита). Пегматиты характеризуются крупнокристаллической структурой, причем в некоторых случаях вытянутые кристаллы кварца и полевого шпата тесно прорастают друг в друга и на поперечном срезе породы получается рисунок, напоминающий древние письма. Подобная разновидность носит название **письменного гранита**.

К **пирокластическим** относятся породы, представляющие собой скопления материала, выброшенного в воздух при вулканических извержениях (см. выше). В зависимости от размеров частиц породы называются вулканическим пеплом, вулканическим песком, лапиллями (камешками) и вулканическими бомбами. Будучи сцементирован, этот материал образует крепкие пористые породы — вулканические туфы, агломератовые туфы и др.

Осадочные горные породы

Осадочные горные породы и осадки покрывают около 75% поверхности земли. Многие из них сами являются полезными ископаемыми, другие содержат таковые.

²² Такие же названия даются полуглубинным породам.

Осадочные породы образуются на поверхности земли вследствие действия различных внешних сил и жизнедеятельности организмов. При этом происходит разрушение уже существующих горных пород и последующее отложение продуктов разрушения, дающее осадок. Осадок, претерпевая ряд изменений под давлением вышележащих толщ и благодаря

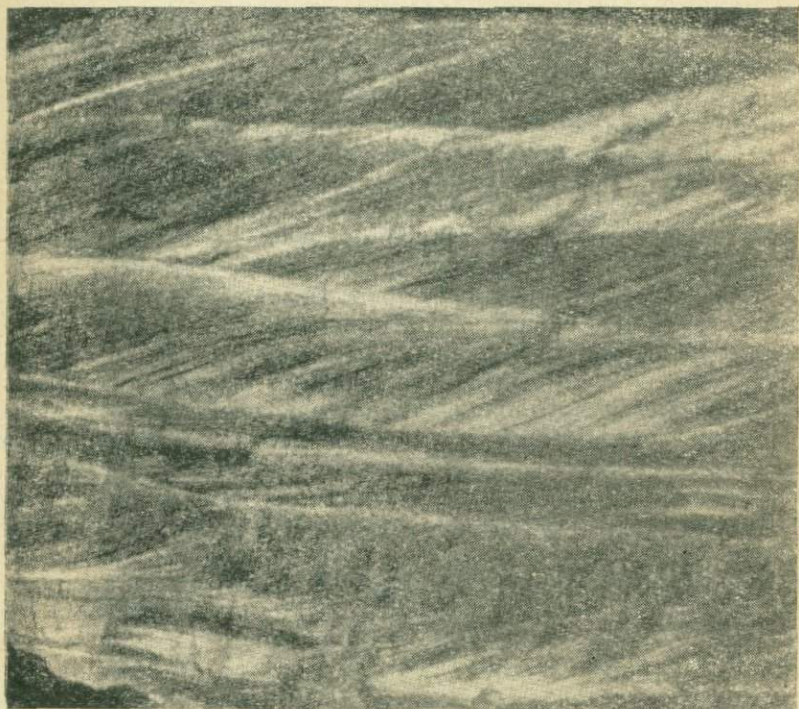


Рис. 14. Косая слоистость

различным физико-химическим процессам, превращается в осадочную горную породу.

По генетическим признакам осадочные горные породы делятся на три группы:

1) обломочные породы, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;

2) глинистые породы, представляющие результат совместного механического и химического разрушения и накопления возникших при этом продуктов;

3) химические и органогенные (хемобиогенные) породы, образующиеся при различных химических процессах, прохо-

дящих на поверхности земли, и в результате жизнедеятельности организмов.

При определении осадочных пород так же, как и магматических, следует обращать внимание на их минеральный состав и строение. Первый служит определяющим признаком только химических и органогенных пород. В обломочных породах могут присутствовать обломки любых минералов и горных пород. Строение осадочных пород характеризуется их структурой (обломочной, кристаллической, скрытокристаллической и аморфной) и текстурой. Важнейший текстурный признак осадочных пород — слоистость. Образование слоистости связано с условиями накопления осадков. Незначительные изменения условий вызывают изменение характера накапливающегося материала, что внешне выражается в появлении слоев в осадках. Эта слоистость сохраняется и в осадочных породах. Слоистость может быть различной в зависимости от того, в каких условиях происходит накопление осадка: в морях и озерах образуется параллельная слоистость, в водных потоках — косая (рис. 14), в прибрежно-морских условиях — диагональная и т. д. Мощность слоев может достигать десятков метров или не превышать долей миллиметра.

Большое практическое значение имеет и другой текстурный признак — пористость осадочных пород, характеризующая степень их проницаемости для воды, нефти и др.

ОПИСАНИЕ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Обломочные породы

По величине обломков среди обломочных пород выделяют несколько групп:

грубообломочные породы (псефитовые), состоящие из обломков диаметром преимущественно более 2 мм;

среднеобломочные, или песчаные, породы (псаммитовые), состоящие из обломков преимущественно диаметром от 2 до 0,1 мм;

мелкообломочные, или пылеватые, породы (алевритовые), состоящие из обломков диаметром преимущественно от 0,1 до 0,01 мм.

Существует несколько классификаций обломочных пород, в которых указаны несколько иные размеры обломков, однако порядок цифр во всех классификациях одинаков.

В пределах каждой группы выделяют рыхлые породы, в которых обломки ничем не скреплены, и сцементированные, в которых обломки скреплены каким-нибудь цементом. В по-

следнем случае следует определять состав цемента, его прочность и плотность. Состав цемента может быть разнообразным. Большею частью это различные химические соединения, выпадающие из вод, циркулирующих между обломками. Часто цемент бывает известковым, что определяется по его реакции с соляной кислотой; кремневым, определяющимся по высокой твердости и иногда блеску; железистым, характеризующимся желтой, красной и бурой окрасками, большим удельным весом; глинистым, сравнительно легко размокающим и т. д.

Грубообломочные породы

В зависимости от размеров и формы обломков и от текстуры, среди грубообломочных выделяют следующие породы:

глыбы — угловатые обломки размером свыше 200 мм в поперечнике;

щебень — угловатые обломки размером от 200 до 10 мм в поперечнике;

дресва — угловатые обломки размером от 10 до 2 мм в поперечнике;

валуны — окатанные обломки диаметром более 200 мм;

галька — окатанные обломки диаметром от 200 до 10 мм;

гравий — окатанные обломки диаметром от 10 до 2 мм.

Горная порода, представляющая собой сцементированные неокатанные обломки, называется **брекчией** и **дресвяником**. Если сцементированы окатанные обломки, порода называется **конгломератом** и **гравелитом**. В табл. 3, составленной В. Т. Фроловым, дается классификация обломочных пород.

При определении всех грубообломочных пород следует обращать внимание на: 1) размеры, 2) состав и 3) форму обломков. Если порода состоит из обломков различных размеров, надо указать пределы их колебаний, а также преобладающий размер. В случае окатанных обломков следует подробно описывать их форму, ибо по ней можно установить, под влиянием каких сил образовались те или иные обломки. Так, морская галька имеет обычно плоскую форму, речная яйцевидную и т. д.

Для сцементированных пород необходимо, кроме того, отмечать состав цемента, плотность и прочность цементации.

Среднеобломочные породы

К среднеобломочным породам относятся очень распространенные в природе **пески** и **песчаники**. Первые представляют несцементированные скопления обломков размерами от

Классификация обломочных пород

Диаметр, см	Грубообломочные породы			
	рыхлые		сцементированные	
	окатанные	угловатые	окатанные	угловатые
>20	валуны	глыбы	конгломерат валунный	брекчия глыбовая
20—10	галька крупная	щебень крупный	конгломерат крупногалечный	брекчия крупная
10—5	галька средняя	щебень средний	конгломерат среднегалечный	брекчия средняя
5—1	галька мелкая	щебень мелкий	конгломерат мелкогалечный	брекчия мелкая
1—0,5	гравий крупный	дресва крупная	гравелит крупнозернистый	дресвяник крупнозернистый
0,5—0,2	гравий мелкий	дресва мелкая	гравелит мелкозернистый	дресвяник мелкозернистый
Диаметр, мм	средне-, мелкообломочные (песчаные и алевритовые) породы			
2—1	песок грубозернистый		песчаник грубозернистый	
1—0,5	песок крупнозернистый		песчаник крупнозернистый	
0,5—0,25	песок среднезернистый		песчаник среднезернистый	
0,25—0,1	песок мелкозернистый		песчаник мелкозернистый	
0,1—0,05	алеврит крупнозернистый		алевролит крупнозернистый	
0,05—0,01	алеврит мелкозернистый		алевролит мелкозернистый	
<0,01	глина (пелит)		аргиллит	

2 до 0,1 мм, вторые — той же величины обломки, сцементированные между собой. В зависимости от величины обломков пески и песчаники разделяют на грубо-, крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые. По составу обломков они часто бывают почти чисто кварцевыми, так как кварц наиболее устойчивый в химическом отношении минерал. Однако известны песчаные породы и иного состава. В обломках и зернах могут встречаться полевые шпаты, слюды, глауконит, карбонаты и др. В случае преобладания в породе зерен какого-либо минерала его название прибавляется к названию породы: песок глауконитовый, песок слюдястый и т. д. Пески и песчаники, состоящие из зерен полевых шпатов, кварца и слюд, называются аркозовыми; содержащие, кроме того, не менее 20% обломков различных горных пород называются грау-

вакками. При преобладании цемента, в зависимости от его состава, песчаники могут называться железистыми, известковистыми, кремнистыми и др.

Описание песков и песчаников производится по тем же признакам, что и описание грубообломочных пород.

Мелкообломочные породы

К мелкообломочным пылеватым породам относятся породы, состоящие из обломков размерами от 0,1 до 0,01 мм. Рыхлые скопления таких обломков называются алевритами, а сцементированные — алевролитами.

Типичным представителем пылеватых несцементированных пород является лесс.

Лесс — светло- или палево-желтая порода, состоящая главным образом из частиц кварца и полевых шпатов размером 0,05—0,01 мм с примесью глинистых частиц и извести. Последняя присутствует в породе в виде мелких, обычно округлых скоплений, так называемых известковых журавчиков и куколок, либо в виде рассеянной по всей породе пыли, что легко обнаруживается при помощи соляной кислоты, от которой лесс «вскипает». Лесс легко растирается в тонкий мучнистый порошок. Он обладает большой пористостью (40—50%) и свободно пропускает через себя воду. В больших массах лесс характеризуется способностью сохранять отвесные стены. В сухом состоянии он прочен и выдерживает большие нагрузки (тяжелые сооружения). При намокании лесса связь между составляющими его обломками быстро теряется, лесс уплотняется, вызывая на дневной поверхности трещины или просадки. Уменьшение его мощности при намокании достигает примерно 10%, что обычно вызывает разрушение возведенных на нем сооружений.

Лесс широко распространен в СССР на территории Украины и в Средней Азии.

Алевролиты — сцементированные породы, отличающиеся от песчаников меньшими размерами зерен. Внешне алевролиты очень разнообразны из-за различной окраски, часто имеют плитчатое строение, легко обнаруживаемое при раскалывании породы.

Глинистые породы

Глинистые породы представляют собой результат накопления как тончайших механических частиц, так и продуктов химического разложения некоторых силикатов в виде мельчайших зерен глинистых минералов. Преобладание в породах частиц размером менее 0,01 мм и наличие около 30% частиц менее 0,005 мм обуславливает основные свойства

глин. Наиболее типичные минералы глин — каолинит, монтмориллонит. Глины, состоящие из минерала каолинита, носят название **каолина** и при отсутствии посторонних примесей имеют белый цвет. Глины, состоящие главным образом из минерала монтмориллонита, называются **бентонитовыми** и имеют окраску от белой до серовато-зеленой. Широко распространены глины смешанного состава: в них присутствуют каолинит, монтмориллонит, кварц, слюды и др. Окраска их разнообразна — бурая, серая и др.

При определении цвета глин следует обращать внимание на влажность, ибо часто в сухом состоянии они менее интенсивно окрашены, чем во влажном. Глины в сухом состоянии энергично поглощают влагу, но, насытившись ею, становятся водоупорными, что резко отличает их от песков, сквозь которые вода фильтруется. В сухом состоянии глины имеют мелкопористую текстуру и растрескиваются в порошок, во влажном они пластичны.

Сильно уплотненные, сцементированные, почти или полностью потерявшие способность размокать, глины называются **аргиллитами**²³. Окраска их, как и глин, различная. В них всегда кроме глинистых минералов присутствует кварц, полевой шпат, слюды, карбонаты и др.

Кроме описанных выше песчаных, пылеватых и глинистых пород существует еще ряд переходных пород, в которых за счет постепенного уменьшения количества крупных частиц и увеличения глинистых происходит изменение свойств от песков до глин. Эти породы выделяются в группу пород смешанного состава. К ним относятся супеси, содержащие наряду с песчаными от 5 до 10% глинистых частиц, и суглинки, содержащие глинистых частиц 10—30%. Соответственно с этим меняются и все свойства пород. Резче всего это выражается в уменьшении пластичности от глин к пескам. В зависимости от условий образования выделяют несколько типов суглинков. Широко распространены моренные суглинки, образовавшиеся из материала, принесенного ледниками. Происхождение их накладывает соответствующий отпечаток на породу, характеризующуюся слабой сортировкой слагающего ее материала. Наряду с глинистыми и песчаными частицами в моренных суглинках можно встретить гравий, гальку и даже валуны разнообразной формы, величины и состава.

Лессовидные суглинки также характеризуются смешанным составом — в них помимо пылеватых частиц (0,05—0,01 мм), характерных для лессов, содержится значительное количество более мелких. Лессовидные суглинки обладают большой пористостью, содержат карбонаты; среди

²³ Иногда называются глинистыми сланцами, но этот термин менее удачный.

них встречаются разности, подобно лессу уменьшающие мощность при намокании. Обычно лессовидные суглинки с высоким содержанием частиц менее 0,001 мм, намокая, не уменьшаются в объеме, т. е. являются непросадочными.

Породы, представляющие собой смесь песчаных, алевритовых и глинистых частиц с вулканогенным материалом (около 50%), называются т у ф ф и т а м и.

Химические и органогенные породы

Химические и органогенные породы, образующиеся главным образом в водных бассейнах, связаны друг с другом рядом переходов и в некоторых случаях бывает трудно установить принадлежность породы к той или иной из названных групп. Структура химических пород определяется размерами кристаллов слагающих ее минералов (крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистая, землистая, скрытокристаллическая), органогенных пород — сохранностью входящих в нее остатков, принадлежностью их к тем или иным организмам. Если органические остатки не разрушены, структура называется органогенной, если разрушены — детритусовой (детритовой).

Классификация химических и органогенных пород обычно производится по их химическому составу.

Карбонатные породы

Наиболее распространенные породы этой подгруппы — известняки, состоящие из минерала кальцита, в связи с чем все свойства, характерные для этого минерала, могут быть использованы и для определения известняков. Наиболее типичным признаком является реакция с соляной кислотой. Цвет известняков обычно белый или светло-желтый, но примесями может быть изменен в любой, вплоть до черного. Известняки бывают и органогенного и химического происхождения. В первом случае порода состоит из твердых остатков организмов, сложенных кальцитом и скрепленным карбонатным цементом. Органические остатки могут быть хорошей сохранности, но могут быть раздробленными или измененными последующими процессами. В последнем случае органогенное происхождение породы определяется с трудом. Сохранность органических остатков позволяет установить условия отложения осадка, из которого сформировалась порода. Так, известняк, состоящий из мелких обломков раковин, свидетельствует о сильных движениях воды на дне бассейна, в котором происходило накопление данного осадка, т. е. указывает на мелководные условия. В некоторых случаях остатки организмов не могут быть обнаружены нево-

оруженным глазом. Если известняки состоят из остатков организмов хорошей сохранности, породы называются органо-генными известняками; если же известняки состоят из обломков органических остатков, они называются органо-генно-обломочными.

Если организмы, из которых состоит известняк, можно определить, то по ним дается и название породе, например фузулиновый известняк, коралловый и др. Разновидностью органо-генного известняка является мел, состоящий главным образом из мельчайших зернышек кальцита, известковых раковин фораминифер и их обломков, остатков известковых водорослей.

Известняки химического происхождения могут образовываться при выпадении кальцита в морях и озерах. Различают: 1) плотные тонкокристаллические массы, в которых кристаллическое строение определяется лишь при помощи микроскопа, — плотные (пелитоморфные) известняки; 2) скопление мелких шариков — горошинок скорлуповатого или радиально-лучистого строения, соединенных известковым цементом, — так называемые оолитовые известняки, образующиеся в прибрежной зоне моря; 3) сильнопористые массы, состоящие из мелкокристаллического кальцита, — известковые туфы. Возникают в местах выхода на поверхность подземных вод, из которых выпадает избыток растворенного углекислого кальция; 4) образующиеся из подземных вод различные известковые натёки. Среди последних наиболее характерны сталактиты и сталагмиты, спускающиеся с потолков подземных пещер и поднимающиеся с их дна. Известковые натёки обычно имеют полнокристаллическую крупнозернистую структуру.

В любых известняках обычна примесь терригенного материала.

Доломиты представляют агрегаты минерала того же названия. Внешне похожи на известняки и отличаются от них малой интенсивностью реакции с соляной кислотой (см. минерал доломит). Образуются главным образом путем химического изменения известняковых пород, с которыми связаны рядом переходных пород, а также путем выпадения из водных растворов.

Мергели — породы, состоящие из кальцита и на 30—50% из глинистых частиц. Внешне они мало отличимы от известняков, главным их признаком является реакция с соляной кислотой, после которой на поверхности мергеля остается пятно, возникшее в связи с концентрацией на месте реакции глинистых частиц.

Сидериты состоят из одноименного минерала. Образуют небольшие залежи и округлые конкреции мелко- и микро-зернистого строения (сферосидериты).

Карбонатные породы широко используются в различных отраслях промышленности — в металлургии, для изготовления огнеупоров, в строительном деле и пр.

Кремнистые породы

Так же, как и карбонатные, кремнистые породы могут быть химического, органогенного и смешанного происхождения.

Гейзериты и кремнистые туфы — породы химического происхождения, состоящие из опала. Они имеют светлую окраску и обладают пористой текстурой. Образуются на поверхности земли из вод гейзеров и горячих минеральных вод.

Яшмы — породы главным образом химического происхождения. Состоят преимущественно из халцедона. Примеси обуславливают различную, часто очень яркую окраску, располагающуюся полосами или пятнами. Текстура плотная. Образуются яшмы в морях, особенно вблизи действующих вулканов.

Кремни — породы химического происхождения, состоящие из халцедона и глинистых частиц (см. минерал кремнь). Встречаются обычно в виде конкреций среди осадочных пород.

К породам органогенного происхождения относятся **диатомиты** — очень легкие, белые или светло-желтые породы, пачкающие руки, легко растирающиеся в тонкий порошок, состоящие из мельчайших опаловых скорлупок диатомовых водорослей, скрепленных опаловым цементом. Низкий удельный вес пород обуславливается их большой микропористостью, достигающей 92%.

Внешне трудно отличимы от диатомитов **трепелы** — породы, состоящие из мельчайших зернышек опала с примесью опаловых скорлупок диатомовых водорослей и остатков кремневых скелетов радиолярий и губок, скрепленных опаловым цементом. Характерный признак трепелов — малый удельный вес, легко определяемый на руке, и способность жадно впитывать влагу (прилипает к языку).

Опоки — твердые породы белого, серого до черного цвета, обладающие часто раковистым изломом. Наиболее твердые их разновидности при ударе раскалываются с характерным звенящим звуком. Они легкие, но обладают несколько большим, чем трепел, удельным весом. При микроскопическом изучении установлено, что опоки, как и трепелы, состоят из зернышек опала и остатков кремневых скелетов организмов, сцементированных кремнистым веществом. Вероятно, опоки представляют продукт изменения диатомитов и трепелов.

Кремнистые породы применяются для изготовления цемента, как тепло- и звукоизоляционный материал.

Железистые породы

Образование железистых осадочных пород, содержащих минералы окислы и гидроокислы железа и являющихся железными рудами, связано главным образом с химическим выветриванием. В континентальных условиях они образуются при выветривании каких-либо богатых железом пород и слагают их элювий. Большинство железорудных месторождений связано с осаждением гидроокислов железа в прибрежной морской зоне. Вероятно, некоторую роль в осаждении гидроокислов железа играют бактерии. Часто этим породам присуща оолитовая, землистая, конкреционная структура. Преобладает бурая окраска разных оттенков, до черной, характерен сравнительно большой удельный вес.

В зависимости от того, в каких условиях образовалась данная железистая порода, она носит название руды озерной, болотной и т. д.

Глиноземистые породы

Большое практическое значение имеют алюминиевые осадочные породы — **бокситы**, представляющие собой скопление минералов гидроокислов алюминия с некоторой примесью гидроокислов железа и др. Макроскопически — это рыхлые землистые или более твердые массы белого, желтого, бурого, буро-красного цвета, часто имеющие оолитовую структуру. Образуются за счет переотложения продуктов выветривания пород, содержащих алюминий.

Фосфатные породы

Описанные выше в разделе минералов фосфориты — довольно распространенная порода осадочного происхождения, образование которой связано как с органической жизнью, так и с некоторыми химическими реакциями, происходящими в морях.

Галоидные и сульфатные породы

Галоидные и сульфатные породы относятся к чисто химическим образованиям, возникающим в результате выпадения соответствующих солей из раствора.

Наиболее распространенная порода первой подгруппы — **каменная соль**, образующая обычно светлоокрашенные кристаллические скопления, состоящие из минерала галита. Ча-

сто цвет породы бывает изменен за счет различных примесей, преимущественно механических.

Из сернокислых пород наибольшим распространением пользуется **гипс**, состоящий из минерала гипса; подобно каменной соли, образует мелкозернистые кристаллические светлоокрашенные агрегаты. Совместно с гипсом встречается порода **ангидрит**, представляющая собой агрегат минерала ангидрита. Ангидрит — обычно светлоокрашенная порода, особенно характерна голубовато-серая окраска. Структура кристаллическая.

Каустобиолиты

Каустобиолиты²⁴ образуются, как подчеркивается в их названии, из растительных и животных (планктон) остатков под влиянием биохимических, химических и геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами и поэтому большинство из них имеет очень важное практическое значение.

Наиболее распространенными в этой подгруппе являются породы ряда углей, представляющие собой различные степени разложения растительных организмов в условиях с затрудненным доступом кислорода.

Торф представляет собой более или менее рыхлую, землистую желтую, бурую или черную породу, содержащую в большем или меньшем количестве видимые остатки растительности. Образуется при неполном перегнивании этой растительности в присутствии воды и при недостаточном притоке кислорода. По содержанию углерода торф стоит в ряду углей на последнем месте (около 35—40%).

Бурый уголь — порода, в которой процесс разложения без доступа воздуха главным образом древесной растительности зашел значительно дальше, чем в торфе. Поэтому содержание углерода в буром угле увеличивается примерно до 70%.

Бурый уголь представляет собой плотную, темно-бурую или черную массу, с землистым, редко раковистым изломом, обычно с матовым блеском. Черта темно-бурая.

Каменный уголь — результат еще большего разложения без доступа воздуха древесных остатков. Содержание углерода в нем доходит до 80%. Порода черная, более плотная, чем бурый уголь, с землистым и раковистым изломом, обычно с матовым блеском и черной чертой (пачкает руки).

Антрацит содержит углерода до 95%. Очень твердая порода серовато-черного цвета с сильным полуметаллическим блеском. Излом неровный, раковистый. Порода плотная, рук не пачкает.

²⁴ Греч. kaustikos — жгучий.

Сапропелевые угли образуются главным образом при разложении низших организмов и животного планктона. Они представляют собой массу серого цвета с матовым блеском, дающую раковистый излом. Обычна примесь терригенного материала.

Горючие сланцы — порода смешанного обломочного и органогенного происхождения; образуются на дне бассейнов в случае одновременного осаждения и глинистых частиц и сапропелевого ила. Встречаются сланцы, пропитанные нефтяными битумами.

Горючие сланцы тонкослоисты, обладают темно-серым или бурым цветом, при горении выделяют запах битума.

К каустобиолитам относятся и такие важные с практической точки зрения породы, как нефть и продукты ее изменения. Методика их изучения существенно отличается от изложенной и в настоящем пособии не разбирается.

Метаморфические горные породы

Метаморфические горные породы образуются путем перекристаллизации, обычно без расплавления, магматических, осадочных, а также более древних метаморфических пород. Эти изменения происходят на глубине под влиянием высокой температуры, всестороннего и ориентированного давления и при взаимодействии пород с газами и растворами, выделяющимися из магматических очагов. Процессы метаморфизма могут развиваться на огромных площадях (региональный метаморфизм), но могут быть приурочены лишь к контактам осадочных толщ с магматическими телами (контактовый метаморфизм). В результате изменяется первоначальная структура, текстура породы и часто меняется минеральный состав.

Залегание метаморфических пород близко к залеганию пород, из которых они образовались, однако обычно процессы метаморфизма идут параллельно с деформацией первичного залегания.

Для метаморфических пород характерна полнокристаллическая структура, которая различается размерами и формой кристаллических зерен. Текстура — сланцеватая, полосчатая, гнейсовая. Внешне сланцеватость напоминает слоистость осадочных пород, но происхождение ее связано с действием ориентированного давления, при котором, во-первых, рост минералов идет особенно интенсивно в направлении, перпендикулярном к нему, а во-вторых, происходит переориентировка кристаллических зерен, стремящихся стать нормально к давлению. Наиболее заметна сланцеватость в

породах, в которых присутствуют минералы, имеющие преимущественное развитие в одном направлении, т. е. таблитчатые, листоватые, столбчатые, игольчатые (слюда, роговая обманка и др.). Полосчатая текстура выделяется в случае чередования полос более или менее изометричных зерен светлых и цветных минералов. Если при этом часть минералов имеет листоватую или игольчатую форму кристаллов и располагается параллельно, то текстура называется гнейсовой. Встречается и массивная текстура.

К названию метаморфических пород, образовавшихся за счет изменения магматических пород, прибавляется приставка «орто» (например, ортоамфиболиты), образовавшихся за счет осадочных — приставка «пара» (например, параамфиболиты). Однако надо иметь в виду, что разделение пород на категории «орто» или «пара» при изучении отдельных образцов обычно произведено быть не может. Для решения этого вопроса должны учитываться многие геологические данные (форма тел, слагаемых породами, контакты с окружающими породами и др.), которые могут быть получены только при детальном полевых исследованиях всего района и при микроскопическом изучении образцов пород.

ОПИСАНИЕ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

К метаморфическим породам, возникшим в условиях сравнительно невысоких температур (100—250°), но значительного ориентированного давления, относятся породы, выделяющиеся под названием сланцы (или метаморфические сланцы). Это породы, возникшие на первой (низкой) стадии метаморфизма. Наиболее характерными породообразующими минералами являются хлорит, тальк, серпентин, кварц, карбонаты, а также мелкие зерна слюд и альбита. Структура этих пород полнокристаллическая, мелкозернистая. Текстура сланцеватая.

Глинистые породы на этой стадии метаморфизма превращаются в **филлиты**. Они обладают полнокристаллической структурой, обычно мелкозернистой, неразличимой невооруженным глазом; наличие мелких кристаллов придает породе сильный, обычно шелковистый блеск на поверхности сланцеватости. Филлиты состоят из мельчайших кристаллов различных слюд и кварца.

Кремнистые и богатые кварцем породы на этой стадии образуют **кварциты**, которые состоят почти целиком из кварца, имеют полнокристаллическую, обычно мелкозернистую, структуру.

Карбонатные породы преобразуются в мраморы.

Мраморы обладают полнокристаллической структурой и состоят из минерала кальцита; характерна светлая окраска.

Сланцы, образовавшиеся за счет изменения кварц-полевошпатовых осадочных и магматических пород, имеют слабо выраженную сланцевую текстуру, так как основная масса сложена кварцем и полевым шпатом, а листоватых минералов (слюды) мало.

Основные породы переходят в сланцы, в которых большую роль играют тальк, хлорит и другие зеленые минералы класса силикатов (актинолит, эпидот, роговая обманка), а также альбит — тальковые сланцы, хлоритовые сланцы и др.

При более высокой температуре (до 700—750°) и высоком давлении образуются более измененные породы. Эти породы имеют полнокристаллическую средне- и крупнозернистую структуру и сланцеватую, полосчатую текстуру. Для многих пород характерно присутствие гранатов.

Глинистые и кварц-полевошпатовые породы образуют при этом гнейсы и кристаллические сланцы.

Гнейсы — породы, главными породообразующими минералами которых являются кварц, полевой шпат и слюды, реже амфиболы и пироксены. Гнейсы обладают полнокристаллической структурой и сланцеватой или гнейсовой текстурой. Образуются за счет изменения как магматических пород, главным образом кислых (средних) — ортогнейсы, так и осадочных — парагнейсы.

Среди кристаллических сланцев широко развиты **слюдяные сланцы**. Они имеют хорошо выраженную полнокристаллическую структуру и сланцеватую текстуру. В состав слюдяных сланцев входят кварц, слюда и в небольших количествах полевые шпаты. В случае преобладания в породе какой-либо слюды сланец получает название по ней: мусковитовый сланец, биотитовый сланец, двуслюдяной сланец.

К кристаллическим сланцам относится еще ряд пород, название которым дается по главному минералу — роговообманковые сланцы и др.

Известняковые породы в этих условиях образуют мрамор. Карбонатные железомagneзиальные осадочные породы и основные (частично средние) магматические породы образуют соответственно пара- и ортоамфиболиты.

Амфиболиты состоят главным образом из роговой обманки, придающей породам темный зеленовато-серый цвет, и среднего плагиоклаза; обладают полнокристаллической структурой и обычно сланцеватой текстурой.

При нарастании степени метаморфизма в простых по химическому составу породах, таких как кварцит и мрамор, происходит только изменение черт строения, а минеральный состав сохраняется почти не измененным.

В условиях контактового метаморфизма породы переходят в **роговики** — массивные микрокристаллические породы белого до темно-серого, почти черного цвета с хорошо выраженным раковистым изломом. Минералы разнообразны и зависят от состава первичной породы; наиболее характерны кварц, биотит, полевые шпаты, амфиболы, пироксены и другие, однако все они могут быть определены только микроскопически.

Около 75% суши сложено с поверхности осадочными породами, которые, как указывалось выше, залегают слоями, т. е. сравнительно плоскими телами небольшой толщины, но покрывающими большие площади. Слоистость сохраняется и у некоторых метаморфических пород и только магматические и частично метаморфические породы залегают не слоями, а в виде тел разнообразной, часто неправильной формы. Формы залегания пород в земной коре называются структурными формами. Так как геологу приходится иметь дело чаще всего со слоистыми толщами, то ниже разбираются структурные формы слоистых толщ и их изображение на геологических картах и профилях.

СЛОЙ

Общие сведения о слоях

В слоистой толще каждый слой (или пласт) отделен от соседнего поверхностью напластования. Поверхность напластования, ограничивающая слой снизу, называется подошвой; поверхность, ограничивающая его сверху — кровлей.

Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой слоя называется его истинной мощностью, или мощностью. В пределах ограниченной площади эта величина для каждого данного слоя более или менее постоянна, но на больших пространствах может увеличиваться и уменьшаться, вплоть до полного исчезновения слоя. В первом случае говорят, что слой раздувается; во втором — выклинивается. Определяя мощность какого-либо слоя в обнажении, часто замеряют не истинную мощность, а видимую, представляющую собой ширину выхода слоя на поверхности, т. е. расстояние между кровлей и подошвой в любом наклонном к слою срезе. Величина видимой мощности зависит от угла наклона слоя

и рельефа (рис. 15). В некоторых случаях измеряют неполную мощность — кратчайшее расстояние между кровлей (или подошвой) и любой поверхностью внутри слоя. Эта величина зависит от полноты вскрытия слоя.

Мощности слоев, их распространение по площади, взаимное расположение бывают различными и зависят от условий, в которых происходило отложение осадка. Выше ука-

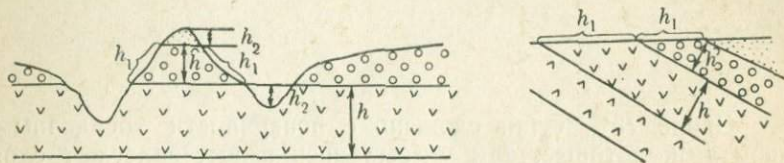


Рис. 15. Мощность слоя:
 h — истинная, h_1 — видимая, h_2 — неполная

зывалось, что параллельная слоистость характерна для отложений спокойных морских и озерных бассейнов, косая — для речных отложений (см. рис. 14) и т. д.

Среди осадочных горных пород наибольшим распространением пользуются породы морского происхождения. В соответствии с более или менее выровненным рельефом дна бассейнов слои, отложившиеся в них, первоначально залегают горизонтально и лишь на небольших участках могут приобретать первичный уклон, редко достигающий 10° . Однако и эти неровности по мере накопления осадков сглаживаются. Таким образом, можно считать, что первичное, ненарушенное, залегание слоистых толщ — горизонтальное или почти горизонтальное.

Если толща формировалась в процессе наступления моря на сушу, т. е. при трансгрессии моря, молодые слои покрывают большие площади, чем подстилающие их более древние слои — формируется трансгрессивная толща. Если накопление осадка шло в сокращающемся по площади бассейне, т. е. при регрессии моря, более молодые слои покрывают меньшие площади, чем подстилающие их более древние слои. Образовавшаяся при этом слоистая толща называется регрессивной.

Нарушенное залегание слоев

Первичное залегание слоев сохраняется редко. В результате движений земной коры слои приобретают наклонное залегание, волнообразно изгибаются, местами разрываются и по трещинам смещаются. Образуются вторичные формы

залегания слоев. Обычно они связаны с движениями земной коры, вызванными внутренними силами Земли, т. е. с тектоническими движениями. В соответствии с этим и нарушения (или деформации) называются тектоническими нарушениями. По характеру происшедших изменений нарушения делятся на два типа: связные нарушения, выражающиеся в изменении формы слоев без нарушения их сплошности, и разрывные, выражающиеся в разрывах слоев трещинами и часто в последующем перемещении по этим трещинам. Кроме тектонических нарушений встречаются и нетектонические, связанные с поверхностными силами — движениями ледников, оползней и др. Роль их в строении земной коры очень мала, и в данном курсе мы на них останавливаться не будем.

Связные нарушения

Связные нарушения часто называются также складчатыми, или пликативными²⁵. Последние термины несколько сужают понятие связных нарушений, характеризуя их только как нарушения, выражающиеся в образовании скла-

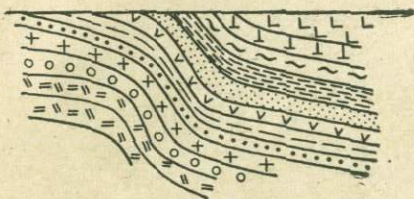


Рис. 16. Флексура

док. Вместе с тем можно наблюдать и иные изменения первичной формы и положения слоя: вторичное изменение мощности, появление наклона.

Так, связным нарушением является наклонное, или моноклиналиное, залегание, характеризующееся одинаковым углом и направлением наклона слоев. Моноклиналиную форму залегания выделяют в тех случаях, когда одинаковый наклон слоев выдерживается на больших площадях. Обычно это бывает на платформах.

Если на фоне горизонтально или наклонно лежащих слоев возникает резкий их перегиб к крутому залеганию, а затем слои вновь быстро выполаживаются, то образовавшаяся структурная форма называется флексурой (рис. 16).

²⁵ Лат. *plisico* — складка.

Наиболее распространенными формами связанных нарушений являются складки, т. е. волнообразные изгибы слоев.

В каждой складке можно выделить следующие элементы:

две поверхности, ограничивающие складку по краям, характеризующиеся в общем случае наклонным, более или

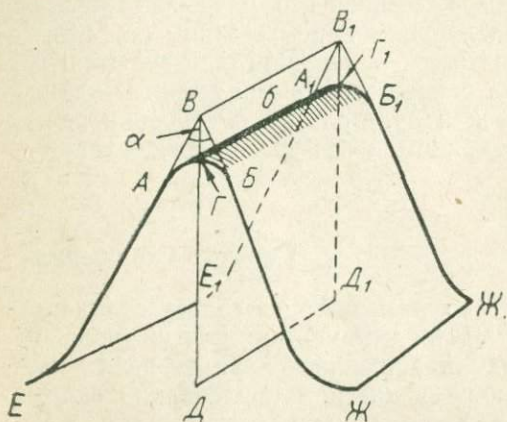


Рис. 17. Элементы складки:
 AA_1E_1E , $BB_1Ж_1Ж$ — крылья;
 AA_1B_1B — замок; CC_1 — шарнир; α —
 угол; BB_1D_1D — осевая поверхность

менее ровным залеганием слоев — это крылья складки. Они соединяются друг с другом участком изогнутого залегания слоев, который называется замком складки. Четких границ между крыльями и замком не существует (рис. 17);

ядро — внутренняя часть складки, выделяющаяся условно и имеющая различный объем, зависящий от глубины среза;

угол складки — угол между продолженными до пересечения поверхностями крыльев;

шарнир — линия, проходящая через точки максимального перегиба слоя в замке складки. Это обычно кривая линия, изгибающаяся и в горизонтальной и в вертикальной плоскостях;

осевая поверхность — поверхность, проходящая через шарниры складки, проведенные по разным слоям, ее составляющим;

ось складки — линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной поверхностью.

Кроме того, складки характеризуются в разрезе высотой и шириной (относительно какого-либо слоя) (рис. 18).

Все складки делятся на две основные группы — синклинальные и антиклинальные. Они отличаются друг от друга, во-первых, тем, что синклинали, в общем случае, представляют изгиб слоев, обращенный выпуклостью

вниз, а антиклинали — вверх. Во-вторых, и это главное, во внутренней части синклиналиных складок, т. е. в ядре, лежат более молодые слои, чем те, которые слагают их крылья; в

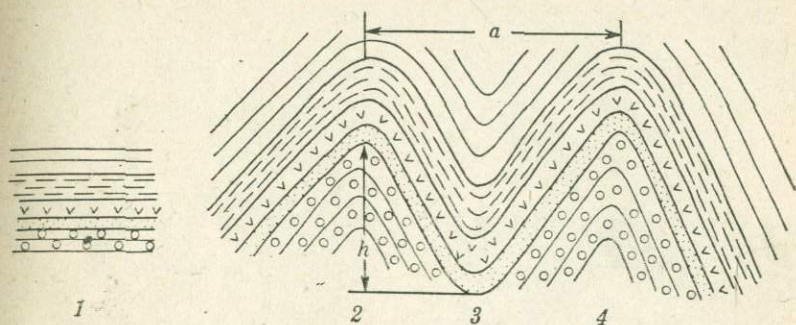


Рис. 18. Ненарушенное залегание (1), антиклинальные складки (2 и 4), синклиналиная складка (3); a — ширина синклинали, h — высота складки

антиклиналях, напротив, ядро сложено более древними породами, чем крылья (см. рис. 18).

Размеры складок, встречающихся в природе, очень раз-



Рис. 19. Мелкие складки в метаморфических породах

личны. Некоторые достигают в ширину нескольких сотен метров и даже километров, другие не превышают нескольких метров и сантиметров (рис. 19). Часто крупная складка

бывает осложнена на крыльях или в замке более мелкими (складки первого, второго, третьего и т. д. порядков). В тех

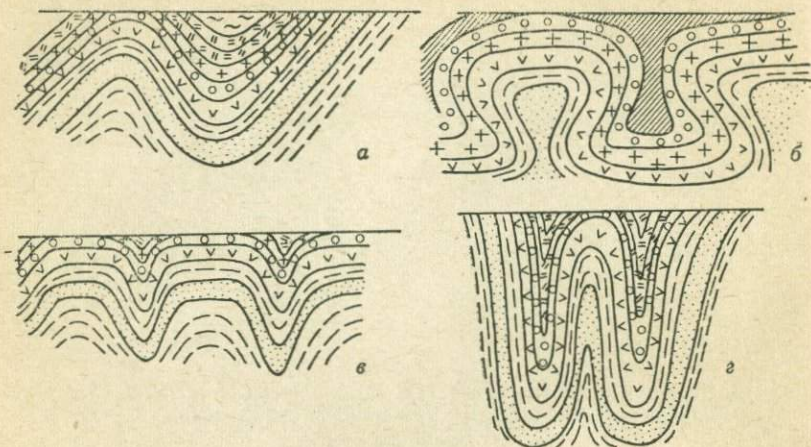


Рис. 20. Складки:

а — нормальные, округлые; б — веерообразные; в — седучные антиклинали и острые синклинали; г — пзоклинальные

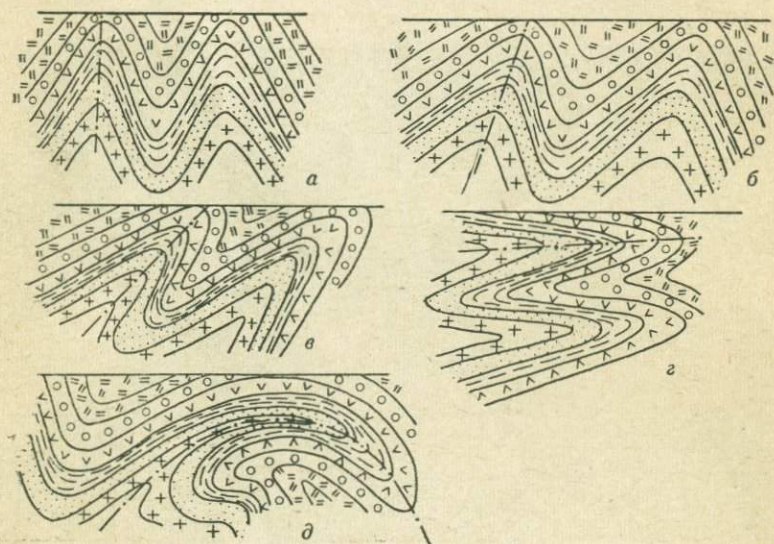


Рис. 21. Складки:

а — прямые; б — наклонные; в — опрокинутые; г — лежащие; д — нряющие

случаях, когда очень крупные складки, достигающие в ширину нескольких километров или десятков километров, име-

ют строение антиклинали и представляют собой совокупность более мелких складок, они называются антиклинно-

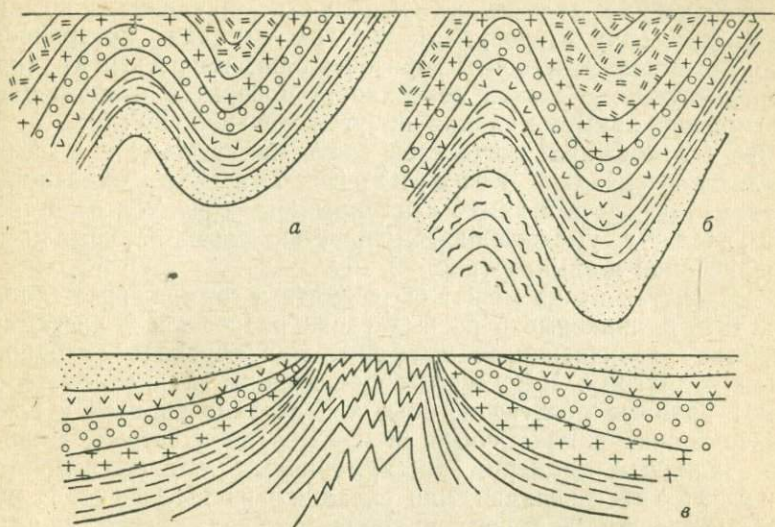


Рис. 22. Складки:
а — концентрические; б — подобные; в — диапировая

риями. Такие же крупные и сложно построенные структурные формы, но имеющие синклиналиное строение, называются синклинориями. В качестве примера можно назвать Рионско-Куринский синклинорий, ядро которого, совпадающее с долинами рек Риони и Куры, сложено породами кайнозойского²⁶ возраста, т. е. относительно молодыми, а северное и южное крылья слоями мезозойского возраста, т. е. более древними. Антиклинорием является, например, Большой Кавказ, ядро которого сложено древними слоями палеозойского возраста, а крылья более молодыми слоями мезозойского и кайнозойского возраста.

Не менее разнообразна и форма складок. Так, в поперечном сечении выделяют нормальные и веерообразные складки (рис. 20). По форме и характеру замка различают складки округлые и острые (рис. 20). Складки с широким плоским замком и крутыми крыльями называются сундучными (коробчатыми); складки с узким замком и почти параллельными крыльями — изоклиналиными (рис. 20).

По положению осевой поверхности складки разделяют-

²⁶ Кайнозойская, мезозойская, палеозойская эры — крупные единицы времени, на которые делится геологическая история (см. ниже).

ся (рис. 21) на прямые — осевая поверхность вертикальна или почти вертикальна; наклонные²⁷ — осевая поверхность наклонна, крылья падают в разные стороны; опрокинутые — осевая поверхность наклонна, крылья падают в одну сторону; лежащие — осевая поверхность горизонтальна или почти горизонтальна; ныряющие (или перевернутые) — осевая поверхность повернута относительно положения прямой складки на угол больший 90° .

По соотношению мощностей слоев на крыльях и в замке выделяют складки концентрические — с одинаковой мощностью слоев в замке и на крыльях (рис. 22, а) и подобные — с уменьшенной мощностью слоев на крыльях и увеличенной в замках (рис. 22, б).

Слоистая пачка может быть смята в гармоничные складки, т. е. одинаковые в разных слоях разреза, и в дисгармоничные, различающиеся по форме при переходе от одного слоя к другому. Например, более мощные и крепкие слои дают крупные пологие изгибы, а переслаивающиеся с ними более тонкие и пластичные слои — мелкие и острые. Наиболее типичным примером дисгармоничных складок являются диапировые складки, или складки протыкания. В них ядро сложено пластичными породами (соль, гипс, глины), смятыми в сильно сжатые сложные мелкие складки. Более вязкие слои, лежащие над пластичными породами, приподнимаются ядром, часто при этом растрескиваются, раздвигаются в стороны и полого изгибаются, образуя крылья диапировой складки (рис. 22, в).

Разрывные нарушения

К разрывным нарушениям, которые называются также дизъюнктивными²⁸, относятся трещины, т. е. разрывы, по которым не произошло смещения, и разрывные смещения, или просто разрывы, т. е. разрывы со смещением. Трещины и разрывные смещения бывают разных размеров — от сантиметров и миллиметров до десятков и сотен километров в длину.

В разрывных смещениях различают следующие элементы:

1. Сместитель (или сбрасыватель) — трещина, по которой происходило смещение. Сместитель может быть вертикальным или наклонным. Характер его также может быть различным. Это или сравнительно широкая зона, заполненная раздробленным материалом (зона дробления), или узкая закрытая трещина с блестящими отполированными стенками (зеркало трения, или зеркало скольжения).

²⁷ Иногда называются «косые».

²⁸ Лат. *disiunctio* — разделение.

2. Два крыла, т. е. блоки пород, располагающиеся по разные стороны сместителя.

3. Амплитуда смещения, т. е. величина, на которую смещены крылья относительно друг друга.

По морфологическим признакам и относительному направлению смещения разрывы делятся на сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги и др.

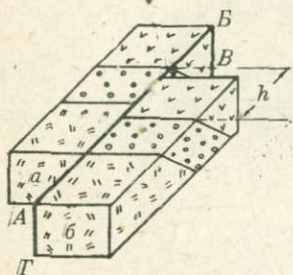


Рис. 23. Сдвиг и его элементы:
а, б — крылья; АБВГ — сместитель; h — амплитуда смещения

Сдвиг возникает в результате смещения крыльев вдоль сместителя в горизонтальном направлении (рис. 23).

Сброс — разрывное нарушение, возникшее при смещении крыльев в вертикальном направлении. Сместитель вертикальный или наклонен в сторону крыла, занимающего более низкое положение. Это крыло называется опущенным, другое, занимающее более высокое положение, — поднятым. Следует при этом иметь в виду, что названия крыльев «поднятое» и «опущенное» не обозначают действительного направления их движения, а говорят об окончательном его результате. В случае наклонного сместителя крыло, покрывающее его, называется висячим, подстилающее — лежачим (рис. 24).

При наклонном же положении сместителя, но наклоне его в сторону поднятого крыла разрывное смещение называется взбросом, если угол наклона сместителя 60° или более, и надвигом, если этот угол меньше 60° (см. рис. 24).

Прямое отражение рассматриваемых нарушений в рельефе сохраняется непродолжительное время. Силы, действующие на поверхности земли (текучая вода, ветер и пр.), разрушают поднятые крылья и наличие разрывного смещения можно заметить лишь в разрезе или в плане по обрыву слоев, по нарушению их нормальной последовательности и по наличию трещины или зоны трещиноватости.

Система сбросов или взбросов, приводящая к тому, что центральная часть, ограниченная ими, оказывается опущен-

ной относительно краевых частей, называется грабеном. Система сбросов и взбросов, по которой центральная часть

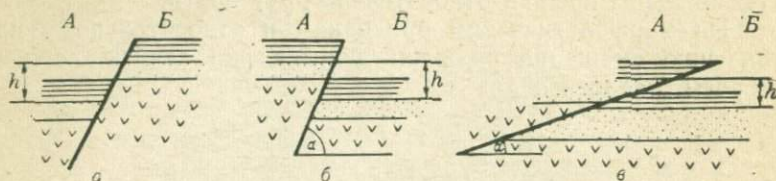


Рис. 24. Виды разрывных нарушений:

a — сброс; *A* — опущенное крыло (висячее), *B* — поднятое крыло (лежащее); *h* — амплитуда смещения; *б* — взброс: *A* — поднятое (висячее) крыло, *B* — опущенное (лежащее) крыло, *h* — амплитуда смещения; $\alpha > 60^\circ$; *в* — надвиг: *A* — висячее крыло, *B* — лежащее крыло, *h* — амплитуда смещения; $\alpha < 60^\circ$

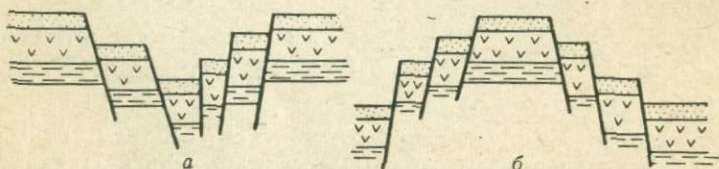


Рис. 25. Грабен (*a*), горст (*б*)

оказывается поднятой над краевыми частями, называется горстом (рис. 25).

Несогласное залегание

Наблюдая слои в обнажениях, можно заметить различные соотношения в их залегании. Если накопление слоев происходило непрерывно, каждый вышележащий слой лежит на подстилающем, повторяя формы его залегания и образуя

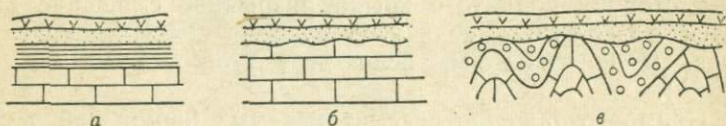


Рис. 26. Согласное залегание слоев (*a*); параллельное несогласие (*б*), угловое несогласие (*в*)

с ним непрерывную толщу. В этом случае слои залегают согласно (рис. 26, *a*).

Если в накоплении осадков был перерыв, во время которого сформировавшиеся ранее толщи размывались, то

слои, образовавшиеся после перерыва, ложатся на размытую поверхность подстилающих, параллельно им. В этом случае разрез не непрерывен — в нем отсутствуют слои, соответствующие по времени перерыву в осадконакоплении. Такое соотношение слоев называется несогласием, или, точнее, стратиграфическим²⁹ параллельным несогласием (рис. 26, б).

Несогласное залегание бывает особенно резко выражено тогда, когда слои, отложившиеся до перерыва в осадконакоплении, в результате движений земной коры, во время перерыва оказываются выведенными из первичного (горизонтального) залегания и приобретают наклонное или складчатое. Затем на их размытую поверхность ложатся слои, образовавшиеся после возобновления осадконакопления. В результате верхние слои лежат на нижних с перерывом и непараллельно им. Это случай углового стратиграфического несогласия (рис. 26, в).

Элементы залегания слоя

Для определения положения слоя, т. е. для ориентировки его в пространстве, введено понятие об элементах залегания, умение определять которые необходимо при полевой геологической работе. Элементы залегания слоя характери-

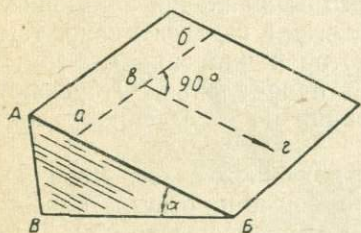


Рис. 27. Элементы залегания слоя:
 ab — линия простирания, bg — линия падения,
 $\angle ABB$ (α) — угол падения

зуют положение его по отношению к странам света и угол его наклона. К ним относятся простирание, падение и угол падения.

Под простиранием понимается азимут³⁰ линии про-

²⁹ Лат. *stratum* — настил. В геологии понимается как слой.

³⁰ Для определения положения какой-либо линии в пространстве пользуются азимутом. Азимут называется угол, отсчитываемый от направления на север до данного направления по ходу часовой стрелки. Азимут измеряется от 0 до 360° и определяется при помощи компаса. При этом получается магнитный азимут, т. е. угол между направлением на магнитный полюс и определяемым направлением. Для получения истинного азимута вводится поправка на магнитное склонение, т. е. на угол между направлением на магнитный полюс и полюс географический. Склонение называется восточным, если направление на магнитный полюс отклонено на восток от направления на географический полюс; в противном случае склонение будет западным.

стирания, т. е. горизонтальной линии, лежащей в плоскости слоя (на его кровле или подошве).

Падением называется азимут проекции линии падения на горизонтальную плоскость. Линия падения лежит в плоскости слоя и направлена в сторону наибольшего его уклона. Она образует с линией простирания прямой угол.

Угол падения — это угол между плоскостью (поверхностью) пласта и горизонтальной плоскостью (рис. 27).

Горный компас

Для определения элементов залегания пользуются горным компасом. Горный компас имеет три особенности по сравнению с обыкновенным, заключающиеся в следующем:

1. Горный компас укреплен на прямоугольной подставке таким образом, что диаметр $0-180^\circ$ (С—Ю) параллелен длинным ее сторонам.

2. Деления на лимбе (кольцо с делениями) идут в направлении, обратном ходу часовой стрелки. Так же в обратном порядке располагаются буквы, обозначающие восток и запад — первый стоит слева от севера, второй — справа. Это сделано для того, чтобы величину азимута можно было читать непосредственно по северному концу магнитной стрелки. Чтобы определить азимут любого направления с помощью горного компаса, последний располагают горизонтально, так, чтобы короткая его сторона, на которой написано «север» и « 0° », была направлена в искомом направлении. Отпускают магнитную стрелку и берут показания по ее северному концу (рис. 28).

3. В центре горного компаса подвешен отвес. Деления, по которым производится отсчет положения отвеса, нанесены на дне коробки компаса (от 0 в обе стороны до 90°). При вертикальном положении компаса, когда длинное ребро его подставки стоит на горизонтальной поверхности, отвес показывает 0° . Если это ребро стоит на наклонной поверхности, отвес указывает угол наклона последней.

Замеры элементов залегания

Определение простирания слоя:

1. Компас ставят на поверхность пласта вертикально на длинное ребро подставки отвесом вниз. По свободным колебаниям (дрожанию) отвеса определяется его вертикальность. Подбирают такое положение компаса, когда отвес стоит на нуле; тогда ребро, опирающееся на пласт, указывает линию простирания (рис. 29, а). Оба конца линии простирания равноценны и указывают два противоположных направления, в которых слой тянется (простирается).

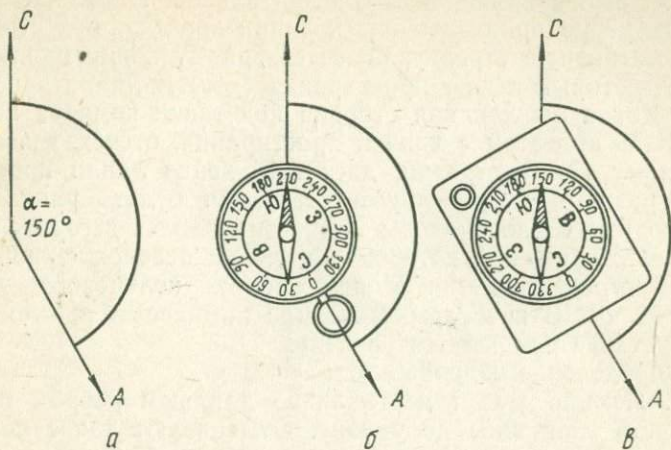


Рис. 28. Измерение азимута:

a — стрелка *C* — направление на север, стрелка *A* — направление, азимут которого определяется, $\angle \alpha = 150^\circ$; *б* — показание стрелки обычного компаса — ЮЗ 210°; *в* — показание стрелки горного компаса ЮВ 150°

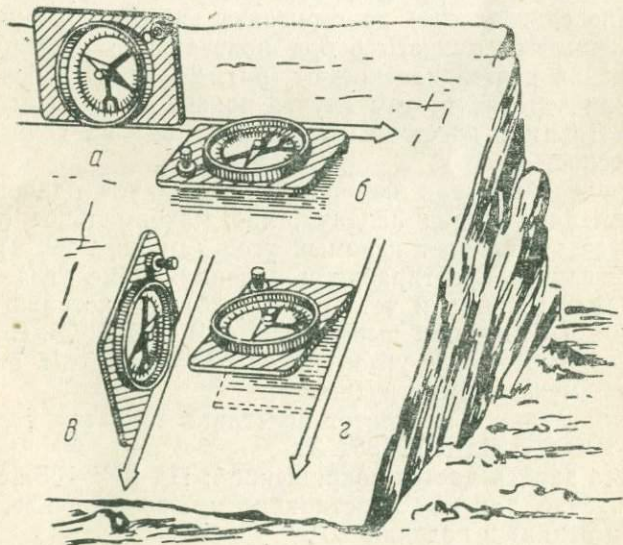


Рис. 29. Порядок замеров элементов залегания слоя горным компасом

2. Компас приводят в горизонтальное положение, длинное его ребро прикладывают к линии простирания, освобождают магнитную стрелку, по ее северному концу производят отсчет, который и дает простирание (азимут линии простирания). Какая бы длинная сторона подставки компаса не совмещалась при этом с линией простирания, отсчет, взятый по северному концу стрелки, даст положение линии простирания — разница между двумя отсчетами будет равна 180° . Необходимо следить, чтобы компас находился в горизонтальном положении, при котором оба конца освобожденной магнитной стрелки находятся на уровне кольцевого лимба (рис. 29, б). В некоторых системах компасов для этой цели на подставке помещается уровень.

Определение падения слоя:

1. Компас ставят вертикально длинным ребром на поверхность слоя вниз по уклону. Отыскивают такое положение компаса, при котором отвес дает наибольшее показание, тогда длинное ребро, на которое опирается компас, совпадает с линией падения (рис. 29, в).

2. Компас прикладывают к поверхности пласта так, чтобы одно из длинных ребер подставки совпадало с линией падения, а 0° на лимбе (или буква, обозначающая север) был направлен вниз по уклону пласта, т. е. в сторону, в которую направлена линия падения. Приподнимают нижнее ребро подставки компаса, вращая весь компас вокруг короткого ребра (не сдвигая его) до горизонтального положения, т. е. до совмещения длинного ребра подставки с проекцией линии падения в этой плоскости (рис. 29, г). Освобожденная магнитная стрелка в этом случае покажет северным концом падение (азимут проекции линии падения на горизонтальную плоскость).

Определение угла падения производится одновременно с нахождением линии падения, ибо максимальное отклонение отвеса показывает искомый угол (см. рис. 29, в).

При записи простирания и падения кроме угла (в градусах) записывается и четверть (румб), на которую падает этот угол, в буквенном выражении (СВ, ЮВ, ЮЗ, СЗ). При цифровом выражении угла значок градусов не ставится, чтобы не смешать его с нулем.

Полная запись элементов залегания такова:

Пр ЮЗ 225 Пд ЮВ 135 \angle 30.

Часто запись дается сокращенной: Пд ЮВ 135 \angle 30. Этого достаточно, так как простирание можно получить, прибавив (или отняв) к падению 90° .

В случае правильно произведенных замеров разность между падением и простиранием равна 90° . В случае значительного отклонения ($2-3^\circ$) от этой величины замеры следует повторить.

Абсолютный и относительный возраст земной коры и методы его определения

Наряду с составом, мощностью, положением в пространстве, взаимоотношением с подстилающими и покрывающими слоями важной характеристикой слоя является его возраст, указывающий на время образования слоя. При этом речь может идти об абсолютном возрасте и об относительном. В настоящее время разрабатываются многочисленные методы определения абсолютного возраста, основывающиеся на явлении радиоактивного распада некоторых элементов. Однако возможности и точность этих методов пока еще ограничены. Поэтому геологу в его повседневной работе приходится определять относительный возраст тех или иных образований, т. е. выяснять временную последовательность их возникновения.

Геохронология

Данные, полученные при изучении органического мира (флоры, фауны), его изменений, происходящих в ходе эволюции и отражающих изменения всех условий в развитии Земли (физико-географических условий, крупных тектонических движений, проявлений магматизма и метаморфизма), позволяют разделить геологическую историю Земли на ряд крупных промежутков времени — эры, в течение которых были отложены толщи пород, называемые группами.

Эры в свою очередь делятся на периоды, а группы на системы, первые из которых разбиваются на эпохи, а вторые на отделы. Детальное изучение геологических разрезов позволяет выделять еще более дробные подразделения.

В результате комплексного изучения истории Земли были составлены геохронологическая и стратиграфическая шкалы. Геохронологическая шкала, т. е. шкала относительного геологического времени, дает представление о последовательности отрезков этого времени, которые соответствуют определенным этапам развития Земли. Стратиграфическая шкала отражает последовательность отложений, слагающих земную кору. Каждому подразделению геохронологической шкалы соответствует определенное подразделение стратиграфической шкалы.

В табл. 4 приводится геохронологическая шкала, принятая в настоящее время. По мере накопления фактических

Геохронологическая шкала

Эры (группы)	Индексы	Периоды (системы)	Индексы	Эпохи (отделы)	Индексы	Длительность эр в млн. лет
Кайнозойская	KZ	антропогеновый или четвертичный	Q	голоценовая (современный)	Q ₄	65
				неоплейстоценовая (новый плейстоцен)	Q ₃	
				мезоплейстоценовая (средний плейстоцен)	Q ₂	
эоплейстоценовая (древний плейстоцен)	Q ₁					
		неогеновый*	N	плиоценовая миоценовая	N ₂ N ₁	
		палеогеновый	P(Pg)	олигоценая эоценовая палеоценовая	P ₃ P ₂ P ₁	
Мезозойская	MZ	меловой	K(Cr)	поздняя** ранняя	K ₂ K ₁	160
		юрский	J	поздняя средняя ранняя	J ₃ J ₂ J ₁	
		триасовый	T	поздняя средняя ранняя	T ₃ T ₂ T ₁	
Палеозойская	PZ	пермский	P	поздняя ранняя	P ₂ P ₁	340—350
		каменноугольный	C	поздняя средняя ранняя	C ₃ C ₂ C ₁	
		девонский	D	поздняя средняя ранняя	D ₃ D ₂ D ₁	

* Неогеновый и палеогеновый периоды иногда объединяют в третичный период.

** При наименовании отделов употребляются термины нижний, средний, верхний.

Эры (группы)	Индексы	Периоды (системы)	Индексы	Эпохи (отделы)	Индексы	Длительность эр в млн. лет
Палеозойская	PZ	силурийский	S	поздняя ранняя	S ₂ S ₁	
		ордовикский	O	поздняя средняя ранняя	O ₃ O ₂ O ₁	
		кембрийский	Є (Ст)	поздняя средняя ранняя	Є ₃ Є ₂ Є ₁	
Протерозойская Архейская	PR AR					около 4500

данных в геохронологическую (и стратиграфическую) шкалу вносились и будут вноситься изменения и дополнения.

Приведенные в таблице крупные геохронологические и стратиграфические подразделения (эры-группы и периоды-системы) обычно обозначаются на геологической графике сокращенно, индексами (см. таблицу). Более мелкие их подразделения обозначаются при помощи цифр, пишущихся справа внизу от индекса соответствующего периода (системы). Так, индекс каменноугольного периода — С, индекс его ранней эпохи С₁. Если производится более дробное деление, то получившиеся при этом геохронологические (или стратиграфические) единицы можно обозначать с помощью цифр, которые ставятся справа сверху от индекса эпохи (или отдела), причем цифры соответствуют возрастной последовательности, т. е. С₁² будет старше С₁³, но моложе С₁¹.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Основным результатом геологической работы является геологическая карта. Умение составлять и читать геологические карты обязательно для геолога. Существует геологическая дисциплина, занимающаяся разработкой методов составления геологических карт — это геологическое картирование, неразрывно связанное со всеми другими отраслями геологии. В задачу курса общей геологии входит лишь первое знакомство с геологической картой, в результате которого должны быть усвоены основные принципы ее построения и

должно быть приобретено умение видеть на карте основные черты геологического строения местности.

На геологической карте показывают распространение на поверхности слоев различного возраста и тем самым вырисовывают те структурные формы, которые ими образуются. В результате геологическая карта позволяет видеть геологическое строение (структуру) того участка, для которого она составлена, и прочесть геологическую историю его формирования. При этом надо иметь в виду, что на геологической карте не показывают породы четвертичного возраста, покрывающие почти сплошным чехлом поверхность суши и скрывающие более древние образования. Их обычно снимают с геологической карты и изображают те слои, которые лежат под ними. Лишь в местах, где мощность четвертичных образований очень велика, и в некоторых других случаях на геологических картах эти отложения иногда сохраняют. Обычно для пород четвертичного возраста составляются специальные карты четвертичных отложений.

Магматические породы иногда изображаются на геологических картах не по возрастному признаку, а по петрографическому. Это связано со сложностью определения возраста этих пород, так как основной метод — палеонтологический — в данном случае неприменим, ибо остатки организмов в этих породах практически отсутствуют.

Кроме указанных карт в результате геологической работы составляется еще ряд карт, отражающих отдельные специальные стороны геологического строения. К ним относятся:

литологическая карта, на которой показывается распространение на поверхности различных пород. Чаще составляют карты, на которых одновременно изображают и возраст слоя и его литологический состав;

тектоническая карта, на которой показываются различные структурные формы, их взаимоотношения и время образования;

гидрогеологические карты, на которых изображается распространение подземных вод, их состав, глубина, условия залегания и другие данные;

геоморфологическая карта, показывающая распространение на поверхности различных элементов рельефа и связь их с определенными процессами;

карта полезных ископаемых, дающая сведения о распространении полезных ископаемых, их количестве и пр.

В зависимости от направления работ могут быть составлены и другие специальные карты.

Для изображения на карте возраста слоев применяют различные условные обозначения. В настоящее время существует общепризнанная цветовая шкала, принятая по пред-

ложению русского геолога А. П. Карпинского Международным геологическим конгрессом. С ней можно познакомиться на примере любой геологической карты Советского Союза. Установленным цветом системы (периода) следует пользоваться при изображении отделов и других более мелких стратиграфических подразделений, придерживаясь лишь правила, по которому молодые слои системы окрашиваются в светлые оттенки данного цвета, древние — в более темные. Так, нижний отдел меловой системы закрашивается в густой зеленый цвет, верхний в светло-зеленый. Для изображения магматических пород также установлены цветные условные обозначения. На цветном поле ставятся индексы, соответствующие возрасту данного слоя.

Кроме того, на геологические карты обычно наносят элементы залегания слоев, линии основных тектонических нарушений и другие данные.

Использованные цвета и другие знаки помещаются в условных обозначениях (легенде), сопровождающих геологическую карту. При написании условных обозначений следует придерживаться определенного порядка: условные обозначения возрастных подразделений располагаются от молодых к более древним сверху вниз или слева направо. После них следуют знаки, соответствующие магматическим породам. Далее помещаются объяснения всех других знаков, имеющихся на карте, а именно — разрывных нарушений, элементов залегания, обнажений, скважин и пр. Отсутствие условных обозначений делает карту нечитаемой.

Геологическая карта строится на основе топографической карты. Наиболее удобна для геологической работы топографическая основа, на которой рельеф изображен при помощи горизонталей.

Геологические карты по масштабу бывают различными: 1) обзорными, состоящими на большие территории в масштабе 1 : 1 000 000 и мельче; 2) региональными, состоящими на площади отдельных районов в масштабах 1 : 500 000, 1 : 200 000, 1 : 100 000; 3) детальными — в масштабах 1 : 50 000; 1 : 25 000 и более крупных. В зависимости от масштаба геологическая карта изображает геологическое строение с большей или меньшей детальностью.

Сбор фактического материала и его первичная обработка

Для составления геологической карты необходимо изучить геологический разрез района. Для этого после предварительного ознакомления с литературой по геологии района в поле осматриваются и описываются обнажения, т. е. точки, в которых непосредственно на поверхность, не прикрытые

растительным покровом, выходят горные породы. Такие обнажения могут быть естественными и искусственными. Первые встречаются по берегам рек, на склонах оврагов, на крутых горных склонах, т. е. в местах, где растительный покров или смыт или не образуется. В тех случаях, когда естественных обнажений мало, прибегают к помощи искусственных обнажений. В качестве таковых могут быть использованы придорожные канавы, колодцы, различные горные выработки, могут быть произведены расчистки, прорыты специальные канавы, шурфы и, наконец, пробурены скважины, дающие сведения о породах, лежащих на значительных глубинах.

При изучении обнажений необходимо строго фиксировать результаты этой работы. Прежде всего, на топографической карте в соответствующем месте ставится точка наблюдений с порядковым номером. Затем в полевой книжке дается описание точки: а) ставится ее номер (тот же, что и на карте); б) записывается подробный адрес обнажения, при этом оно ориентируется относительно каких-нибудь заметных, более или менее постоянных точек (устьев рек и оврагов, населенных пунктов и пр.); в) производится подробное послышное описание. Для каждого слоя пишется номер, название породы, дается ее описание с перечислением присутствующих в нем ископаемых, отмечаются элементы залегания слоя, характер границы его с подстилающим слоем, его мощность.

В начале работы из каждого слоя берется образец породы. Образец нумеруется — в номер образца в числитель входит номер точки, из которой он взят, в знаменатель — порядковый номер образца данного обнажения. Для каждого образца составляется этикетка, в которой указано, из какого обнажения и слоя, когда и кем взят образец, и его полевое определение. По мере изучения района породы в обнажениях начинают повторяться и тогда образцы берутся уже не из каждого слоя, а выборочно. В результате каждая порода, встреченная в районе, охарактеризовывается рядом образцов, которые при камеральной обработке сравниваются друг с другом, подвергаются различным анализам, изучаются микроскопически. Встреченная в слоях фауна также тщательно собирается и документируется. Последующее определение фауны дает возможность точнее установить возраст слоя и условия, в которых происходило его накопление.

Изучение и сопоставление отдельных обнажений позволяет составить сводную стратиграфическую колонку (послышный разрез) всего района. В колонке слева указываются стратиграфические подразделения (от системы до самых мелких из выделенных в районе) и их индексы, затем

дается графическое изображение состава пород, их мощность и справа приводится краткое описание пород с указанием присутствующих в них органических остатков. Согласно границе между слоями проводятся в колонке прямыми ли-

Система	Отдел	Надъярус, ярус	Индекс		Мощность, м	Характеристика пород
Меловая	нижний	аптский	$K_1 ar$		20-25	Пески белые, тонкозернистые, косослоистые, кварцевые, с линзами кварцевых и железистых песчаников
		неокомский	$K_1 nc$		15	Пески и песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, глауконитовые, в основании с фосфоритом
Юрская	верхний	верхний волжский	$J_3 v^2$		5-25	Пески белые, мелкозернистые, кварцевые. Пески желтые и зеленые, кварцевые, глауконитовые с фосфоритами
		нижний волжский	$J_3 v^1$		10	Пески, ниже глины, сверху зеленовато-серые, фосфоритовые, углистые
		оксфордский	$J_3 ox$		5-10	Глины черные, серые, слюдяные
		келлевейский	$J_3 ke$		5	Глины черные, серые
	средний	ботский	$J_2 bt$		0-10	Пески и глины с углями
Каменноугольная	верхний	гжельский	$C_3 g$		0-125	Глины красные и зеленые, слоистые, окраска часто пятнистая Доломиты серые и желто-серые. Известняки белые, желтые с прослоями конкреций кремня
		касимовский	$C_3 k$			
	средний	московский	$C_2 m$		110-170	Известняки светлые с прослоями доломитов и глин

Рис. 30. Стратиграфическая колонка осадочных отложений района практики в Подмосковье

ниями, несогласные—волнистыми. Колонка дает наглядное представление о типах пород, последовательности их залегания, мощности, возрастных соотношениях, перерывах в осадконакоплении и др. На рис. 30 дана сводная стратиграфическая колонка района геологической практики в Подмосковье (деление до ярусов).

Имея четкое представление о разрезе района (породах и последовательности их залегания), можно приступить к построению геологической карты, прослеживая по поверхности границы между разновозрастными слоями и выделяя площади распространения разновозрастных. Эти вопросы под-

робно рассматриваются в специальном курсе структурной геологии и геологического картирования.

Геологические контуры на карте

Линии, оконтуривающие на геологической карте площади распространения на поверхности слоев различного возраста, очень причудливы и зависят как от залегания слоев, так и от рельефа местности.

При ненарушенном залегании слоев и более или менее спокойном рельефе карта бывает закрашена цветом ближай-

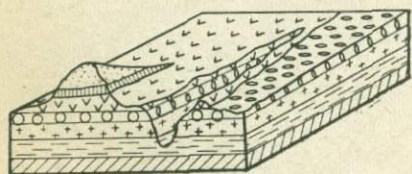


Рис. 31. Блок-диаграмма горизонтально залегающих слоев

шего к поверхности слоя и только вдоль долин появляются полосы более древних пород, а на водоразделах — пятна более молодых (рис. 31).

Границы горизонтально лежащих слоев на карте идут параллельно горизонталям рельефа. Зная высотные значения горизонталей, легко вычислить мощность слоя, вычтя из абсолютной отметки залегания кровли слоя абсолютную отметку залегания его подошвы.

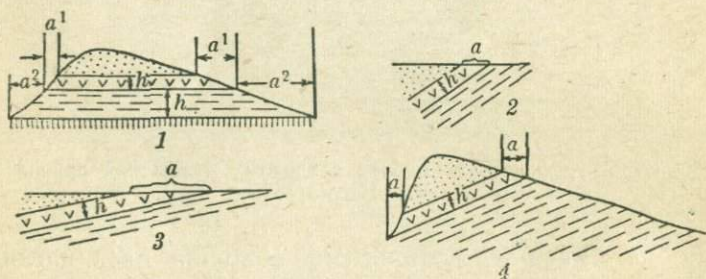


Рис. 32. Зависимость ширины проекции выхода слоя (a):
1 — от истинной мощности h и от рельефа; 2 и 3 — от угла падения слоя;
4 — от угла падения слоя и от рельефа

Ширина полосы слоя на карте, т. е. проекция выхода его на горизонтальную плоскость, зависит как от мощности самого слоя, так и от рельефа (рис. 32, 1).

В случае вертикально стоящих слоев полосы, соответствующие им на карте, тянутся по простиранию, пересекая

горизонтали рельефа. Ширина их соответствует мощности слоев.

Слои, падающие в одну сторону (моноклинальное залегание), на карте спроектируются в виде полос, сменяющих

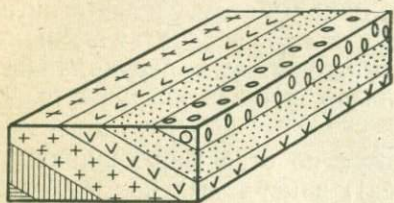


Рис. 33. Блок-диаграмма моноклинально залегающих слоев

друг друга в сторону падения от древних к молодым (рис. 33). Ширина полос на карте зависит при этом не только от истинной мощности слоя и рельефа, но и от угла падения слоя (см. рис. 32, 2, 3, 4).

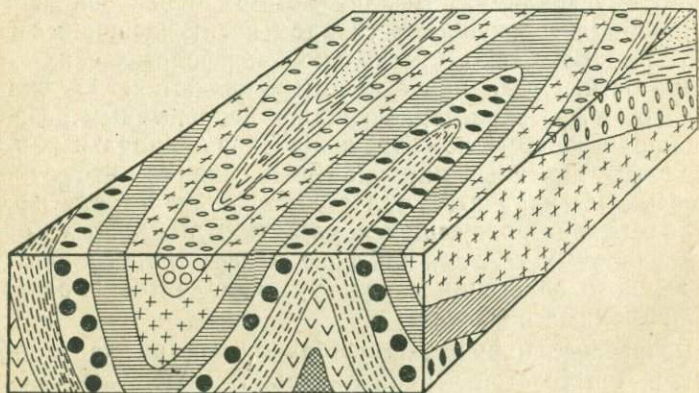


Рис. 34. Блок-диаграмма синклиальной складки с воздымающимся шарниром и антиклинальной складки с погружающимся шарниром

Складки на карте изображаются полосами, симметрично повторяющимися относительно центральной непарной полосы, соответствующей слою, лежащему в ядре складки. Различие между антиклинальной и синклиальной складками выражается в расположении слоев. В синклиальной складке центральная непарная полоса соответствует наиболее молодому слою, в антиклинальной — наиболее древнему (рис. 34). Если шарнир синклиальной складки воздымается³¹, то на поверхности слою, слагающие ее крылья, описы-

³¹ Изгибание шарнира в вертикальной плоскости называется ундуляцией.

вают дугу, падая при этом внутрь складки. Такое замыкание синклинальной складки называется центриклинальным замыканием, или центриклиналью. На рис. 34 шарнир синклинальной складки воздымается на читателя. При погружении шарнира антиклинальной складки слои на поверхности также замыкаются по дуге, падая в этом случае к внешней ее стороне. Это замыкание антиклинальной складки называется периклинальным замыканием, или периклиналью. На рис. 34 шарнир антиклинальной складки погружается от читателя.

В плане складки различаются по отношению ширины к длине (короткая и длинная оси), измеряемых по выходам поверхности какого-либо слоя. Если отношение ширины к длине меньше 1:3, складки называются линейными, если больше — брахиформными (брахисинклинали и брахиантиклинали), если 1:1 — куполовидными.

В пределах некоторой площади обычно бывают развиты складки морфологически более или менее одинаковые, что связано с условиями и механизмом их образования. Такая закономерная совокупность складок носит название складчатости. Выделяют несколько морфологических типов складчатости. Среди них основными являются: 1) складчатость полная, характеризующаяся непрерывным развитием на площади равномерно чередующихся синклинальных и антиклинальных линейных параллельных складок; этот тип характерен для складчатых областей; 2) складчатость прерывистая, характеризующаяся развитием отдельных, обычно антиклинальных складок на фоне ненарушенного или слабо нарушенного залегания слоев. Эта складчатость развита в платформенных областях.

Разрывные нарушения изображаются на карте обычно красной или толстой черной линией. В результате смещения крыльев контуры слоев, лежащих по разные стороны сместителя, обычно не совпадают друг с другом. Например, в сбросе, прошедшем вкрест простирания синклинальной складки, в поднятом крыле расстояние между слоями на крыльях уменьшается (рис. 35). В антиклинальной складке картина обратная. При моноклинальном залегании слоев сброс, прошедший по простиранию, может привести или к удваиванию выходов слоев, или к выпадению части слоев (рис. 36). Разнообразные комбинации падения слоев и сместителя, а также направления и амплитуды смещения приводят на поверхности (и в плане) к различным, часто сложным, результатам.

В случае согласного залегания слоев границы их на карте идут более или менее параллельно, никогда не пересекаясь. При несогласном залегании поверхность несогласия пе-

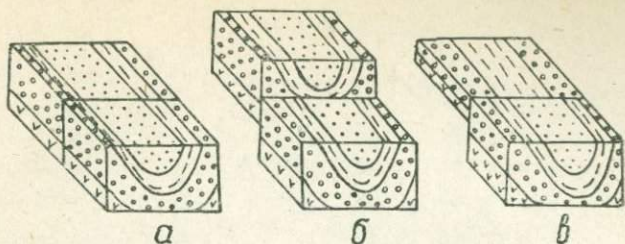


Рис. 35. Сбросы в синклиальной складке:
а — до сброса; *б* — сброс; *в* — после размыва поднятого крыла

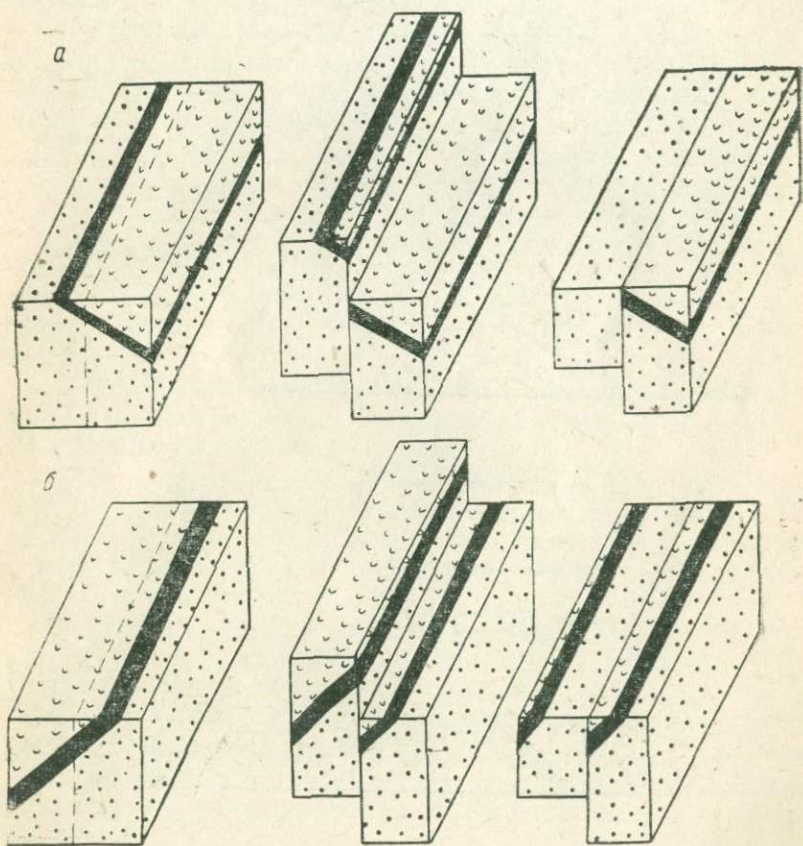
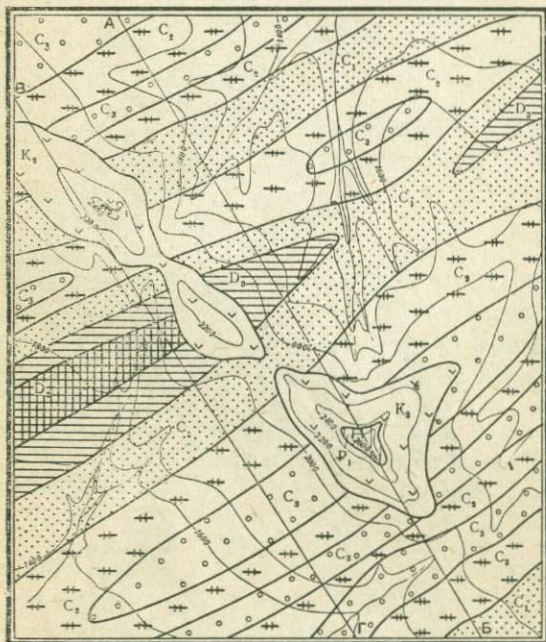


Рис. 36. Блок-диаграмма сбросов в моноклиальной толще:
а — опущено крыло, лежащее ниже по падению; *б* — опущено крыло, лежащее выше по падению

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

МАСШТАБ 1:100000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

P₁ Нижний отдел

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

K₂ Верхний отдел

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

C₃ Верхний отдел

C₂ Средний отдел

C₁ Нижний отдел

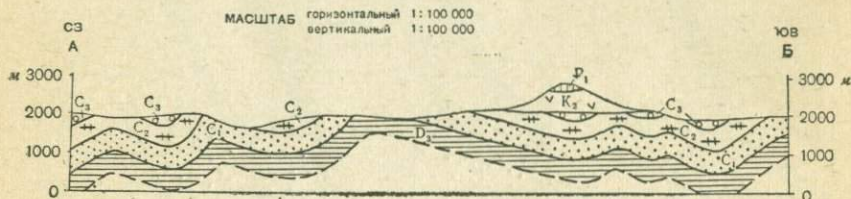
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

D₂ Верхний отдел

D₁ Средний отдел

0 1000 0 1 2 3 4 км

Разрез по линии АБ



Составил.....

Рис. 37. Схематическая геологическая карта и разрез

ресекает контуры слоев, подстилающих ее, и идет более или менее параллельно слоям, лежащим выше. На рис. 37 изображено несогласное налегание горизонтальных слоев мелового и палеогенового возраста на каменноугольные и девонские отложения. В свою очередь слои девонского и каменноугольного возраста лежат согласно.

Изображенная на рис. 37 геологическая карта позволяет расшифровать геологическое строение и историю района следующим образом.

1. Во время средней и поздней эпохи девонского периода и в течение всего каменноугольного периода непрерывно шло накопление осадков. Эти слои залегают согласно (проекция выхода их на поверхность не пересекаются, идут более или менее параллельно друг другу).

2. После каменноугольного периода был перерыв в накоплении осадков, продолжавшийся до середины мелового периода (отсутствуют слои пермского, триасового, юрского и, частично, мелового возраста).

3. Во время этого перерыва первичное залегание слоев палеозойского возраста было нарушено — они оказались смятыми в складки. Складки линейные (см. отношение ширины к длине), простирание их северо-восточное, шарниры слабо ундулируют. Складки асимметричные — у антиклиналей северо-западные крылья круче юго-восточных (см. ширину выхода одного и того же слоя на разных крыльях), т. е. наклонные.

4. После смятия слоев в складки в течение того же перерыва в осадконакоплении произошел размыв и на поверхность вышли разновозрастные слои.

5. В позднюю эпоху мелового периода море снова покрыло рассматриваемую территорию и в нем начали откладываться осадки. Этот процесс продолжался без перерыва, во всяком случае вплоть до раннепалеогеновой (палеоценовой) эпохи включительно.

6. Слои мелового и палеогенового возраста составляют согласную толщу, которая на подстилающих слоях лежит со стратиграфическим (выпадение слоев из разреза) угловым (пересечение проекцией подошвы меловых слоев контуров нижележащих слоев) несогласием.

7. Слои мелового и палеогенового возраста лежат горизонтально (параллельность проекций выходов слоев горизонталям).

8. Для верхнего отдела меловой системы по карте может быть определена истинная мощность, равная 400 м.

9. В настоящее время территория представляет собой сушу, поверхность которой размывается.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

Геологические карты сопровождаются одним или несколькими геологическими разрезами. Геологический разрез показывает строение земной коры в вертикальном сечении по определенной линии. Глубина, до которой строится разрез, обусловлена имеющимися геологическими данными. Направления выбираются так, чтобы они возможно полней характеризовали строение участка; обычно разрезы проводятся вкрест простирания основных структурных форм.

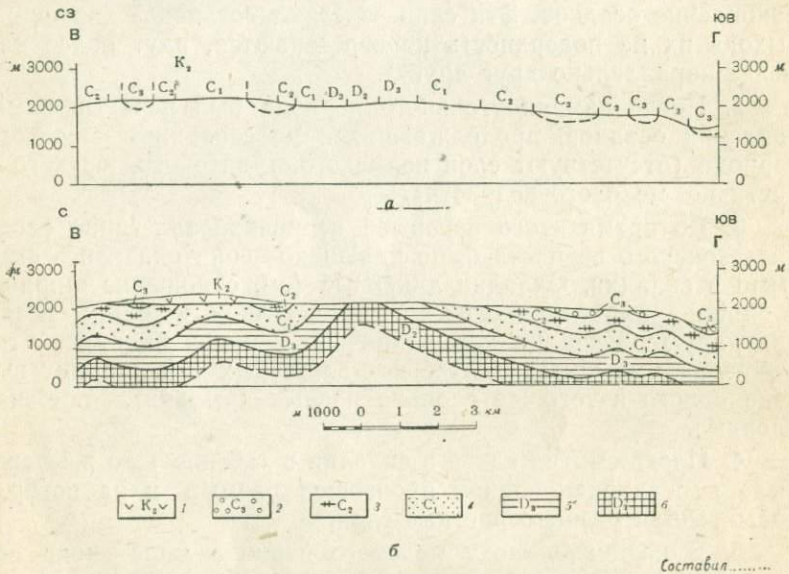


Рис. 38. Построение и оформление схематического геологического разреза:

а — геологические данные, перенесенные на топографический профиль; б — построенный и оформленный геологический разрез

Ниже рассматриваются общие принципы построения геологических разрезов и правила, соблюдение которых обязательно при их оформлении:

1. Разбирается геологическая карта, по которой строится разрез, т. е. устанавливаются общие черты истории геологического развития района и общие закономерности его строения.

2. Выбирается направление разреза и на геологической карте проводится соответствующая линия. У концов линии на карте ставят цифры (I—I) или буквы (А—Б), как на рис. 37.

3. Определяется масштаб разреза. В подавляющем большинстве случаев горизонтальный и вертикальный масштабы должны быть одинаковыми и равными масштабу карты. Только при горизонтальном залегании слоев допускается искажение вертикального масштаба, но не более чем в 20 раз. Это делается для того, чтобы на разрезе можно было изобразить слои малой мощности. Искажение вертикального масштаба при наклонном залегании не допускается, так как это ведет к изменению углов падения, общей морфологии структурных форм, а следовательно, и к неверному представлению об общей структуре.

4. Строится топографический профиль по той же линии. Располагается он так, чтобы конец линии, имеющий западные румбы (запад, северо-запад, юго-запад), находился слева, а конец с восточными румбами (восток, северо-восток, юго-восток) — справа. Если разрез идет меридионально, север располагается справа, юг — слева.

5. Топографический профиль ограничивается у концов вертикальными масштабными линейками (рис. 37 и 38, а). На нем проводится линия нулевой абсолютной высоты (при больших высотах — линия какой-либо другой высоты). У концов профиля ставят буквы, указывающие стороны света, и те буквы или цифры, которые стоят на концах линии на карте.

6. На топографический профиль с помощью измерителя переносятся геологические данные, т. е. границы между стратиграфическими подразделениями, разрывы (рис. 38, а).

7. Приступают к построению собственно геологического разреза, т. е. соединяют линиями выходы слоев на поверхность, учитывая при этом общий характер залегания слоев (горизонтальный, моноклиальный, складчатый). Если имеются данные об элементах залегания слоев и их мощности, разрез строится с учетом этих данных. Если же таковых сведений не имеется, то построение будет схематичным. Наклон слоев подбирается в этом случае таким, чтобы на протяжении всего профиля истинная мощность каждого слоя оставалась постоянной (рис. 37 и 38, б).

При построении разреза надо постоянно следить за стратиграфической последовательностью слоев, ни в коем случае не допуская ее нарушения. При складчатом залегании слоев проще начинать построение с ядер синклиналий, прослеживая от них в стороны более древние слои (рис. 38, а, б).

8. Каждый слой закрашивается или заштриховывается так же, как и на геологической карте. На каждом изолированном выходе слоя ставится индекс; если индекс не помещается на слое, его выносят в сторону (см. рис. 37 и 38, б).

9. Если геологический разрез сопровождает карту, он помещается под ней (см. рис. 37).

10. Если геологический разрез дается на отдельном листе, правила его оформления показаны на рис. 38, б. При этом надо помнить, что условные обозначения к разрезу должны точно соответствовать геологической карте (см. рис. 37).

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
I. Вещественный состав земной коры	4
1. Начальные сведения из минералогии	4
Свойства аморфных и кристаллических веществ	4
Минеральные агрегаты	7
Методы определения минералов	9
Физические свойства минералов	9
Морфология кристаллов	9
Оптические свойства минералов	13
Механические свойства минералов	15
Классификация минералов и их описание	19
Класс самородных элементов	19
Класс сульфидов	21
Класс галюидных соединений	23
Класс окислов и гидроокислов	24
Класс карбонатов	27
Класс сульфатов	29
Класс фосфатов	29
Класс силикатов	30
«Островные» силикаты	32
«Цепочечные» и «ленточные» силикаты	32
«Слонстые» силикаты и алюмосиликаты	33
«Каркасные» алюмосиликаты	35
2. Начальные сведения из петрографии	38
Магматические горные породы	39
Описание наиболее распространенных магматических горных пород	46
Нормальный ряд	46
Ультраосновные породы	46
Основные породы	46
Средние породы	47
Кислые породы	49
Щелочной ряд	50
Жильные и пирокластические горные породы	51
Осадочные горные породы	51
Описание наиболее распространенных осадочных пород	53
Обломочные породы	53
Грубообломочные породы	54
Среднеобломочные породы	54
Мелкообломочные породы	56
Глинистые породы	56
Химические и органические породы	58
Карбонатные породы	58
Кремнистые породы	60
Железистые породы	61

Глиноземистые породы	61
Фосфатные породы	61
Галоидные и сульфатные породы	61
Каустобиолиты	62
Метаморфические горные породы	63
Описание наиболее распространенных метаморфических пород	64
II. Строение земной коры	67
<i>Слой</i>	67
Общие сведения о слоях	67
Нарушенное залегание слоев	68
Связные нарушения	69
Разрывные нарушения	74
Несогласное залегание	76
Элементы залегания слоя	77
Горный компас	78
Замеры элементов залегания	78
<i>Возраст земной коры</i>	81
Абсолютный и относительный возраст земной коры и методы его определения	81
Геохронология	81
<i>Геологическая карта</i>	83
Сбор фактического материала и его первичная обработка	85
Геологические контуры на карте	88
<i>Геологический разрез</i>	94

Лебедева Наталия Борисовна

ПОСОБИЕ
К ПРАКТИЧЕСКИМ ЗАНЯТИЯМ
ПО ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ

Тематический план 1971 г. № 176

Редактор *Н. В. Барина*
Технический редактор *З. С. Кондрашова*
Корректоры *М. И. Эльмус, Л. С. Ключкова,*
И. С. Хлыстова

Сдано в наб. 23/VIII 1971 г. Подписано к печ. 31/XII 1971 г.
Л-116360 Формат 60×90/16 Бум. тип. № 2 Физ. печ. л. 6,25
Уч.-изд. л. 6,07 Изд. № 1323 Зак. 646
Тираж 12 600 экз. Цена 21 коп.

Издательство Московского университета. Москва, К-9,
ул. Герцена, 5/7. Типография Изд-ва МГУ. Москва,
Ленинские горы

Цена 21 коп.

160

