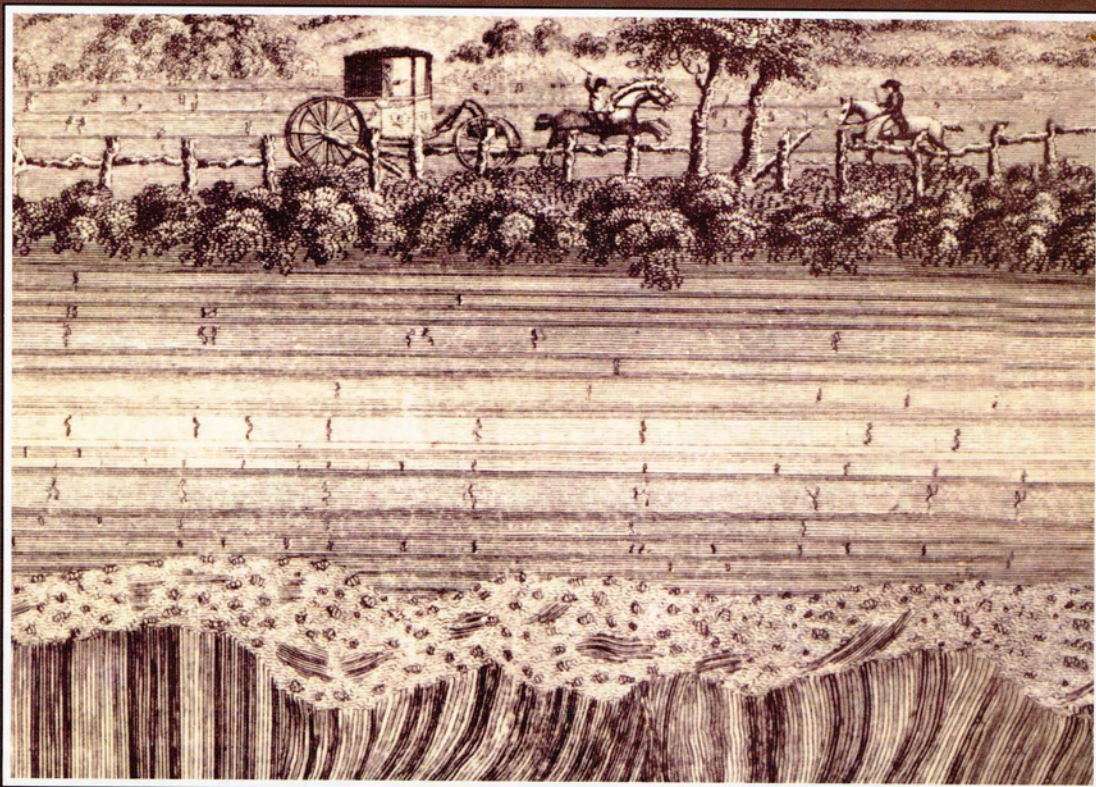




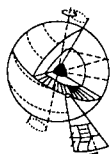
ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Под редакцией А.К. СОКОЛОВСКОГО

ТОМ 2



УНИВЕРСИТЕТ
книжный дом



ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Под редакцией А. К. СОКОЛОВСКОГО

ТОМ 2

ПОСОБИЕ К ЛАБОРАТОРНЫМ ЗАНЯТИЯМ

Допущено Министерством образования и науки РФ
в качестве учебника для студентов
геологических специальностей вузов



УНИВЕРСИТЕТ
КНИЖНЫЙ ДОМ

Москва
2006

УДК 551(07)
ББК 26.3я7
О-28

Рецензенты:

заведующий кафедрой охраны недр и природопользования МГОУ,
доктор геолого-минералогических наук, профессор *Милютин А. Г.*;
заведующий кафедрой динамической геологии геологического факультета МГУ,
доктор геолого-минералогических наук, профессор *Короновский Н. В.*

Авторский коллектив:

А. К. Соколовский	В. Я. Медведев
А. К. Корсаков	А. Е. Михайлов
В. Я. Федчук	А. Ф. Морозов
А. А. Рыжова	М. И. Никитина
Н. Г. Лин	Г. Б. Попова

На обложке — обнажение в борту реки Джед в южной Шотландии
Фрагмент гравюры из «Теории Земли» Дж. Хаттона (1795 г.)

О-28 **Общая геология** : в 2 тт. / Под редакцией профессора А. К. Соколовского. — М. : КДУ, 2006.

Т. 2 : Общая геология : пособие к лабораторным занятиям / Под редакцией профессора А. К. Соколовского. — 208 с. : ил., табл.

ISBN 5-98227-143-8 (Т. 2)

ISBN 5-98227-141-1

Во втором томе учебника дана современная номенклатура и терминология важнейших породообразующих минералов, основных типов горных пород и структурно-тектонических форм. Уделено большое внимание самостоятельной работе с горным компасом, изучению по геологической карте складчатых и разрывных нарушений и составлению геологических разрезов. Приведена новейшая геохронологическая таблица, уточнены классификации горных пород, изложено генетическое деление и описание магматических горных пород.

Для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

УДК 551(07)
ББК 26.3я7

ISBN 5-98227-143-8 (Т. 2)
ISBN 5-98227-141-1

© Коллектив авторов, 2006
© Издательство «КДУ», 2006

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ГЛАВА 1. ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ	6
1.1. Краткие сведения о кристаллических веществах	6
1.2. Процессы природного минералообразования	13
1.3. Формы природных выделений минералов	16
1.4. Диагностические свойства минералов	20
Оптические свойства минералов	21
Механические свойства минералов	24
Прочие свойства минералов	27
1.5. Классификация минералов	28
1.6. Описание главных породообразующих и рудных минералов	29
Тип самородные элементы	29
Тип сернистые соединения и их аналоги	32
Тип галоиды	35
Тип кислородные соединения	36
ГЛАВА 2. ВАЖНЕЙШИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ	56
2.1. Магматические горные породы	57
Структуры и текстуры	
магматических горных пород	60
Классификация магматических горных пород	
по химическому и минеральному составу	67
Основные типы магматических горных пород	70
Магматические породы кислого состава [$\text{SiO}_2 = 64-78 \%$]	72
Известково-щелочные кислые породы	73
Полуглубинные (гипабиссальные) кислые породы	75
Магматические породы среднего состава [$\text{SiO}_2 = 64-53 \%$]	75
Полуглубинные средние породы	77
Магматические породы основного состава [$\text{SiO}_2 = 44-53 \%$]	78
Гипабиссальные основные породы	79
Магматические породы ультраосновного состава	
[$\text{SiO}_2 = 44-30 \%$]	80
Пирокластические породы	81
Формы залегания магматических пород	85
2.2. Осадочные горные породы	87
Главнейшие признаки осадочных горных пород	88
Краткое описание	
наиболее распространенных осадочных горных пород	95

2.3. Метаморфические горные породы	112
Породы регионального метаморфизма	117
Породы ультраметаморфизма	128
Породы динамометаморфизма	129
Породы контактово-термального метаморфизма	129
Породы метасоматических процессов (метасоматиты)	129
ГЛАВА 3. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД	132
3.1. Горизонтальное залегание	132
Слой и слоистость	132
Несогласия	133
Признаки горизонтального залегания слоев на геологических картах	134
3.2. Наклонное залегание	139
Горный компас и замеры элементов залегания слоя	141
Изображение наклонно залегающих слоев на геологических картах	152
3.3. Складчатое залегание	153
Элементы строения складок	154
Антиклинальные и синклинальные складки	156
Морфологическая классификация складок и особенности их изображения на геологических картах	157
ГЛАВА 4. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ	164
4.1. Типы разрывных нарушений	164
4.2. Изображение разрывов на геологических картах и разрезах	168
4.3. Разрывные нарушения, осложняющие складчатые формы	168
ГЛАВА 5. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ И РАЗРЕЗАХ	172
5.1. Типы геологических карт	172
5.2. Геохронологическая шкала	173
5.3. Условные обозначения на геологических картах	181
5.4. Стратиграфические колонки и геологические разрезы	185
5.5. Зарамочное оформление геологических карт	188
ГЛАВА 6. ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ	191
6.1. Выбор линии разреза	191
6.2. Масштаб разреза	192
6.3. Правила оформления разрезов	193
6.4. Методика построения разреза	194
6.5. Особенности построения разреза при горизонтальном залегании слоев	195
6.6. Особенности построения разреза при наклонном залегании слоев	196
6.7. Особенности построения разреза при складчатом залегании слоев	198
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	199

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предыдущее издание «Пособия к лабораторным занятиям по общей геологии» было выпущено более 20 лет назад (1983 г.)¹. За эти годы появился большой объем новой информации о строении земной коры и литосферы, процессах осадконакопления (особенно в океанах), магматизма, природе тектонических движений и деформаций и др. В первую очередь это нашло отражение в теоретическом томе двухтомника, однако большая часть новых разработок последних лет коснулась и предлагаемого практикума. В пособии даны современная номенклатура и терминология наиболее важных породообразующих минералов, горных пород и структурно-тектонических форм, приведена новейшая геохронологическая таблица, использованы последние инструкции по составлению и подготовке к изданию геологических карт. Большое внимание уделено грамотному чтению геологической карты, составлению геологических разрезов, самостоятельной работе с горным компасом.

Авторами пособия (как и теоретического тома) являются преподаватели кафедры общей геологии и геологического картирования МГГРУ.

Разделы 2.2, 3.2, 5, а также «Предисловие» написаны А. К. Соколовским или при его участии; разделы 2.3, 3.3, 6 написаны А. К. Корсаковым; разделы 2.1, 3.1, 5 — А. Е. Михайловым, А. Ф. Морозовым и М. И. Никитиной; разделы 2.2, 3.2 — А. А. Рыжовой; раздел 2.3 — В. Я. Федчуком; раздел 4 — В. Я. Медведевым, А. Е. Михайловым и Н. Г. Лином, раздел 1 — Г. Б. Поповой.

Авторы хотели бы выразить благодарность сотрудникам кафедры динамической геологии МГУ и лично профессору Н. В. Короновскому за тщательный и всесторонний анализ рукописи, ценные советы и рекомендации.

¹ Павлинов В. Н., Михайлов А. Е., Кизевальтер А. С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. — М.: Недра, 1983.

Глава 1

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Верхняя каменная оболочка Земли — земная кора — сложена разнообразными по происхождению и составу горными породами, которые, в свою очередь, состоят из минералов.

Минералами (от греч. «минера» — руда) называют однородные по составу и внутреннему строению природные вещества (химические соединения или отдельные элементы), образовавшиеся в результате процессов, происходящих в недрах земной коры и на ее поверхности.

Подробным изучением минералов занимается наука *минералогия*. В настоящее время установлено около 3500 минеральных видов. Однако лишь несколько десятков минералов (около 70) пользуются широким распространением. Они входят в состав горных пород и руд и называются *породообразующими*. Главные из этих минералов и охарактеризованы в данном курсе.

Абсолютное большинство минералов являются *твердыми кристаллическими телами*, и только незначительное их число встречается в земной коре в твердом аморфном (опал, лимонит), жидком (вода, ртуть) или газообразном (углекислый газ, сероводород) состоянии.

1.1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВАХ

Все кристаллические вещества в отличие от аморфных обладают закономерным внутренним строением, выражающимся в наличии у них кристаллических *решеток* — однородных бесконечных векториальных построений, в которых материальные точки (атомы, молекулы, ионы и их группы) занимают строго определенные, геометрически закономерные места в пространстве. Места расположения материальных точек называют *узлами* кристаллической решетки. Совокупность узлов, лежащих на одной прямой и периодически повторяющихся через равные промежутки, формирует ряд, а совокупность рядов, расположенных в одной плоскости, — *плоскую сетку* кристаллической решетки.

Кристаллические решетки очень многообразны по своей структуре, которая зависит от слагающих их материальных частиц, их размеров, характера связей друг с другом, ближайшего окружения (координации). Решетки некоторых минералов показаны на рис. 1.1.

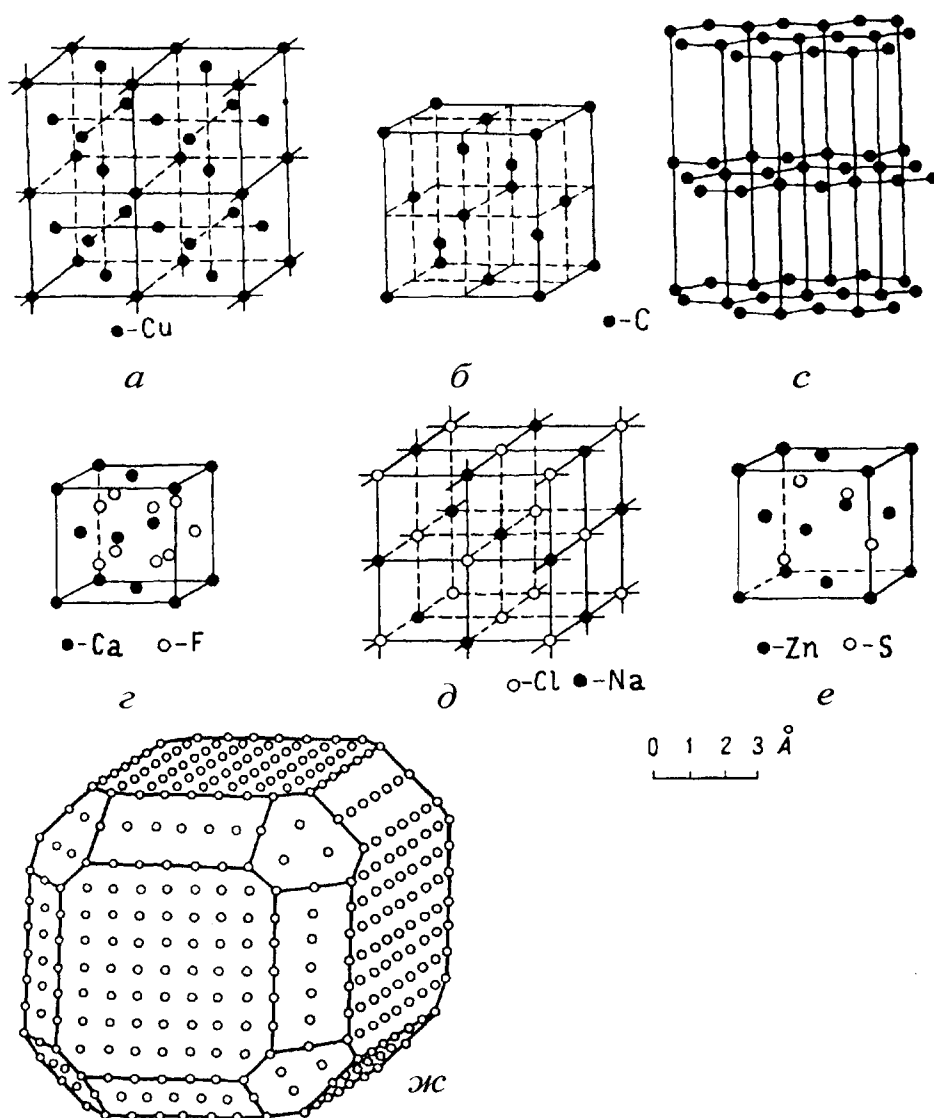


Рис. 1.1. Кристаллические решетки некоторых минералов: а — меди; б — алмаза; в — графита; г — флюорита; д — галита; е — цинковой обманки; ж — структура кристалла меди

Все кристаллические вещества обладают рядом свойств, являющихся следствием их закономерного внутреннего строения. Первое из них — анизотропность, или неравносвойственность в различных направлениях (в отличие от аморфных тел, которые всегда изотропны). Второе — однородность — выражается в том, что любые сколь угодно малые

частицы одного и того же кристаллического вещества обладают одинаковыми свойствами (по параллельным направлениям). Но самым характерным свойством кристаллических веществ является их способность самоограняться, то есть принимать в условиях свободного роста форму правильных многогранников — кристаллов¹ (от греч. «кристаллос» — лед).

Подробным изучением кристаллов занимается наука *кристаллография*.

Поверхность кристаллов ограничена плоскостями — гранями, которые пересекаются по прямым линиям — ребрам. Точки пересечения ребер образуют вершины.

Следует заметить, что в условиях земной коры редко реализуются условия свободного роста, поэтому кристаллы с абсолютно правильной (идеальной) огранкой возникают нечасто. В связи с этим в природных кристаллах минералов одинаковые грани могут развиваться неравномерно, тогда их форма отклоняется от геометрически правильной и их называют реальными кристаллами.

Во внешней форме кристаллов находят отражение закономерности строения кристаллических решеток, поэтому каждое кристаллическое вещество, в том числе и каждый минерал, имеет свои, характерные для него формы кристаллов.

Зависимость между внутренним строением и внешней формой кристаллов выражена в одном из основных законов кристаллографии — *законе постоянства углов*, согласно которому углы между соответственными гранями (и ребрами) во всех кристаллах одного и того же вещества постоянны.

Характернейшей особенностью кристаллов является их симметрия.

Симметрия (от греч. «соразмерность») чрезвычайно широко распространена в природе, но нигде она не проявляется так ярко, как в мире кристаллов.

По отношению к кристаллам симметрия — это закономерная повторяемость в пространстве одинаковых граней, ребер и углов фигуры, которая может совмещаться сама с собой в результате одного или нескольких отражений. Для описания симметрии пользуются воображаемыми образами — точками, прямыми, плоскостями, называемыми *элементами симметрии*.

Плоскость симметрии (P) — это воображаемая плоскость, которая делит фигуру на две симметрично равные части, расположенные друг относительно друга как предмет и его зеркальное отражение.

¹ Кристаллами часто называют все твердые тела с закономерным внутренним строением независимо от их внешней формы.

Ось симметрии (L) — прямая линия, при вращении вокруг которой повторяются равные части фигуры, то есть она самосовмещается. Число совмещений при повороте на 360° определяет порядок оси симметрии (n). В кристаллографии известны оси 2, 3, 4 и 6-го порядков.

Центр симметрии (C) — точка внутри кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам все линии, соединяющие соответственные точки на его поверхности. В кристалле может быть только один центр симметрии, а в низкосимметричных фигурах он отсутствует вовсе.

Расположение элементов симметрии в кубе (гексаэдре) показано на рис. 1.2.

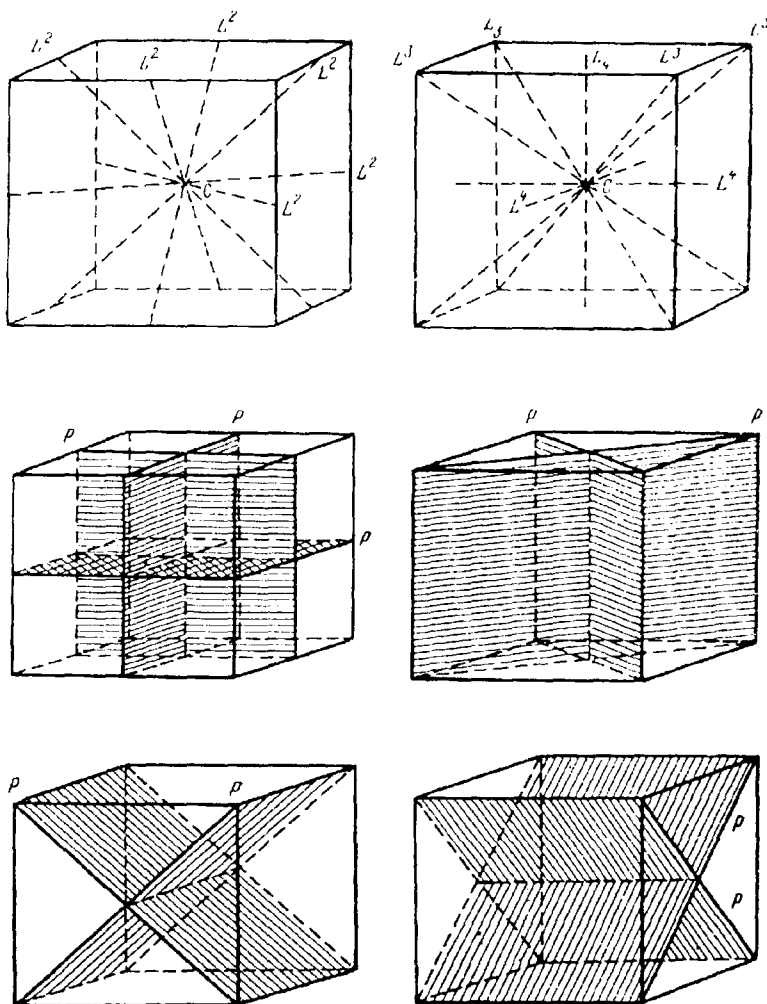


Рис. 1.2. Расположение элементов симметрии в кубе (гексаэдре)

Элементы симметрии присутствуют в кристаллах либо поодиночке, либо в определенных комбинациях друг с другом. При этом далеко не всякое произвольное сочетание элементов симметрии возможно. Существует ряд теорем, позволяющих строго математически вывести все возможные совокупности элементов симметрии.

Совокупность всех элементов симметрии данного кристалла называется его *видом симметрии*. В кристаллографии возможно всего 32 вида симметрии, о которых впервые сообщил в 1867 г. русский ученый А. В. Гадолин.

Все известные виды симметрии подразделяют на семь кристаллографических систем, или сингоний (от греч. «сходноугольность»), *сингонии*, в свою очередь, группируются в три *категории*.

В порядке возрастания степени симметричности они приведены в табл. 1.1. А наиболее характерные формы кристаллов различных сингоний показаны на рис. 1.3.

Таблица 1.1

Кристаллографические сингонии и категории

Категория	Сингония
Низшая	Триклинная Моноклинная ¹ Ромбическая
Средняя	Тригональная Тетрагональная Гексагональная
Высшая	Кубическая

Важная особенность кристаллических веществ заключается в развитии в них явлений полиморфизма и изоморфизма.

Полиморфизмом (от греч. «поли» — много, «морфэ» — форма) называется свойство соединений и простых веществ в зависимости от внешних условий кристаллизоваться в различных структурных типах. Разности данного кристаллического вещества, устойчивые в определенных физико-химических условиях, называются его полиморфными модификациями.

Поскольку природные условия минералообразования очень многообразны, полиморфизм достаточно широко распространен среди мине-

¹ От греч. «моно» — один, «тетра» — четыре, «гекса» — шесть.

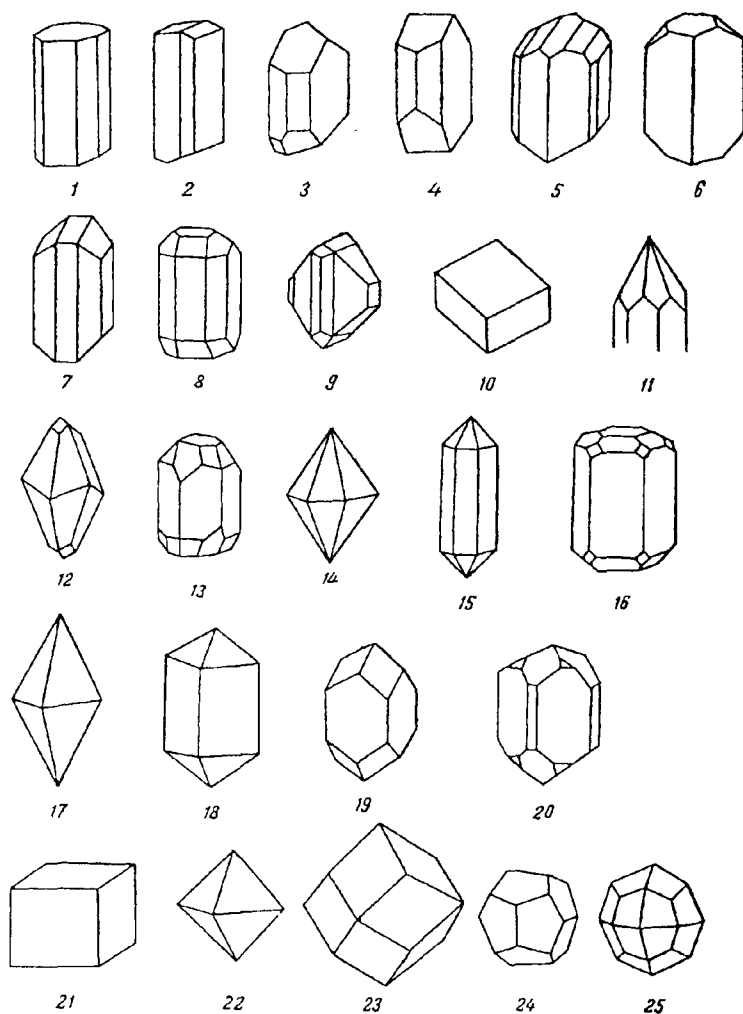


Рис. 1.3. Наиболее распространенные формы кристаллов различных сингоний: 1–3 – триклинная сингония; 4–5 – моноклиновая сингония; 6–9 – ромбическая сингония; 10–13 – тригональная сингония; 14–16 – гексагональная сингония; 17–20 – тетрагональная сингония; 21–25 – кубическая сингония

ралов. Классическим примером являются полиморфные модификации углерода — алмаз и графит.

Алмаз обычно возникает в условиях высоких давлений и имеет прочную кубическую решетку; при низких же давлениях углерод кристаллизуется в виде графита, обладающего слоистой гексагональной решеткой (рис. 1.4).

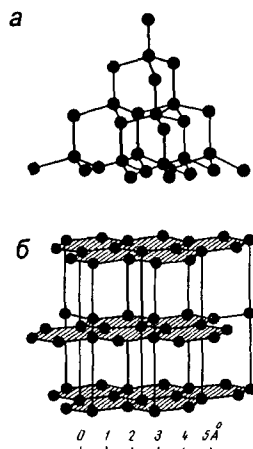


Рис. 1.4. Кристаллическая структура алмаза (а) и графита (б)

И, как следствие, оба эти минерала, имеющие один и тот же состав, обладают совершенно различными свойствами.

Другими примерами могут служить полиморфные модификации FeS_2 — пирит (кубический) и марказит (ромбический); CaCO_3 — кальцит (тригональный) и арагонит (ромбический) и др.

Структурные единицы, образующие кристаллы минералов, в определенных условиях могут замещаться другими, близкими к ним по кристаллохимическим характеристикам (размерам, заряду, состоянию химической связи, координации) единицами. Это явление называется *изоморфизмом* (от греч. «изос» — равный, «морфэ» — форма).

Под *изоморфизмом* понимается явление взаимного замещения атомов, ионов или их групп в кристаллических решетках минералов без изменения их строения. Образующиеся при этом вещества имеют переменный состав и называются изоморфными смесями или твердыми растворами.

В зависимости от количественных соотношений замещающих друг друга компонентов различают полный, или совершенный, изоморфизм, когда компоненты смешиваются в любых процентных соотношениях, и неполный, или несовершенный, изоморфизм, когда смешимость возможна только в определенных соотношениях.

Среди минералов примером полного изоморфизма является группа плагиоклазов, представляющая собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются натриевая составляющая — альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и кальциевая — анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Случаи неполного изоморфизма гораздо более многочисленны, например в кальците (CaCO_3) только до 22 % кальция может замещаться магнием. Изоморф-

ные примеси содержат очень многие минералы, поэтому их химические формулы достаточно сложны. В формулах минералов компоненты, изоморфно замещающие друг друга, пишутся через запятую.

Кроме явно кристаллического, твердые минералы могут иметь *скрытокристаллическое строение*, которое обнаруживается только при рентгеноструктурных исследованиях. Такие минералы обычно возникают вследствие дегидратации и перекристаллизации природных коллоидов. Примерами их могут служить лимонит, халцедон, опал, каолинит.

Аморфные минералы, то есть не имеющие упорядоченного внутреннего строения, достаточно редки, к ним принадлежат некоторые кварцевые стекла.

1.2. ПРОЦЕССЫ ПРИРОДНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В условиях земной коры образование минералов может происходить несколькими способами, различающимися характером среды минералообразования.

1. Путем кристаллизации природных силикатных расплавов — магм — при понижении их температуры ниже точки плавления. Именно таким способом образуется большинство минералов магматических горных пород.

2. Путем отложения минерального вещества из водных растворов, истинных или коллоидных. Такие растворы могут быть горячими или холодноводными. Так образуются очень многие рудные минералы. Отложение минералов из растворов происходит вследствие изменения физико-химических условий — температуры, давления, концентрации растворов, кислотности — щелочности и окислительно-восстановительного потенциала среды.

3. Путем реакционного взаимодействия между растворами и горными породами.

4. Вследствие различных превращений, протекающих в твердом состоянии и имеющих диффузионный характер.

Перечисленные способы образования минералов реализуются в различных геологических процессах, неотъемлемой составной частью которых являются процессы минералообразования. Как известно, все геологические процессы делятся на *эндогенные* и *экзогенные* (от «эндо» — внутренний, «экзо» — внешний, «генезис» — происхождение) (см. том I, главы 9, 10).

Эндогенные геологические процессы происходят в недрах Земли при повышенных температурах и давлениях; их энергетическим источником является внутренняя тепловая энергия планеты.

Экзогенные процессы протекают на земной поверхности или в приповерхностной зоне в условиях нормальных температур и давлений за счет энергии, получаемой от Солнца.

Среди эндогенных процессов продуктивными в смысле минералообразования являются магматизм и метаморфизм.

В первом случае формирование минералов может происходить на разных его стадиях, в связи с чем выделяют ряд минералообразующих процессов магматогенной природы.

Собственно магматический, когда образование минералов осуществляется путем непосредственной кристаллизации из магматических расплавов. Так образуются, например, оливин, пироксены, роговая обманка, апатит, хромит и др.

По мере кристаллизации магма обогащается газовыми компонентами, и, если кристаллизация минералов происходит из этих остаточных, богатых газами расплавов, минералообразующий процесс называется *пегматитовым*. Главными минералами этого процесса являются мусковит, кварц, полевые шпаты, обязательные для всех гранитных пегматитов.

На определенных стадиях эволюции магматических расплавов, когда предел растворимости в них газовых компонентов превышает, от магм отделяются горячие растворы, которые выносят с собой многие полезные компоненты. Сначала в надкритических условиях эти растворы являются газовыми (пневматитовыми), а по мере снижения температур меняют свое агрегатное состояние и переходят в жидкие (гидротермальные). Проникая в трещины и поры горных пород, они отлагают в них свой полезный груз. Этот процесс образования минералов путем выделения их из горячих газов жидких растворов называют пневматолитово-гидротермальным.

Именно таким путем образуется абсолютное большинство рудных минералов — вольфрамит, молибденит, касситерит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь, антимонит и многие другие. Все вышеперечисленные процессы минералообразования, непосредственно или косвенно связанные с деятельностью магмы, называют *магматогенными*.

К **эндогенным** принадлежат и *метаморфические* процессы минералообразования. Они заключаются в глубоком преобразовании в эндогенных условиях ранее сформировавшихся минералов и пород вследствие изменения физико-химических условий (температуры, давления, концентрации химически активных компонентов). При этом почти все преобразования происходят в твердом состоянии, и в результате старые минералы замещаются новыми, устойчивыми в создавшейся термодинамической обстановке. Так возникают, например, тальк, хлорит, серпентин, графит.

Если метаморфизм имеет не региональный, а локальный характер и развивается в зонах контактов внедряющихся магм с вмещающими породами (контактовый метаморфизм), важную роль в образовании минералов приобретают химически активные растворы, отделяющиеся от магмы или имеющие глубинное происхождение. С их помощью осуществляются различные обменные реакции, приводящие к образованию целого ряда новых минералов (гранат, эпидот, диопсид, скаполит, магнетит, халькопирит, сфалерит, молибденит и др.). Этот процесс минералообразования, происходящий в контактовых зонах интрузивов при активном участии газовых и жидких растворов, называется *контактово-метасоматическим* (от «мета» — между, «сома» — тело), или *скарновым*.

В *экзогенных* условиях минералообразование связано с процессами *выветривания* и *осадконакопления*. При выветривании минералы образуются вследствие воздействия на выходящие на земную поверхность горные породы различных атмосферных и биогенных агентов — кислорода, углекислого газа, содержащихся в атмосфере и растворенных в атмосферных водах, органических кислот, микроорганизмов (бактерий).

Происходящие при этом физико-химические процессы (растворение, окисление, гидролиз, гидратация) приводят к разложению уже существовавших минералов и замене их другими, устойчивыми в экзогенной среде. К типичным минералам выветривания можно отнести лимонит, ярозит, каолинит, опал, малахит, азурит и др.

Продукты выветривания переносятся поверхностными текучими водами и другими экзогенными агентами и в конечном итоге отлагаются в пределах различных водоемов, реже на поверхности суши.

С процессами осадконакопления связано образование осадочных минералов. Они образуются путем выпадения минеральных веществ из холодных истинных или коллоидных растворов при изменении физико-химических условий среды. Такими природными растворами могут быть воды морей и океанов, озер и болот, подземные воды.

Осадочный генезис имеют галит, сильвин, часто гипс, кальцит, доломит, оксиды и гидроксиды марганца, алюминия, железа.

Большинство минералов не связано с каким-то одним процессом и может формироваться в различных геологических обстановках. Однако, встречаются минералы, которые характерны только для определенного процесса минералообразования. Их называют *типоморфными*.

От условий минералообразования зависит морфология возникающих выделений минералов, которые мы и рассмотрим более подробно.

1.3. ФОРМЫ ПРИРОДНЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

В природе минералы встречаются либо в виде одиночных кристаллов и их сростков, либо, гораздо чаще, в виде скоплений минеральных зерен, называемых минеральными агрегатами. При этом один и тот же минерал в разных условиях может давать выделения различной формы.

Монокристаллы — единичные сравнительно хорошо ограниченные кристаллы минералов, образуются в условиях свободного роста (в трещинах, пустотах) и в принципе могут быть продуктами почти всех минералообразующих процессов. Но, поскольку такие условия создаются не часто, природные монокристаллы сравнительно редки.

По соотношению трех основных измерений, определяющему общий облик кристаллов (габитус), они делятся на изометричные, вытянутые в одном направлении и вытянутые в двух направлениях.

Изометричную форму имеют кристаллы высшей категории (галит, галенит, пирит, гранат).

Вытянутые в одном направлении кристаллы характерны для средней категории. В зависимости от конкретной формы они могут быть призматическими, столбчатыми, игольчатыми (кварц, берилл, роговая обманка, антимонит и др.).

Для минералов, кристаллы которых принадлежат к низшей категории, типичны формы, вытянутые в одном направлении, — пластинчатые, таблитчатые, чешуйчатые (гипс, хлориты, слюды и др.) (рис. 1.5).

Очень часто кристаллы сростаются друг с другом. Сростки кристаллов принято делить на закономерные и закономерные.

Закономерные сростки возникают, если срастание или взаимопорастание кристаллов происходит по каким-то определенным кристаллографическим направлениям. Они называются двойниками, тройниками при срастании двух и трех кристаллов и полисинтетическими двойниками при срастании большого числа кристаллов (рис. 1.6).

Незакономерные сростки кристаллов в основном представлены друзами.

Друзы — это сростки более или менее правильных кристаллов, нарастающих на единое основание (рис. 1.7а). Для их образования также необходимы открытые полости, где может происходить свободный рост кристаллов. Если в друзах кристаллы обладают близкими размерами, одинаково ориентированы и соприкасаются друг с другом, их называют *щетка*ми. А скопления на едином основании очень мелких кристалликов формируют кристаллические *корки*.

Следует заметить, что, когда мы располагаем сравнительно хорошо ограниченными кристаллами, их облик, зависящий от строения кристаллической решетки каждого минерала, очень помогает в определении минералов.

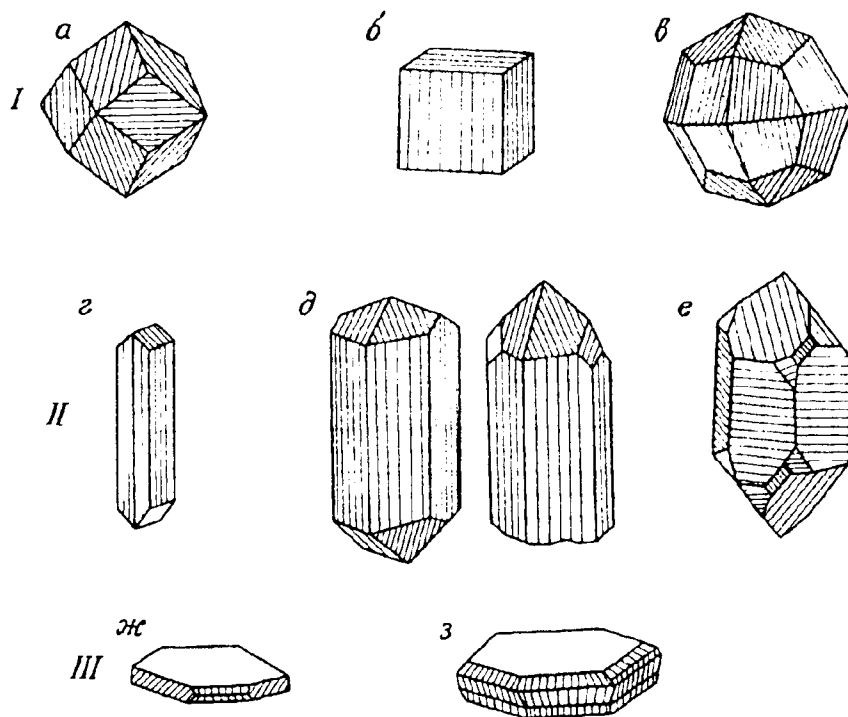


Рис. 1.5. Три основные группы кристаллов, обладающие характерным обликом (габитусом): I — изометрические (а — магнетит, б — пирит, в — гранат); II — вытянутые в одном направлении (z — барит, д — антимонит, е — кварц); III — вытянутые в двух направлениях (ж — барит, з — хлорит)

Минеральные агрегаты в земной коре встречаются гораздо чаще, нежели кристаллы и их сростки. По морфологии среди них выделяют *зернистые, землистые, плотные, округлые, натечные агрегаты* и *тонкие пленки*.

Зернистые агрегаты наиболее распространены в природе, так как могут формироваться практически во всех минералообразующих процессах. Они возникают при одновременной кристаллизации из растворов или расплавов большого числа минеральных зерен. Из-за взаимных помех при росте кристаллы в этом случае не могут иметь правильной огранки и принимают форму того свободного пространства, которое было в их распоряжении. Отдельные минеральные зерна в таких агрегатах различимы простым глазом.

В зависимости от количества слагающих их минералов зернистые агрегаты могут быть *мономинеральными*, если они образованы одним минералом, или *полиминеральными*, если в их состав входит несколько минералов.

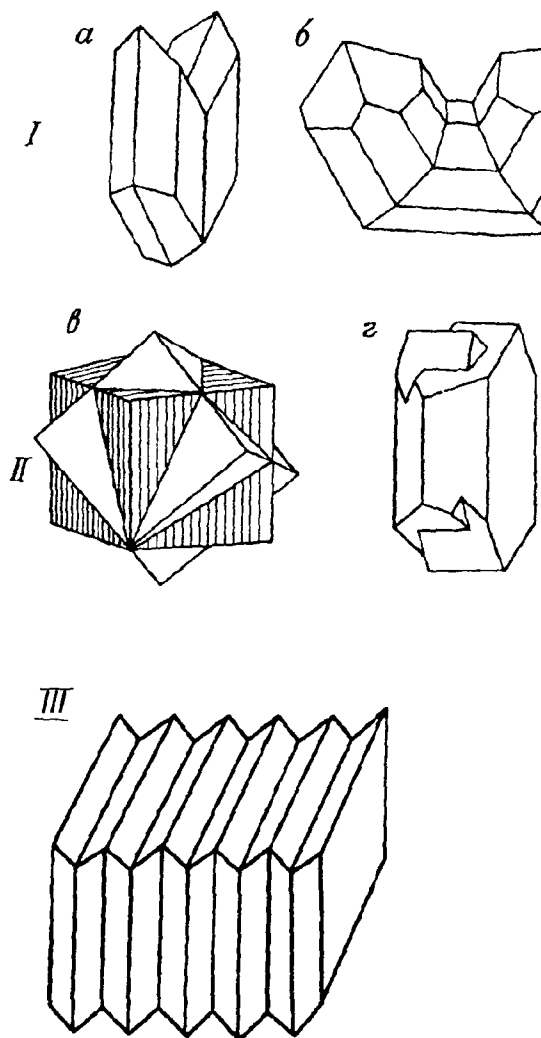


Рис. 1.6. Двойники кристаллов: I-II – схемы различных типов двойникования: I – тип срастания (а – гипс, б – рутил), II – тип прорастания (в – флюорит, г – калиевый полевой шпат); III – полисинтетические двойники

По размеру зерен различают крупнозернистые (более 5 мм), среднезернистые (от 5 до 1 мм) и мелкозернистые (менее 1 мм) агрегаты.

В зависимости от формы зерен агрегаты могут быть призматически-зернистыми, игольчатыми, шестоватыми, волокнистыми, пластинчатыми, чешуйчатыми и др.

Землистые и плотные (сплошные массы) агрегаты характеризуются тем, что в них отдельные минеральные зерна не различимы невоору-

женным глазом. При этом в землистых агрегатах сцепление между минеральными частицами невелико и они легко отделяются друг от друга (пачкают руки). Подобные выделения характерны в основном для экзогенных минералообразующих процессов.

Округлые агрегаты. К этой группе могут быть отнесены секреции, конкреции и оолиты.

Секреции образуются при заполнении минеральным веществом *округлых* пустот в горных породах. При этом минеральное вещество отлагается на стенках полости, постепенно заполняя ее от периферии к центру. Поэтому секреции часто имеют концентрически-зональное внутреннее строение. В центре секреций могут оставаться полости. Мелкие секреции (до 10 мм) называют миндалинами, крупные с пустотой внутри — жеодами (рис. 1.7б).

Конкреции представляют собой стяжения шарообразной или неправильной округлой формы. Они формируются за счет отложения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации и часто имеют радиально-лучистое внутреннее строение. В отличие от секреций рост конкреций происходит от центра к периферии (рис. 1.7в).

Оолитами называют мелкие (до 10 мм в поперечнике), обычно сцементированные округлые выделения, чаще всего сходные по внутреннему строению с конкрециями. Они образуются при выделении минерального вещества из водных сред (рис. 1.7г).

Все округлые формы выделения характерны для минералов экзогенного происхождения.

Натечные агрегаты также характерны для экзогенных минералообразующих процессов. Они формируются в пустотах при медленной кристаллизации вещества из растворов (преимущественно коллоидных) или при их испарении. Имеют различную форму — почковидную, гроздевидную, столбчатую, неправильную. Натечи, свисающие в виде сосулек сверху, называют *сталактитами*, поднимающиеся им навстречу снизу — *сталагмитами*, срастаясь, они образуют сталагматы (рис. 1.7д, е).

Крупные шаровидные натечные формы с блестящей поверхностью называют стеклянными головами.

Тонкие пленки, покрывающие поверхность горных пород и минералов, стенки трещин, называют налетами, примазками, выцветами. Образование их связано в основном с процессами выветривания.

Сравнительно редкими формами выделений минералов являются дендриты и псевдоморфозы.

Дендриты — это выделения, напоминающие по форме веточки дерева (рис. 1.7ж), что и определяет их название (от греч. «дендрос» — дерево). Они образуются при неравномерном отложении минерального вещества в различных направлениях или при его быстрой кристаллизации в тонких трещинах.

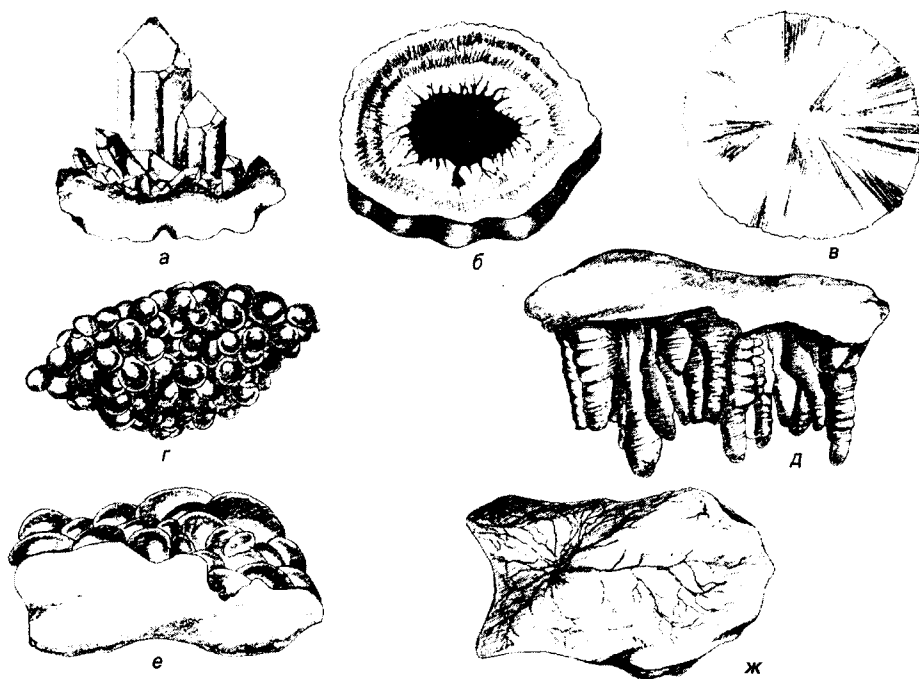


Рис. 1.7. Формы природных выделений минералов: *а* — друзы; *б* — секреции, *в* — конкреции; *г* — оолиты, *д* — сталактиты, *е* — почки, *ж* — дендриты

Псевдоморфозы (от «псевдо» — ложный, «морфэ» — форма) образуются вследствие замещения минеральным веществом каких-то других образований, например органических остатков, при этом форма последних сохраняется.

1.4. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Все свойства минералов как твердых кристаллических тел зависят от их химического состава и внутреннего строения (кристаллической структуры). Их точная диагностика производится с помощью различных аналитических методов — химического, спектрального, рентгеноструктурного, электронномикроскопического и др.

Однако в полевой геологической практике часто возникает необходимость визуального определения минералов без использования лабораторных методов исследования. Простейшие свойства, по которым минералы определяются на глаз, называют диагностическими свойствами. Большинство из них являются физическими.

Следует помнить, что любой минерал может быть определен только по комплексу его диагностических свойств. Отдельные свойства могут быть одинаковыми у разных минералов или, наоборот, меняться у одного и того же минерала в зависимости от химического состава, наличия механических примесей, форм выделения. Лишь в редких случаях отдельные свойства бывают настолько характерными, что по ним одним можно диагностировать минерал.

Все диагностические свойства минералов можно разделить на три группы: оптические, механические и прочие.

Свойства двух первых групп определяются для всех минералов. К группе прочих отнесены свойства, используемые для диагностики только каких-то определенных минералов.

Оптические свойства минералов

Цвет (окраска) минералов. Минералы могут иметь самую разнообразную окраску, и, описывая минерал, нужно стремиться к возможно более точному ее определению путем сравнения с цветом общеизвестных предметов, например: молочно-белый, лимонно-желтый, травяно-зеленый, свинцово-серый и т. д.

В зависимости от причин, ее вызывающих, можно выделить три вида окраски минералов: *идиохроматическую*, *аллохроматическую* и *псевдохроматическую*.

Идиохроматическая окраска (от греч. «идиос» — собственный, «хрома» — цвет) обычно обусловлена кристаллохимическими особенностями самого минерала. Чаще всего она вызывается вхождением в состав минералов хромофоров — элементов-носителей окраски (Fe, Ca, Ni, Cr, Mn, Co и др.). В зависимости от валентного состояния эти элементы окрашивают минералы в разные тона. Минералы с идиохроматической природой окраски всегда обладают *постоянным* цветом, который является для них важнейшим диагностическим признаком. Даже названия многим минералам даны именно по этому признаку, например рубин (от лат. «рубер» — красный), хлорит (от греч. «хлорос» — зеленый), альбит (от лат. «альбус» — белый), гематит (от греч. «гематикос» — кровавый) и др.

Аллохроматическая окраска (от греч. «аллос» — чужой, посторонний) не зависит от кристаллической природы самого минерала, а связана с тонко рассеянными в нем посторонними механическими примесями. Цвет минерала в этом случае не постоянен и не может служить определяющим диагностическим признаком. Например, такой распространенный минерал, как кварц, может быть молочно-белым, серым, бесцветным прозрачным (горный хрусталь), розовым, фиолетовым (амethyst), золотисто-желтым (цитрин). Разнообразную окраску также могут иметь кальцит, гипс, доломит, барит и др.

Псевдохроматическая (ложная) окраска вызывается оптическими эффектами, чаще всего интерференцией света при его отражении от трещин, включений в минералах, тонких пленок на их поверхности.

Так, у минерала лабрадора, вследствие интерференции света, отраженного от плоскостей спайности и микроскопических трещин, выполненных ильменитом (FeTiO_3), возникает красивое внутреннее свечение в голубовато-синих, а иногда и радужных тонах, называемое *иризацией*.

На слегка окисленной поверхности некоторых минералов (халькопирит, борнит) часто наблюдаются тонкие пленки с характерной пестрой радужной окраской, называемые *побежалостью*. Таким образом, иризация и побежалость являются наиболее распространенными видами ложной окраски.

Цвет черты (или цвет минерала в порошке) определяется путем проведения куском минерала по шероховатой поверхности фарфоровой пластинки (бисквита). При этом четкую черту оставляют только ясноокрашенные минералы, твердость которых меньше твердости фарфора. Более твердые минералы черты не дают (они царапают фарфор), а бесцветные плохо окрашенные минералы, как правило, имеют плохо заметную белесую черту.

Цвет черты может как совпадать с собственным цветом минерала, так и отличаться от него. Так, у малиново-красной киновари и желтой серы черта имеет ту же окраску, тогда как у золотисто-желтого пирита она черная.

Для некоторых минералов цвет черты является важным диагностическим признаком. Например, гематит, лимонит и магнетит, часто имеющие в куске близкую окраску, легко различаются по цвету черты — соответственно красно-бурой, ржаво-желтой и черной. Характерную зеленовато-серую черту имеет хромит, желтовато-коричневую — сфалерит.

Блеск минералов, или способность отражать падающий на них свет, является важным диагностическим свойством, так как зависит от оптических констант минерала — показателя преломления и показателя отражения. Последние, в свою очередь, обусловлены кристаллохимическими особенностями минералов, и прежде всего плотностью кристаллических решеток и типами химических связей в них. По характеру блеска минералы можно разделить на три группы: с *металлическим*, *полуметаллическим* и *неметаллическим* блеском.

Металлический блеск напоминает блеск гладкой свежей поверхности металла. Он характерен для непрозрачных минералов, большинство из которых являются рудными (галенит, пирит, халькопирит, самородные золото, серебро, платина). Названия некоторым из этих минералов пер-

воначально давались по их интенсивному металлическому блеску, например свинцовый блеск (галенит), сурьмяный блеск (антимонит) и др.

Полуметаллический блеск сходен с блеском потускневшей поверхности металла и встречается у непрозрачных и полупрозрачных минералов (графит, гематит, темный сфалерит, магнетит).

Неметаллический блеск наиболее широко распространен. Он характерен для целого ряда прозрачных и полупрозрачных минералов. Выделяется достаточно большое количество его разновидностей.

1. *Стеклообразный*, напоминающий блеск поверхности стекла. Это самый распространенный вид блеска, им обладают около 70 % всех минералов (кварц на гранях кристаллов, кальцит, доломит, флюорит, полевые шпаты и др.).

2. *Алмазный* — очень сильный искрящийся блеск, нередко затухающий собственную окраску минерала (алмаз, светлый сфалерит, касситерит и др.).

3. *Жирный*, близкий к стекловидному, но несколько более тусклый блеск, когда поверхность минерала кажется покрытой пленочкой жира (кварц на изломе, нефелин, самородная сера).

4. *Перламутровый* — аналогичен блеску перламутровой раковины с радужными переливами, характерен для пластинчатых минеральных агрегатов (мусковит, гипс, тальк).

5. *Шелковистый* — наблюдается при тонковолокнистом строении минералов и напоминает блеск шелковых нитей (асбест, волокнистый гипс).

6. *Восковый* — тусклый, напоминающий блеск воска; характерен для агрегатов с достаточно грубой поверхностью (халцедон, кремний).

7. *Матовый* блеск, когда минералы практически не блестят, встречается у тонкодисперсных землистых минеральных агрегатов (каолинит, лимонит, глауконит).

Следует помнить, что блеск нужно определять на свежей поверхности минерала, а интенсивность его часто зависит от формы минерального агрегата. Например, чешуйчатая разновидность гематита (железная слюда) имеет металлический блеск, у сплошных масс того же минерала он становится более тусклым полуметаллическим, а у землистых выделений гематита — матовым.

Прозрачность определяется способностью минералов пропускать падающий на них свет.

По степени прозрачности макроскопически все минералы, наблюдающиеся в отдельных кристаллах или их сростках, делятся на:

- прозрачные, через которые отчетливо видны предметы (кристаллы горного хрусталя, исландского шпата, отдельные пластинки мусковита);

- полупрозрачные, через которые, как через матовое стекло, видны лишь очертания отдельных предметов (гипс, флюорит);
- просвечивающие, пропускающие свет лишь в тонком слое;
- непрозрачные (все минералы с металлическим блеском).

Когда мы имеем дело со сравнительно мелкозернистыми минеральными агрегатами, свет, многократно преломляясь и отражаясь от различно ориентированных зерен, в конце концов рассеивается и отражается. Вследствие этого зернистые агрегаты любых минералов часто кажутся непрозрачными.

Механические свойства минералов

Твердость является одним из важнейших диагностических свойств минералов.

Под твердостью понимается способность минералов противостоять внешнему механическому воздействию.

В практической минералогии определяется относительная твердость путем царапания одного минерала другим. Для этих целей используется шкала твердости Мооса, в которую входят следующие 10 минералов-эталонов, расположенные в порядке увеличения твердости:

талик — 1;	ортотлаз — 6;
гипс — 2;	кварц — 7;
кальцит — 3;	топаз — 8;
флюорит — 4;	корунд — 9;
анатит — 5;	алмаз — 10.

Каждый минерал шкалы твердости царапает предыдущие, а последующие оставляют царапину на нем.

Для определения твердости по свежей поверхности минерала с усилием проводят острым углом минерала-эталона, а затем стирают с поверхности минерала порошок, чтобы убедиться в наличии или отсутствии на ней царапины. Так, если эталоны 1, 2, 3, 4 не царапают минерал, а эталон 5 оставляет на нем царапину, твердость исследуемого минерала — 4,5. Минералы с одинаковой твердостью обычно взаимно царапают друг друга.

Для приблизительной оценки твердости часто используют широко распространенные предметы: ноготь (твердость 2), стекло (твердость 5), лезвие стального ножа (твердость 6).

По твердости минералы можно разделить на три группы:

- мягкие — царапаются ногтем (талик, гипс, графит);
- средней твердости — не царапаются ногтем и не оставляют царапины на стекле (кальцит, галенит, халькопирит);
- твердые — царапают стекло (кварц, полевые шпаты, пирит, магнетит).

Точное определение твердости производится на специальных приборах — склерометрах, снабженных алмазным или металлическим острием.

Спайность и излом. Спайность — способность минералов раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям с образованием ровных гладких плоскостей, называемых плоскостями спайности.

Плоскости спайности ориентированы параллельно действительным или возможным граням кристаллов. Это свойство всецело зависит от внутреннего строения минералов и проявляется в тех направлениях, в которых силы сцепления между материальными частицами кристаллических решеток наименьшие.

В зависимости от степени совершенства выделяют несколько видов спайности.

Весьма совершенная — минерал легко расщепляется на отдельные тонкие пластинки или листочки, расколоть его в другом направлении очень трудно (слюды, гипс, тальк, хлорит).

Совершенная — минерал сравнительно легко раскалывается преимущественно по плоскостям спайности, причем отбитые кусочки часто напоминают отдельные кристаллы (кальцит, галенит, галит, флюорит).

Средняя — при раскалывании образуются как плоскости спайности, так и неровные изломы по случайным направлениям (пироксены, полевые шпаты).

Несовершенная — минералы раскалываются по произвольным направлениям с образованием неровных поверхностей излома, отдельные плоскости спайности обнаруживаются с трудом (самородная сера, пирит, апатит, оливин).

У некоторых минералов при раскалывании образуются только неровные поверхности, в этом случае говорят о весьма несовершенной спайности или отсутствии ее (кварц).

Спайность может проявляться в одном, двух, трех, редко более направлениях. Для более детальной характеристики ее указывают направление, в котором проходит спайность, например по ромбоэдру — у кальцита, по кубу — у галита и галенита, по октаэдру — у флюорита.

Спайность с уверенностью можно определить только в сравнительно крупнозернистых минеральных агрегатах.

Плоскости спайности важно уметь отличать от граней кристаллов: первые обычно обладают более сильным блеском, образуют ряд параллельных друг другу плоскостей и в отличие от граней кристаллов на них не наблюдается штриховки.

Кроме спайности, некоторые минералы имеют также и плоскости отдельности. Отдельность чаще всего связана с включениями других минералов, расположенных в виде тончайших прокладок вдоль плоскостей плотнейшей упаковки в кристаллической решетке минерала.

хозяйина. Именно по этим ослабленным плоскостям и происходит раскалывание (корунд).

Спайность тесно связана с *изломом*, то есть общим видом поверхности минерала, образующейся при его раскалывании или разламывании. При наличии у минерала весьма совершенной, совершенной, а иногда и средней спайности его излом, как правило, ровный пластинчатый или ступенчатый. Если спайность несовершенная или весьма несовершенная, излом бывает неровным или раковистым, то есть имеющим вид вогнутой поверхности, напоминающей раковину. Для минералов игольчатого и волокнистого строения характерен занозистый излом (роговая обманка, асбест); для агрегатов с шероховатой неровной поверхностью — землистый, когда поверхность минерала как бы покрыта налетом пыли (каолинит, лимонит). Некоторые виды спайности и излома показаны на рис. 1.8, 1.9.

Плотность (удельный вес). Это свойство зависит, в первую очередь, от химического состава минералов. Естественно, что минералы, имеющие в своем составе элементы с большим порядковым номером, обладают и большим удельным весом. Значительную роль играют также плотность упаковки и структурный мотив кристаллической решетки.

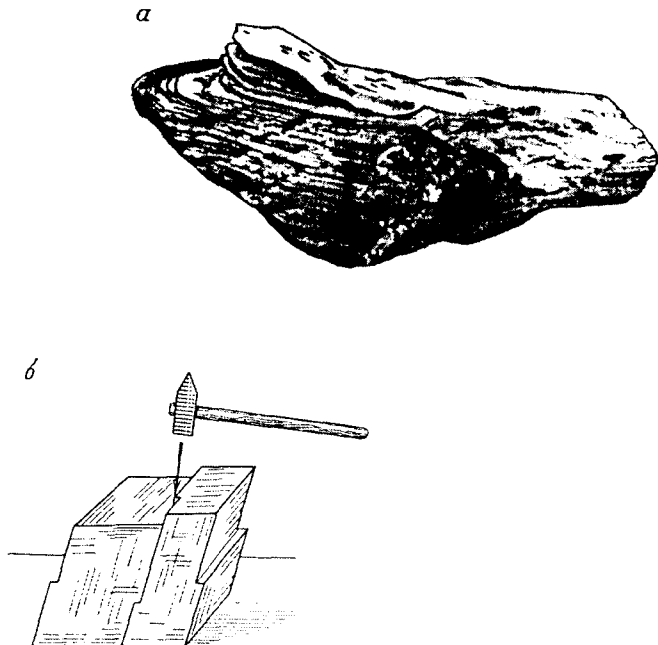


Рис. 1.8. Спайность минералов: а — весьма совершенная слюды; б — совершенная в трех направлениях по граням ромбоэдра кальцита

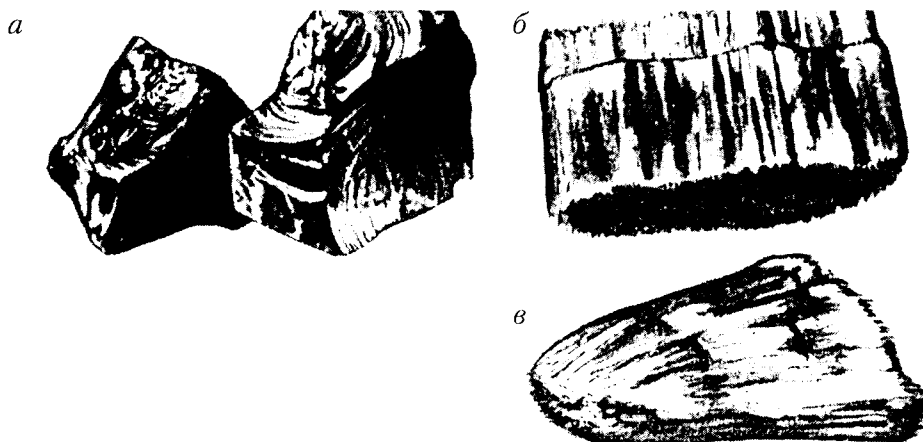


Рис. 1.9. Излом минералов: *a* — раковистый дымчатого кварца; занозистый гипса (*б*) и роговой обманки (*в*)

Плотность минералов изменяется в широких пределах от 600 до 27 000 кг/м³ (или от 0,6 до 27 г/см³) и точно определяется в лабораторных условиях.

При макроскопическом определении плотность оценивается приблизительно путем «взвешивания» минерала на руке с оценкой «легкий», «средний», «тяжелый».

К легким относятся минералы с плотностью до 2500 кг/м³ (2,5 г/см³) — сера, галит, опал.

Средней плотностью (от 2500 до 40 000 кг/м³) (2,5–4 г/см³) обладает большинство породообразующих минералов (кварц, кальцит, полевые шпаты, слюды, апатит, флюорит и др.).

Тяжелыми считаются минералы с плотностью более 4000 кг/м³ (4 г/см³); чаще всего это рудные минералы (галенит, пирит, халькопирит, магнетит и др.).

Следует отметить, что определение плотности с уверенностью можно производить только в мономинеральных образцах, при этом часто прибегают к сравнению близких по размерам образцов различных минералов.

ПРОЧИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Как уже отмечалось, к этой группе отнесены свойства, которыми обладают только какие-то определенные минералы.

Магнитность. Существует сравнительно небольшое число минералов, обладающих магнитными свойствами (магнетит, титаномагнетит,

пирротин, платина), поэтому этот признак имеет важное диагностическое значение.

Испытание на магнитность производится путем поднесения минерала к концам свободно вращающейся магнитной стрелки компаса, которую магнитные минералы отклоняют. Из изучаемых минералов сильными магнитными свойствами обладает магнетит.

Реакция с разбавленной *соляной кислотой* используется для диагностики минералов класса карбонатов (солей угольной кислоты) и сопровождается выделением пузырьков углекислого газа. Интенсивность протекания реакции не одинакова для различных минералов, что и служит основой для их распознавания. Кальцит бурно реагирует с кислотой в куске (вскипает), доломит вступает в реакцию только в порошке, а магнезит реагирует лишь с подогретой соляной кислотой.

Растворимость в воде (вкус). Большинство минералов являются трудно растворимыми соединениями, и лишь минералы группы солей (хлориды натрия и калия) легко растворяются в воде и их достаточно легко определить на вкус. Соленым вкусом обладает поваренная соль (галит), а горько-соленым — сильвин.

Гигроскопичность — это свойство минералов увлажняться, поглощая водяные пары. При этом легко растворимые минералы (карналлит, сильвин, галит) как бы расплываются, и поверхность их агрегатов приобретает характерный сглаженный характер. Нерастворимые тонкодисперсные минералы (каолинит, глауконит) становятся более пластичными и прилипают к влажным предметам (пальцам, языку).

Из других свойств, которые можно использовать для определения некоторых минералов, можно упомянуть двойное лучепреломление кристаллов прозрачного кальцита (исландского шпата); характерный запах, который могут издавать минералы при ударе (чесночный, например, у мышьяковистых соединений); радиоактивность урансодержащих минералов; люминесценцию, то есть способность к свечению под влиянием внешних воздействий, например ультрафиолетового излучения (шеслит, флюорит).

1.5. КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Современная классификация минералов основывается на кристаллохимических принципах.

Наиболее крупные единицы классификации — типы и классы — выделяются по химическому принципу, а именно типу химического соединения, характеру кислотного остатка.

Более мелкие единицы классификации — подклассы, группы — выделяются по особенностям строения кристаллических решеток минералов, то есть по структурному принципу.

Ниже приводится упрощенная классификация, в которой указаны в основном минералы и их классы, изучаемые в данном курсе, а деление на подклассы проведено только в пределах самого крупного класса минералов — силикатов (табл. 1.2).

Роль различных минералов в составе земной коры неодинакова. Наиболее часто встречаются минералы, в состав которых входят наиболее распространенные химические элементы — кислород, кремний и алюминий. Поэтому весовое содержание в земной коре кислородосодержащих минералов достигает 98 %, из них около 75 % приходится на силикаты и алюмосиликаты.

Большое число минералов имеет важное практическое значение. Минералы могут использоваться, во-первых, для извлечения из них ценных компонентов, такие минералы называются рудными (халькопирит, галенит, сфалерит, магнетит, апатит и др.); во-вторых, непосредственно в виде минералов благодаря их определенным полезным свойствам (драгоценные камни, асбест, мусковит, исландский шпат); наконец, многие минералы образуют горные породы, которые, в свою очередь, часто находят практическое применение.

1.6. ОПИСАНИЕ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Тип «самородные элементы»

К этому типу принадлежат минералы, состоящие из одного химического элемента. Среди них выделяются самородные металлы (золото, серебро, платина и металлы ее группы), полуметаллы (висмут, мышьяк, сурьма) и самородные неметаллы (сера и графит), которые наиболее распространены.

Общее весовое содержание самородных элементов в земной коре невелико и не превышает 0,1 %. К собственно породообразующим в этой группе минералов можно отнести только графит, однако практическое значение большинства из них достаточно велико.

Сера S. Устойчивая при комнатной температуре полиморфная модификация серы относится к ромбической сингонии и называется λ -серой или просто серой.

Встречается в виде кристаллических, землистых, порошковатых масс, налетов и корочек, довольно часто образует хорошие кристаллы.

- Цвет желтый, часто с различными оттенками, черта неясная слабо-желтоватая;
- блеск жирный, в кристаллах просвечивает или прозрачна;
- твердость 2;
- спайность несовершенная;

Таблица 1.2

Классификация минералов

Тип	Класс	Под-класс	Минерал	Химическая формула
1	2	3	4	5
Простые вещества (самородные элементы)	Самородные неметаллы	—	Сера Графит	S C
Сернистые соединения и их аналоги	Сульфиды	—	Пирит Марказит Халькопирит Галенит Сфалерит	FeS ₂ FeS ₂ CuFeS ₂ PbS ZnS
Галоиды	Хлориды Фториды	—	Галит Флюорит	NaCl CaF ₂
Кислородные соединения	Оксиды и гидроксиды	—	Кварц Халцедон Гематит Магнетит Корунд Опал Лимонит	SiO ₂ SiO ₂ Fe ₂ O ₃ Fe ₂ O ₄ или Fe ₂ O ₃ · FeO Al ₂ O ₃ SiO ₂ · nH ₂ O HFeO ₂ · nH ₂ O
	Силикаты и алюмосиликаты	Островные	Оливин Гранаты Эпидот	(Fe,Mg) ₂ [SiO ₄] R ₃ ²⁺ R ₂ ³⁺ SiO ₄₃ ; где R ²⁺ – Ca,Mg,Fe ²⁺ ; R ³⁺ – Al,Cr,Fe ³⁺ Ca ₂ (Al,Fe) ₃ [Si ₂ O ₇] [SiO ₄](OH)
		Кольцевые	Берилл	Be ₃ Al ₂ [Si ₆ O ₁₈]
		Цепочечные	Группа пироксены Авгит	Ca(Mg,Fe,Al) [(Si,Al) ₂ O ₆]

1	2	3	4	5
Кисло- родные соедине- ния	Силикаты и алюмо- силикаты	Ленточ- ные	Группа амфиболы Роговая обманка	$\text{NaCa}_2(\text{MgFe}^{2+})_4$ (Fe ³⁺ Al) $[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$
		Листо- вые	Тальк Серпентин Хлориты Группа слюды Мусковит Биотит Лепидолит Каолинит Глауконит	$\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ (Mg,Fe) ₅ Al(OH) ₈ [AlSi ₃ O ₁₀] $\text{KAl}_2(\text{OH},\text{F})_2$ [AlSi ₃ OH ₁₀] $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH},\text{F})_2$ [AlSi ₃ O ₁₀] $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}(\text{OH},\text{F})_2$ [AlSi ₃ O ₁₀] $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ $\text{K}(\text{Fe}^{3+},\text{Al},\text{Fe}^{2+}\text{Mg})_{2,3}$ (OH) ₂ · [AlSi ₃ O ₁₀] · · nH ₂ O
		Каркас- ные	Группа полевые шпаты Ортоклаз Альбит Лабрадор Группа фельдшпатоиды Нефелин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ $(\text{Na},\text{K}) [\text{AlSiO}_4]$
	Карбона- ты	—	Кальцит Доломит	CaCO_3 (Ca, Mg)(CO ₃) ₂
	Сульфаты	—	Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Фосфаты	—	Апатит Фосфорит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl})$

- излом раковистый или неровный;
- по удельному весу легкая (2 кг/м^3);
- очень хрупкая;
- плохо проводит тепло и электричество.

Происхождение связано в основном с экзогенными процессами: образуется либо в зоне выветривания при разложении гипса и других сульфатов в присутствии органических веществ, либо как химический или биохимический осадок. Реже встречается сера вулканического происхождения.

Характерные спутники экзогенной серы — гипс, кальцит, арагонит, битумы.

Применяется в химической промышленности для получения серной кислоты, в резиновой, бумажной промышленности, медицине, сельском хозяйстве.

Графит С. Сингония гексагональная, отдельные кристаллы имеют вид шестиугольных табличек. Встречается в виде плотных, землистых и чешуйчатых агрегатов:

- Цвет от железо-черного до стально-серого, черта черная, блестящая;
- блеск полуметаллический, непрозрачен;
- твердость 1;
- спайность весьма совершенная в одном направлении;
- удельный вес $2,2 \text{ г/см}^3$;
- пачкает руки, пишет по бумаге;
- жирный на ощупь.

Образуется в эндогенных процессах — метаморфических и магматогенных.

Используется для изготовления металлургических тиглей, электродов, сухих элементов, карандашных грифелей, смазочных материалов.

Тип «сернистые соединения» и их аналоги

Относятся к числу рудных минералов и химически представляют собой сернистые (реже селенистые, теллуристые, мышьяковистые, сурьмянистые) соединения тяжелых металлов. В земной коре на их долю приходится около 1,2 вес. %, но очень часто минералы этого типа образуют крупные концентрации в пределах месторождений полезных ископаемых. Наиболее распространены сернистые соединения, относящиеся к классу сульфидов.

Сульфиды в большинстве случаев обладают металлическим блеском, *высокой плотностью* и имеют важное промышленное значение как руды цветных и черных металлов. Образование сульфидов связано в основном с эндогенными геологическими процессами.

Пирит (серный колчедан) FeS_2 . Сингония кубическая. Часто образует кристаллы изометрического облика, на кристаллах в виде кубов нередко наблюдается тонкая параллельная штриховка. Чаще встречается в виде зернистых агрегатов.

- Цвет золотисто-желтый;
- черта черная; блеск металлический;
- непрозрачен;
- твердость 6–6,5;
- спайность несовершенная;
- излом неровный;
- тяжелый (4900–5200).

Пирит образуется в самых различных геологических процессах — собственно магматических, гидротермальных, метаморфических, редко осадочных. Ассоциирует практически со всеми сульфидами, а также с кварцем, кальцитом, лимонитом. Применяется в химической промышленности для получения серной кислоты.

Марказит FeS_2 . Представляет собой другую полиморфную модификацию серпистого железа, относящуюся к ромбической сингонии. Встречается в виде желваков, корочек, радиально-лучистых и копьевидных сростков, иногда образует псевдоморфозы по кубическим кристаллам пирита, органическим остаткам.

- Цвет латунино-желтый с зеленоватым или сероватым оттенком;
- черта темная, зеленовато-серая;
- блеск металлический, более тусклый, чем у пирита, непрозрачный;
- твердость 5–6;
- спайность несовершенная;
- излом неровный или занозистый;
- тяжелый, удельный вес 4600–4900.

Происхождение экзогенное — осадочное или связанное с процессами выветривания, реже эндогенное гидротермальное.

Распространен гораздо меньше пирита. В случае наличия крупных скоплений, как и пирит, используется для производства серной кислоты.

Халькопирит (медный колчедан) $CuFeS_2$. Сингония тетрагональная, но кристаллы образует редко, обычно встречается в виде сплошных или вкрапленных зернистых агрегатов.

- Цвет зеленовато-желтый, характерна радужная побежалость на поверхности минерала;
- черта зеленовато-черная;
- блеск металлический, непрозрачен;
- твердость 3,4–4;
- спайность несовершенная;
- излом неровный;
- удельный вес 4200.

Происхождение эндогенное — гидротермальное, реже собственно магматическое. Встречается вместе с пиритом, пирротином, магнетитом, галенитом, кварцем, кальцитом и др. Применяется в цветной металлургии, являясь важнейшей медной рудой.

Галенит (свинцовый блеск) PbS . Сингония кубическая. Отдельные кристаллы имеют форму кубов, кубооктаэдров, но встречается чаще в виде кристаллически зернистых агрегатов; плотные мелкозернистые агрегаты его называют свинчаком.

- Цвет свинцово-серый;
- черта черная;
- блеск металлический, очень яркий;
- непрозрачен;
- твердость 2,5;
- спайность совершенная в трех направлениях по граням куба;
- излом ступенчатый;
- очень тяжелый (удельный вес 7500).

Образуется главным образом путем отложения из гидротермальных растворов. Самым характерным минералом-спутником является сфалерит. Используется для извлечения свинца, а также серебра, которое в виде примеси часто содержится в галените.

Сфалерит (цинковая обманка) ZnS . Сингония кубическая. Обычно образует зернистые кристаллические агрегаты, отдельные кристаллы имеют тетраэдрический облик. Иногда встречаются скрытокристаллические массы.

- Цвет меняется в зависимости от содержания изоморфной примеси железа от светлого желтоватого у маложелезистых разновидностей (клеюфанов) до темно-бурого и почти черного у высокожелезистых разновидностей (марматитов);
- черта соответственно цвету от светло-желтой до темно-коричневой;
- блеск алмазный, реже полуметаллический;
- твердость 3,5–4;
- спайность совершенная в шести направлениях (по граням ромбододекаэдра);
- удельный вес 3900–4200.

Происхождение чаще гидротермальное, реже контактово-метасоматическое. Обычно ассоциирует с галенитом и другими сульфидами, а из нерудных минералов — с карбонатами, кварцем, баритом.

Сфалерит является важнейшей рудой на цинк. Попутно могут извлекаться входящие в него в виде самородных примесей кадмий, индий, галлий.

Тип «галоиды»

К галоидным минералам относятся фтористые, хлористые, бромистые и йодистые соединения, представляющие собой соли галоидоводородных кислот. Наиболее распространены среди них хлориды (соли HCl) и фториды (соли HF). Общее количество их в земной коре не превышает 0,5 вес. %, так что к главным породообразующим минералам они не принадлежат, однако некоторые из них имеют важное практическое значение.

Как правило, это минералы со светлыми тонами окраски, невысокой твердостью, стеклянным или близким к нему блеском. Хлориды отличаются хорошей растворимостью в воде.

Галит (поваренная соль) NaCl . Сингония кубическая. Отдельные кристаллы имеют форму кубов. Чаще встречается в виде зернистых агрегатов, может образовывать налеты, корочки.

- Чистый галит бесцветный или белый; различными механическими и химическими примесями может быть окрашен в серые, желтоватые, розово-красные, синие цвета, черта белая;
- блеск от стеклянного до жирного, прозрачный или просвечивает;
- твердость 2–2,5;
- спайность совершенная в трех направлениях по кубу;
- излом ступенчатый;
- легкий (удельный вес 2100);
- хорошо растворяется в воде, имеет соленый вкус, гигроскопичен.

Происхождение галита обычно экзогенное, он является типичным химическим осадком морских и озерных водоемов, где встречается вместе с сильвином, карналлитом, гипсом, ангидритом. Почти всегда присутствует в составе солончаков пустынных и полупустынных областей. Известны также выделения галита из вулканических газов. Применяется в пищевой и химической промышленности для получения хлора, натрия и их производных.

Флюорит (плавиковый шпат) CaF_2 . Сингония кубическая. Отдельные кристаллы имеют кубический или октаэдрический облик. Встречается в виде зернистых агрегатов, плотных масс, натечков столбчатого строения.

- Цвет в зависимости от содержания в минерале примесей различный — фиолетовый, зеленый, желтоватый, красный, иногда бесцветен. Наиболее характерны фиолетовые и зеленые тона, при этом окраска может меняться в пределах одного образца;
- черта белая, блеск стеклянный, чаще полупрозрачный или просвечивающий; бесцветные совершенно прозрачные разновидности называют оптическим флюоритом;

- твердость и спайность совершенная по октаэдру;
- излом ступенчатый в четырех направлениях;
- удельный вес 3100.

Происхождение в основном гидротермальное, реже пневматолитовое. Встречается с кварцем, кальцитом, сульфидами.

Применяется в химической промышленности для получения соединений фтора, в оптике, в металлургии для производства легкоплавких шлаков.

Тип «кислородные соединения»

Поскольку кислород является самым распространенным элементом земной коры, он входит в состав абсолютного большинства минералов (около 97 %), которые и называют кислородными соединениями. В зависимости от типа соединения или кислотного остатка их делят на целый ряд классов.

Класс «оксиды и гидроксиды»

Минералы этого класса представляют собой достаточно простые соединения химических элементов с кислородом и гидроксидом (ОН). По количеству входящих в него минералов занимает одно из первых мест: на долю оксидов и гидроксидов приходится около 17 % от массы земной коры. Из них около 12,6 % составляют соединения кремния и 3 % — соединения железа. Свойства минералов этого класса весьма разнообразны, а образование их происходит как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. Являются важными породообразующими или рудными минералами.

Кварц SiO_2 (рис. 18 на цветной вклейке к тому I). Является одним из наиболее распространенных в земной коре породообразующих минералов. По своему химическому составу относится к типичным оксидам. Однако кристаллическая структура кварца, где ионы кремния находятся в четверном тетраэдрическом окружении ионов кислорода, близка к структуре каркасных силикатов.

Сингония тригональная. Хорошо ограненные кристаллы образуются в пустотах и имеют удлиненно призматический или дипирамидальный облик с характерной поперечной штриховкой на гранях. Чаще встречается в виде кристаллически зернистых агрегатов, друз, щеток, корочек.

- Бесцветный или благодаря присутствию примесей окрашен в серый, розовый, фиолетовый, черный и другие цвета. Прозрачный хорошо окристаллизованный кварц называют горным хрусталем, фиолетовый — амethystом, буроватые темно-серые разновидности — дымчатым кварцем (раухтопазом); черные хорошо образованные кристаллы — морноном;

- черты не дает;
- блеск стеклянный на гранях кристаллов и жирный на изломе;
- может быть прозрачным, полупрозрачным, просвечивающим в тонком крае;
- твердость 7;
- спайность весьма несовершенная;
- излом неровный или раковистый;
- удельный вес средний (2650).

Образуется кварц в разнообразных, главным образом эндогенных процессах — магматическом, пегматитовом, пневматолитовом, гидротермальном. Как главный породообразующий минерал входит в состав кислых магматических, многих метаморфических пород, гранитных пегматитов, является основным жильным минералом многих рудных тел.

Характерными спутниками кварца являются калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит, тоназ, берилл, рудные минералы.

Применяется в оптике, радиотехнике, ювелирном деле, стекольном производстве (кварцевые пески).

Халцедон SiO_2 (рис. 19 на цветной вклейке к тому I) — скрытокристаллическая разновидность кварца. Обычно встречается в виде сплошных плотных масс, секретий, желваков, патечных почковидных образований.

- Окраска непостоянная. Обычные халцедоны имеют серый или голубовато-серый цвет. Примесями может быть окрашен в разнообразные тона, в связи с чем выделяются многочисленные разновидности. Халцедоны красновато-оранжевого цвета называют сердоликами, яблочно-зеленого — хризопразами, зеленые халцедоны с ярко-красными пятнами — гелиотропами, полосатые разновидности — агатами или ониксами. Халцедоны с большим количеством тонкорассеянных красящих примесей образуют яшмы, нередко имеющие очень красивую пеструю окраску. При наличии значительной примеси песчано-глинистых частиц и гидроксидов железа возникают кремни;
- черты не дает;
- блеск восковой, обычно просвечивает в тонком крае;
- твердость 6,5–7;
- спайность весьма несовершенная;
- излом раковистый;
- плотность средняя (2650).

Будучи очень близким к кварцу по основным диагностическим свойствам, халцедон легко отличается от него по формам выделения и характерной окраске.

Происхождение халцедона чаще всего связано с низкотемпературными гидротермальными процессами, сопровождающими вулканическую деятельность. В экзогенных условиях образуется чаще всего при раскристаллизации гелей кремнезема.

Применяется халцедон как поделочный камень и в точном приборостроении.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфный минерал, выделяющийся в виде сплошных масс или натечных образований. Является породообразующим минералом некоторых осадочных пород органогенного происхождения.

- Сам по себе опал бесцветен; благодаря примесям бывает окрашен в различные оттенки желтого, бурого, зеленого и черного цвета;
- черты не дает;
- блеск стеклянный неяркий или жирный;
- полупрозрачен или просвечивает. Полупрозрачные иризирующие разновидности называют благородным опалом;
- твердость 5,5, хрупок;
- спайность весьма несовершенная;
- излом раковистый;
- легкий (удельный вес 1900–2300).

От сходного с ним халцедона отличается более низкой плотностью.

Происхождение в основном экзогенное, связанное с процессами выветривания и осадкообразования. Может отлагаться из гидротермальных растворов в вулканических областях, образуя миндалины и жеоды в эффузивных породах. Благородный опал используется в ювелирном деле. Рядовые опалы применяют как абразивный материал, а опалосодержащие осадочные породы применяются в керамике и для изготовления легких огнеупорных кирпичей.

Гематит Fe_2O_3 . Сингония тригональная, кристаллы пластинчатого или ромбического облика, очень редки. Природные формы выделения многообразны: плотные скрытокристаллические и землистые массы (красный железняк), пластинчатые и чешуйчатые агрегаты (железная слюдка, железный блеск), натечные почковидные выделения с радиально-лучистым строением и гладкой блестящей поверхностью (стеклянная голова), псевдоморфозы по магнетиту (мартит).

- Цвет от почти черного до красно-бурого;
- черта вишнево-красная, что для гематита является важнейшим диагностическим признаком;
- блеск полуметаллический, у землистых разновидностей — матовый, а у железистой слюдки — металлический, непрозрачен;
- твердость 5,5–6;
- спайность несовершенная, характерна отдельность по ромбоэдру;

- излом неровный, раковистый, землистый;
- тяжелый (5000–5200).

Происхождение чаще всего эндогенное, связанное с метаморфическими и гидротермальными процессами. Иногда образуется в поверхностных условиях как продукт изменения других железосодержащих минералов. Характерными спутниками являются магнетит, лимонит, кварц. Применяется в черной металлургии как железная руда.

Магнетит (магнитный железняк) $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$ (Fe_3O_4). Сингония кубическая, кристаллы имеют октаэдрический облик. Встречается в виде зернистых агрегатов, отдельных хорошо ограненных кристаллов и их сростков, друз, щеток.

- Цвет железо-черный;
- черта черная;
- блеск полуметаллический, непрозрачен;
- твердость 5,5–6,5;
- спайность несовершенная;
- излом неровный;
- тяжелый (5200), сильно магнитен, что является его характерным диагностическим признаком.

Разновидность магнетита с высоким содержанием титана в виде изоморфной примеси называется титаномангнетитом.

Происхождение эндогенное, связанное с собственно магматическими и метаморфическими процессами. Характерные минералы-спутники: гематит, гранат, серпентин, хромит, пирит, апатит. Применяется как важнейшая железная руда.

Лимонит (гидрогетит) $HFeO_2 \cdot nH_2O$ ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$). Обычно встречается в смеси с гидроксидами кремния, глинистым веществом, образуя минеральные смеси, называемые бурыми железняками. Формы природных выделений многообразны: землистые и плотные скрытокристаллические агрегаты, натечные образования с гладкой блестящей поверхностью, солиды («бобовые руды»).

Физические свойства меняются в зависимости от форм выделения и состава.

- Цвет колеблется от охристо-желтого у порошковатых землистых разностей до темно-бурого и почти черного у плотных и натечных агрегатов;
- черта во всех случаях охристо-желтая;
- блеск изменяется от полуметаллического до матового;
- твердость — от 1 до 5;
- спайность весьма несовершенная;
- излом — неровный, землистый, у плотных разностей может быть раковистым;
- удельный вес 3600–4000.

Образование лимонита связано либо с процессами выветривания железосодержащих минералов (сульфидов, силикатов, оксидов и др.), либо с процессами химического и биохимического осадконакопления. Таким образом, он является типичным экзогенным минералом. Применяется в черной металлургии как железная руда. Внешний вид рудных минералов железа см. на рис. 20 на цветной вклейке к тому I.

Корунд Al_2O_3 . Сингония тригональная. Встречается в виде довольно хорошо ограненных боченковидных, столбчатых и пластинчатых кристаллов, вкрапленных в породы, а также в виде сплошных тонкозернистых масс.

- Цвет синевато-, желтовато-, розовато-серый. Встречаются прозрачные кристаллы разнообразной окраски: синие (сапфиры), красные (рубины), бесцветные (лейкосапфиры);
- черты не дает;
- блеск стеклянный, алмазный;
- твердость 9;
- спайность несовершенная, часто наблюдается отдельность;
- удельный вес 4000.

Образуется в эндогенных условиях при магматических, пегматитовых и метаморфических процессах. Являясь химически устойчивым минералом, часто устанавливается в россыпях. Применяется в ювелирном деле и как абразивный материал.

Класс «силикаты и алюмосиликаты»

Минералы этого класса наиболее распространены в земной коре, являясь породообразующими практически всех магматических, метаморфических и некоторых осадочных пород. Содержание их в земной коре составляет около 75 вес. %. Минералы, в решетках которых часть кремния изоморфно замещается алюминием, называют алюмосиликатами.

Основой кристаллической структуры силикатов является кремнекислородный тетраэдр, в центре которого располагается ион кремния Si^{4+} , а в четырех окружающих его вершинах тетраэдра — ионы кислорода O^{2-} , создавая четырехвалентный радикал $[SiO_4]^{-4}$ (рис. 1.10).

Обладая свободными валентными связями, тетраэдры могут соединяться друг с другом или ионами иных химических элементов, образуя кристаллические решетки минералов. В зависимости от способа соединения тетраэдров в решетках класс силикатов делится на несколько подклассов (рис. 1.11).

Островные — в них кремнекислородные тетраэдры изолированы друг от друга (не имеют общих ионов кислорода) и соединяются в решетках с помощью ионов других элементов.

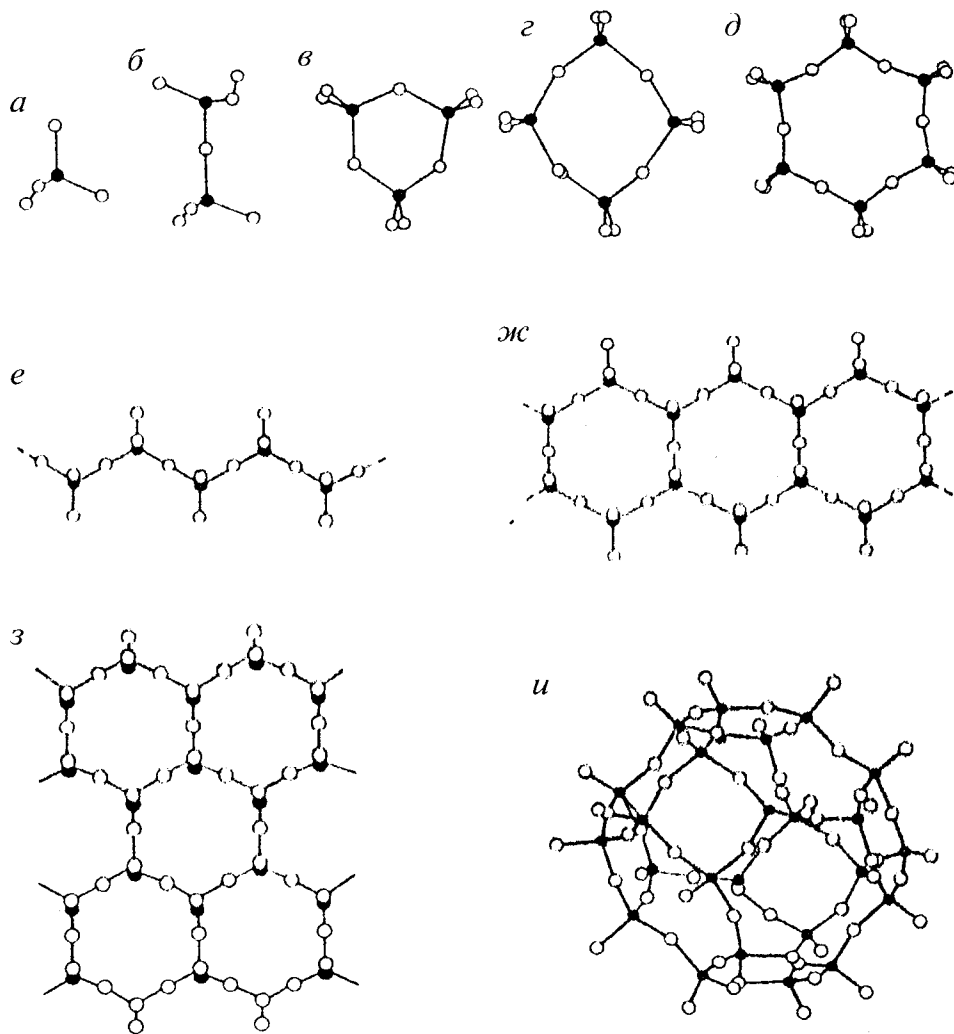


Рис. 1.11. Типы структурных мотивов в кристаллах минералов на примере силикатов.

a — изолированный кремнекислородный тетраэдр; *б* — двоянный тетраэдр;
в, г, д — кольцевой мотив (*в* — из трех тетраэдров, *г* — из четырех тетраэдров,
д — из шести тетраэдров); *е* — цепочечный мотив; *ж* — ленточный мотив;
з — листовый мотив; *и* — каркасный мотив

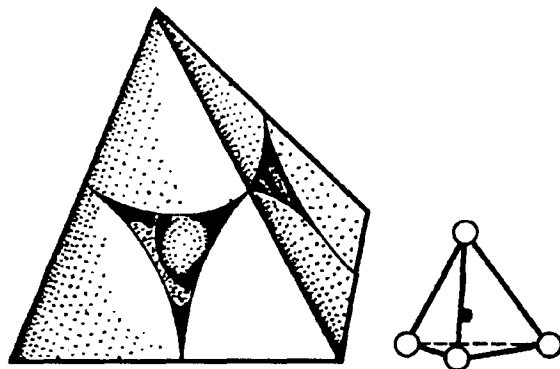


Рис. 1.12. Группировка из четырех ионов кислорода с ионом кремния в центре.
Справа — условное изображение кремнекислородного тетраэдра

Кольцевые — тетраэдры образуют замкнутые кольца — трех-, четырех- и шестиугольной конфигурации.

Цепочечные — отличаются ярко выраженной линейной направленностью наиболее прочных связей в кристаллических решетках. Тетраэдры в этом случае объединяются в непрерывные бесконечные цепочки, связи внутри которых всегда более прочные, нежели между ними.

Ленточные — основной кристаллической структуры являются сдвоенные цепочки, или ленты.

Листовые (слоевые). Характеризуются двумерным распределением наиболее прочных связей в структуре; кремнекислородные тетраэдры соединяются, образуя бесконечные слои, связи между которыми всегда менее прочные, чем внутри них.

Каркасные — кремнекислородные тетраэдры в кристаллических решетках соединяются через все свои вершины, образуя трехмерные каркасы. Характеризуются равномерным распределением в пространстве прочнейших химических связей.

Особенности кристаллических структур силикатов и алюмосиликатов обнаруживают тесную связь с их физическими свойствами. Так, например, минералы с листовой структурой отличаются весьма совершенной спайностью в одном направлении; минералы с линейно вытянутыми структурами (цепочечными и ленточными) часто образуют призматические, игольчатые и волокнистые кристаллы, островные и каркасные минералы, с плотной однородной упаковкой структурных единиц в их решетках, как правило, обладают высокой твердостью.

Для минералов данного класса характерны широкое развитие изоморфных замещений, частое присутствие гидроксила, в связи с чем их химические формулы достаточно сложные. Абсолютное большинство силикатов образуется в эндогенных геологических процессах.

Подкласс «островные силикаты»

Оливин (перидот) $(Fe,Mg)_2[SiO_4]$. Железо-магнезиальный силикат, принадлежащий к изоморфному ряду форстерит $Mg_2[SiO_4]$ — фаялит $Fe_2[SiO_4]$. Сингония ромбическая. Хорошо образованные кристаллы редки, обычно встречается в виде зернистых агрегатов.

- Цвет различный в зависимости от химического состава: от светлого желтоватого до оливково-зеленого и почти черного (темные окраски имеют более железистые разновидности);
- черты не дает, блеск стеклянный; просвечивает в тонком крае, но встречаются и прозрачные желтовато-зеленые оливины, называемые хризолитами;
- твердость 6,5–7;
- спайность средняя;
- излом неровный или раковистый, зернистый;
- удельный вес 3300–4400.

Происхождение магматическое, оливин является породообразующим минералом ультраосновных и основных пород. В зоне выветривания неустойчив и замещается вторичными минералами — серпентином, тальком и др. Практическое значение невелико: маложелезистые оливиновые породы применяются для изготовления огнеупорных кирпичей, а сравнительно редкий хризолит употребляется в ювелирном деле как драгоценный камень.

Гранаты представляют собой группу минералов с общей формулой $R_3^{2+}R_2^{3+}[SiO_4]_3$, где R^{2+} — Ca, Mn, Fe^{2+} , R^{3+} — Al, Cr, Fe^{3+} . Сингония кубическая. Образуют изометричные кристаллы (ромбодекаэдры, тетрагон-триоктаэдры), друзы, зернистые агрегаты.

- Окраска различная и находится в прямой зависимости от химического состава; по этому признаку выделяют разновидности гранатов, наиболее распространенными из которых являются:
альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ — от красно-коричневого
до вишнево-красного;
андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ — бурый, буровато-зеленый;
гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ — светло-зеленый;
пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ — темно-красный;
- черты не дает;
- блеск стеклянный на гранях кристаллов и жирный на изломе;
- полупрозрачен или просвечивает;
- твердость 6,5–7,5;
- спайность несовершенная;
- излом неровный;
- удельный вес 3500–4200.

Происхождение связано с процессами контактового и регионально-го метаморфизма. Ассоциирует с эпидотом, хлоритом, пироксенами, биотитом, кальцитом и др. Применяют прозрачные и красиво окрашенные разности гранатов в ювелирном деле как полудрагоценные камни, рядовые гранаты используют в качестве шлифовального абразивного материала.

Эпидот $Ca_2(AlFe)_3[Si_2O_7][SiO_4]OH$. Сингония моноклинная. Кристаллы призматические, удлиненные с продольной штриховкой, часто образует зернистые агрегаты шестоватого строения.

- Цвет фисташково-зеленый;
- черты не дает;
- блеск стеклянный, просвечивает в тонком крае;
- твердость 6,5;
- спайность совершенная;
- излом занозистый или неровный;
- удельный вес около 3300.

Происхождение контактово-метаморфическое, характерный минерал скарнов, где ассоциирует с гранатом, магнетитом, кальцитом и др.

Подкласс «цепочечные силикаты»

Пироксены — важная группа породообразующих минералов с общей формулой $R_2[Si_2O_6]$, где R — Ca, Mg, Fe, иногда Mn; некоторые пироксены содержат Al, Fe^{3+} , Na. Широко развиты изоморфные замещения катионов. Кристаллизуются в ромбической и моноклинной сингониях, отдельные кристаллы обычно короткостолбчатые в отличие от удлиненных кристаллов, характерных для группы амфиболов. Входят в состав магматических и метаморфических горных пород. Наиболее характерным представителем этой группы является авгит.

Авгит $Ca(Mg,Fe,Al)[(SiAl)_2O_6]$. Сингония моноклинная. Кристаллы короткостолбчатые, с поперечным сечением восьмигранники, таблитчатые, нередко имеющие блестящие грани; чаще встречаются зернистые агрегаты.

- Цвет черный, буровато- и зеленовато-черный, реже темно-зеленый;
- черта неясная серовато-зеленоватая;
- блеск стеклянный;
- твердость 5,5–6;
- спайность средняя по граням призмы под углом, близким к прямому;
- излом ступенчатый или неровный;
- удельный вес средний (3300–3600).

Происхождение магматическое, характерен для пород среднего и основного состава, где ассоциирует с основными плагиоклазами, маг-

нетитом, оливином. Встречается также в скарнах, как контактово-метасоматический минерал. В процессе вторичных изменений замещается хлоритом, эпидотом, роговой обманкой.

В виде минералов авгит и большинство других пироксенов практического значения не имеют. Но магматические горные породы, в состав которых они входят, широко используются как строительные и облицовочные материалы.

Подкласс «ленточные силикаты»

Амфиболы — распространенная группа минералов со сложным и непостоянным, вследствие большого числа изоморфных замещений, составом. Общая упрощенная формула $R_7^{2+}(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$, где R — Ca, Mg, Fe. Кроме того, в состав амфиболов могут входить трехвалентные Al и Fe и одновалентный Na. Кристаллизуются в моноклинной и ромбической сингониях.

Кристаллы обычно сильно удлиненные — призматические, игольчатые, столбчатые. Макроскопически сходны с пироксенами, но отличаются от них характерным вытянутым в одном направлении габитусом кристаллов, совершенной спайностью под тупым (около 120°) углом и более интенсивным блеском. Являются породообразующими минералами многих магматических и метаморфических пород. Наиболее характерным и распространенным представителем этой группы является роговая обманка.

Роговая обманка $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Сингония моноклинная. Кристаллы призматические, столбчатые, игольчатые; очень характерны шестоватые агрегаты, известны также волокнистые асбестовидные разности роговых обманок.

- Цвет темно-зеленый до черного, иногда буроватый;
- черта неясная зеленоватая;
- блеск стеклянный;
- твердость 5,5–6;
- спайность по призме совершенная под углом 124° ;
- излом занозистый или ступенчатый;
- удельный вес 3100–3300.

Происхождение роговой обманки магматическое или метаморфическое, поэтому она входит в качестве главного породообразующего минерала в состав очень многих магматических и метаморфических горных пород. В виде минерала практического значения не имеет.

Подкласс «листовые (слоевые) силикаты»

В решетках минералов этого подкласса, как уже отмечалось, кремнекислородные тетраэдры объединяются в бесконечные слои, состоящие из шестичленных колец, в вершинах которых располагаются ионы

кремния, окруженные четырьмя ионами кислорода. Характерной особенностью химического состава является постоянное присутствие гидроксильной группы, нередко вместе с фтором. Из катионов, которые вместе с группой OH непосредственно связаны со слоями кремнекислородных тетраэдров, наиболее характерны Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , K^{+} , Li^{+} . Во многих минералах часть кремния изоморфно замещена алюминием (слюды, хлориты, глауконит), и их следует относить к алюмосиликатам.

Слоистое строение кристаллических решеток обуславливает замечательное свойство этих минералов расщепляться на тонкие листочки (весьма совершенную спайность), гексагональную форму листочков, низкую твердость и некоторые другие особенности. Являются породообразующими минералами магматических, метаморфических, а иногда и глинистых осадочных пород.

Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$. Сингония моноклиная. Кристаллы таблитчатой формы сравнительно редки. Чаще встречается в виде листоватых и чешуйчатых агрегатов, а также плотных скрытокристаллических масс (мыльный камень).

- Цвет от почти белого до светло-зеленого;
- черта белая;
- блеск стеклянный с перламутровым отливом, у плотных масс восковой, в тонких листочках просвечивает;
- твердость 1;
- спайность весьма совершенная в одном направлении (у плотных масс не видна);
- излом неровный сглаженный;
- удельный вес 2700–1800, жирный на ощупь, листочки гибкие, но неупругие.

Происхождение эндогенное, чаще всего образуется при метаморфизме ультраосновных магматических пород, развиваясь по оливину и пироксенам. Встречается вместе с серпентином, хлоритом, магнетитом, карбонатами. Используется как огнеупорный и кислотоупорный материал, а также в резиновой, бумажной промышленности и медицине.

Серпентин $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$. Сингония моноклиная, но кристаллов не образует и встречается в виде сплошных скрытокристаллических масс.

- Окраска от желтовато-зеленой до темно-зеленой, нередко неоднородная пятнистая;
- черта белая;
- блеск восковой или жирный;
- твердость 2,5–4;
- спайность в плотных агрегатах не наблюдается;

- излом неровный или раковистый;
- удельный вес 2500–2700.

Бледно-зеленый, плотный, просвечивающий в краях серпентин называют серпофитом, или офитом (благородный серпентин); а чешуйчатый и скорлуповатый темно-зеленого цвета — антигоритом. Образуется при метаморфических процессах за счет преобразования ультраосновных пироксен- и оливинсодержащих пород под действием гидротермальных растворов. Серпентинизированные породы используются для изготовления огнеупорных кирпичей; красиво окрашенные разновидности серпентина применяют как поделочный и облицовочный камень.

Хризотил-асбест имеет тот же состав, что и серпентин, являясь его тонковолокнистой разновидностью. Встречается в виде прожилок поперечно-волокнистого строения в плотных серпентинах.

- Цвет светло- и желтовато-зеленый, голубой;
- блеск шелковистый;
- твердость 2–3;
- спайность весьма совершенная, легко расщепляется на прочные, гибкие волокна;
- излом занозистый;
- удельный вес 2500–2700.

Эндогенный, образуется в результате переработки гидротермальными растворами магнезиальных пород и силикатов. Применяется благодаря огнестойкости и низкой теплопроводности как огнеупорный и теплоизоляционный материал.

Хлориты $(MgFe)_5Al(OH)_8[AlSi_3O_{10}]^1$. Под этим названием объединяется большая группа минералов, которые с химической точки зрения являются алюмосиликатами железа, магния и алюминия. Состав хлоритов очень сложный из-за большого числа изоморфных замещений. Кристаллизуются все хлориты в моноклинной сингонии и обычно образуют чешуйчатые или листоватые агрегаты и сплошные массы.

- Для большинства характерна темно-зеленая окраска, что и послужило основанием для названия всей группы;
- черта серовато-зеленоватая;
- блеск восковой или перламутровый;
- твердость 2–2,5;
- спайность весьма совершенная в одном направлении, листочки гибкие, но неупругие;
- излом неровный, сглаженный;
- удельный вес средний (2600–2800).

¹ Приведена формула одного из распространенных хлоритов — пеннина.

Происхождение хлоритов связано с процессами метаморфизма, где они образуются путем замещения (хлоритизации) многих железомagneзиальных и железистых силикатов. Входит в состав метаморфических, а как вторичный минерал и магматических горных пород.

Практическое значение имеют только богатые железом хлориты (шамозит, тюрингит), которые используются как железные руды.

Слюды. Так же как пироксены и амфиболы, представляют собой целую группу минералов, широко распространенных в земной коре и входящих в состав магматических и метаморфических пород. Многие из них имеют важное практическое значение. Слюды являются алюмосиликатами, в кристаллической структуре которых на каждые три кремнекислородных тетраэдра приходится один алюмокислородный. Из катионов наиболее характерны Fe^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Li^+ . Обычно присутствует гидроксильная группа (ОН), которая может замещаться фтором.

Кристаллизуются все слюды в моноклинной сингонии. Кристаллы листоватые, пластинчатые, таблитчатые, боченковидные. Образуют чешуйчатые и пластинчатые агрегаты. Благодаря однотипности кристаллических структур многие физические свойства слюд являются общими.

- Перламутровый или стеклянный блеск;
- низкая твердость (2–3);
- совершенная спайность в одном направлении, в связи с чем легко расщепляются на отдельные гибкие и упругие листочки;
- плотность у слюд средняя (2700–3100).

Некоторые из них характеризуются высокими диэлектрическими свойствами. Наиболее важными представителями группы слюд являются мусковит, биотит и лепидолит. Основным отличительным признаком слюд является окраска, обусловленная особенностями химического состава.

Мусковит $\text{KAl}_2(\text{OH},\text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Это бесцветная или слабо окрашенная в желтоватые, зеленоватые, сероватые тона калиевая слюда. Черта белая; в тонких пластинах прозрачна. Тонкочешуйчатые разновидности мусковита называют серицитом.

Биотит $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH},\text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Темная железомagneзиальная слюда черного, часто с коричневатым и зеленоватым оттенком, цвета. Черта неясная сероватая, непрозрачен или просвечивает.

Лепидолит $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}(\text{OH},\text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Литиевая слюда характерного розовато-сиреневатого цвета, черта белая, просвечивает. Из распространенных разновидностей слюд следует также упомянуть флогопит (мagneзиальная слюда), темные разновидности которого очень похожи на биотит, а светлые — на мусковит.

По условиям образования все слюды связаны с эндогенными высокотемпературными процессами, в которых важную роль играют лету-

чие компоненты. Они могут формироваться в собственно-магматических, пегматитовых, метаморфических и контактово-метасоматических процессах. Промышленные скопления мусковита и лепидолита связаны с пегматитовыми и контактовыми процессами. Из всех слюд промышленного значения не имеет только биотит. Мусковит и флогопит используются главным образом в электротехнической промышленности, а лепидолит является важнейшей литиевой рудой.

Каолинит $Al_4(OH)_4[Si_4O_{10}]$. Обычно встречается в виде скрытокристаллических землистых, порошковатых, реже плотных масс. Отдельные кристаллы пластинчатой формы исключительно редки.

- Цвет белый, нередко с желтоватым, сероватым, буроватым оттенком;
- черта белая;
- блеск матовый;
- твердость 1;
- спайность макроскопически не устанавливается;
- излом неровный, землистый;
- удельный вес 2600;
- сильно гигроскопичен, жирный на ощупь, при насыщении водой образует пластичную массу.

Образуется в экзогенных условиях при выветривании магматических и метаморфических пород, богатых алюмосиликатами. Входит в состав большинства глин. Глины, состоящие преимущественно из каолинита, называют каолиновыми, или каолинами. Используется в керамическом производстве, строительном деле, бумажной промышленности, а также как огнеупорный материал.

Глауконит $K[Fe^{3+}AlFe^{2+}Mg]_{2-3}(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$. Образует землистые агрегаты или мелкие округлые зернышки в осадочных породах; кристаллы исключительно редки. Цвет зеленый разных оттенков, черта зеленоватая, блеск матовый, твердость 2–3, спайность практически не устанавливается, удельный вес 2200–2300. Происхождение осадочное, входит в состав песчаников, опоки, глин.

Используется в сельском хозяйстве как калийное удобрение, как краситель и для смягчения жесткой воды.

Подкласс «каркасные силикаты»

В решетках минералов этого подкласса кремнекислородные тетраэдры соединяются друг с другом всеми вершинами, образуя трехмерные каркасы. Особенностью каркасных силикатов является то, что наряду с кремнекислородными тетраэдрами в них присутствуют и алюмокислородные, где место кремния занимает алюминий. Таким образом, каркасные силикаты всегда являются алюмосиликатами. Появившиеся при

таком замещении дополнительные отрицательные заряды компенсируются крупными катионами Na^+ , K^+ , Ca^{2+} . Среди каркасных силикатов выделяют две главные группы минералов — полевые шпаты и фельдшпатоиды.

Полевые шпаты. Минералы этой группы относятся к числу наиболее распространенных, на их долю приходится около 50 % веса земной коры. Являются главными породообразующими минералами большинства магматических и метаморфических пород. Полевые шпаты представляют собой безводные алюмосиликаты калия, кальция и натрия и обладают многими общими свойствами.

- Светлая окраска;
- сравнительно высокая твердость (5–6);
- хорошо выражена спайность;
- средняя плотность (2500–2700).

По химическому составу делятся на натриево-кальциевые, или плагиоклазы, и натриево-калиевые, или просто калиевые полевые шпаты. Характерной особенностью минералов этой группы является способность образовывать изоморфные смеси.

Плагиоклазы представляют собой изоморфные смеси натриевой составляющей — альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (Ab) и кальциевой — анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (An), причем смесимость этих компонентов неограниченная (совершенный или полный изоморфизм).

В зависимости от количественных соотношений альбитовой и анортитовой составляющих выделяют следующие разновидности плагиоклазов:

Плагиоклаз	Ab, %	An, %
Альбит	100–90	0–10
Олигоклаз	90–70	10–30
Андезин	70–50	30–50
Лабрадор	50–30	50–70
Битовнит	30–10	70–90
Анортит	10–0	90–100

Содержание SiO_2 в плагиоклазах убывает от альбита к анортиту, в связи с этим различают кислые (альбит, олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор, битовнит, анортит) плагиоклазы.

Кристаллизуются плагиоклазы в триклинной сингонии, однако хорошо образованные кристаллы дают редко и обычно встречаются в виде кристаллически зернистых агрегатов с характерной пластинчатой формой зерен.

Простейшие физические свойства плагиоклазов, определяемые макроскопически, сходны между собой.

- Цвет от белого, сероватого, зеленоватого до темно-серого, почти черного;
- черты не дают;
- блеск стеклянный, обычно просвечивают в тонком крае;
- твердость 6;
- спайность совершенная в двух направлениях под углом, отличающимся от прямого (86°), отсюда их название «плагиоклаз» (по гречески «косораскалывающийся»);
- излом ступенчатый;
- удельный вес от 2620 — у альбита до 2760 — у анортита.

Характерным диагностическим признаком плагиоклазов является наличие полисинтетических двойников, вследствие чего на плоскостях спайности наблюдается тонкая штриховка.

Разновидности плагиоклазов обычно устанавливаются под микроскопом по оптическим константам, однако некоторые из них, а именно альбит и лабрадор, можно определить макроскопически.

Альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ чаще всего образует мелкозернистые «сахаровидные» агрегаты и обладает белой или серовато-белой окраской. Пластинчатые разновидности альбита называются клевеландитом.

Лабрадор — темный плагиоклаз от зеленовато-серого до почти черного цвета с характерной иризацией в зеленовато- и голубовато-синих тонах.

Происхождение плагиоклазов в основном магматическое, и они являются главными породообразующими минералами магматических горных пород. Альбит нередко образуется также в пневматолитово-гидротермальных процессах. Используются многие плагиоклазы как керамическое сырье, а лабрадор, обладающий красивой иризацией, является ценным облицовочным и поделочным камнем.

Калиевые полевые шпаты нередко также называют щелочными. Наиболее распространенными представителями этой группы минералов являются ортоклаз и микроклин.

Ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Сингония моноклинная, кристаллы призматические, толстотаблитчатые, характерны двойники. Чаще встречается в виде кристаллически зернистых агрегатов.

- Цвет от серого, даже белого, до желтовато-розового и темно-розового. Во вмещающих кислых излившихся и жильных породах наблюдаются водяно-прозрачные разновидности ортоклаза, называемые адуляром;
- блеск стеклянный;
- твердость 6;

- спайность совершенная в двух направлениях под прямым углом («ортоклаз» — прямо раскалывающийся);
- излом ступенчатый;
- удельный вес 2500–2600.

Происхождение собственно-магматическое и пегматитовое, часто встречается вместе с кварцем и мусковитом; в поверхностных условиях обычно замещается каолинитом. Используется в керамической и стекольной промышленности.

Микроклин имеет тот же состав, что и ортоклаз, кристаллизуется в триклинной сингонии и имеет угол между плоскостями спайности, отличающийся от прямого на 2° («микроклин» — малонаклонный). Остальные макросвойства аналогичны ортоклазу, и визуально эти минералы неразличимы. Исключение составляет голубовато-зеленая разновидность микроклина, называемая амазонитом, или амазонским камнем. Используется как поделочный материал.

Фельдшпатопиды представляют собой алюмосиликаты щелочных металлов, близкие по своему значению в горных породах к полевым шпатам, но менее распространенные. От полевых шпатов отличаются низким содержанием кремнезема и высоким — щелочей. Очень характерны для щелочных пород, где содержание кремнезема недостаточно для образования не только свободного кварца, но и полевых шпатов. Наиболее распространен среди них нефелин.

Нефелин $(Na,K)[AlSiO_4]$. Сингония гексагональная, кристаллы призматические мелкие. Встречается в виде зернистых агрегатов и сплошных масс, называемых элеолитом.

- Цвет серый, зеленовато-серый, красновато-коричневый, иногда бесцветен. Смена окраски может наблюдаться в одном образце;
- черты не дает;
- блеск жирный;
- твердость 5–6;
- спайность несовершенная;
- излом неровный или раковистый;
- удельный вес 2600.

Происхождение магматическое, является породообразующим минералом щелочных пород, где ассоциирует со щелочными пироксенами и амфиболами, биотитом, полевыми шпатами, апатитом. Никогда не встречается вместе с кварцем. Применяется в керамической и стекольной промышленности, а также как комплексное сырье для получения алюминия и соды.

Класс «карбонаты»

Карбонаты являются солями угольной кислоты, в которые в качестве катионов наиболее часто входят кальций и магний, реже натрий,

барий, стронций и тяжелые металлы — железо, медь, свинец, цинк. В земной коре на их долю приходится около 1,7 вес. %, они входят в состав осадочных пород, рудных жил, многие из них (сидерит, малахит, азурит и др.) сами являются рудными минералами.

Все карбонаты обладают неметаллическим блеском, невысокой твердостью (не более 4,5) и с той или иной степенью интенсивности реагируют с разбавленной соляной кислотой с выделением углекислого газа. Интенсивность реакции является важным диагностическим признаком. Многие карбонаты обладают сравнительно хорошей растворимостью в воде. Наибольшим распространением в этом классе минералов пользуются кальцит и доломит.

Кальцит CaCO_3 . Сингония тригональная. Формы кристаллов разнообразны, наиболее обычны ромбоэдры и скаленоэдры. Часто образует зернистые агрегаты, натечные формы (сталактиты, сталагмиты, почки) землистые массы (мел).

- Цвет непостоянный: белый с оттенками, желтоватый, розоватый, сероватый, голубоватый. Бесцветные прозрачные разновидности кальцита называют исландским шпатом;
- черта белая;
- блеск стеклянный, у землистых разновидностей — матовый, чаще всего просвечивающий или полупрозрачный;
- твердость 3;
- спайность совершенная в трех направлениях по ромбоэдру;
- излом ступенчатый;
- удельный вес 2700.

Бурно реагирует с HCl с выделением CO_2 , реакция идет непосредственно в образце. Для исландского шпата характерно двойное лучепреломление. Полиморфная разновидность кальцита, кристаллизующаяся в ромбической сингонии, называется арагонитом. Происхождение кальцита связано со многими геологическими процессами. Осадочный кальцит является породообразующим минералом таких распространенных пород, как известняки, мергели, известковые туфы, мел. Гидротермальный кальцит слагает жилы, ассоциируя со многими рудными минералами. Кальцит метаморфического генезиса слагает мраморы, часто встречается в скарнах. Применяется в производстве стройматериалов, в качестве флюса в металлургическом производстве. Исландский шпат используется в оптике.

Доломит $\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$. Сингония тригональная. Кристаллы сравнительно редки и имеют вид ромбоэдров, иногда седловидно изогнутых. Обычно образует зернистые или землистые агрегаты.

- Цвет желтовато-белый, реже зеленоватый;
- черта белая;

- блеск стеклянный, у землистых разновидностей матовый;
- твердость 3,5–4,4;
- спайность совершенная по ромбоэдру;
- излом ступенчатый или неровный;
- удельный вес 2800–2900.

С соляной кислотой реагирует только в порошке. Происхождение в основном осадочное, реже гидротермальное и метаморфическое. Используется в качестве флюса в металлургической промышленности, для изготовления огнеупорных кирпичей и как строительный материал.

Из других распространенных карбонатов следует упомянуть сидерит (FeCO_3) и магнезит (MgCO_3).

Класс «сульфаты»

Химически являются солями серной кислоты, в которые в качестве катионов входят калий, натрий, кальций, магний, железо, свинец, цинк и др. Делятся на простые и водные, в кристаллические решетки которых входит вода. Общее содержание сульфатов в земной коре не превышает 0,5 вес. %, хотя количество минеральных видов достигает 260. Для сульфатов, как и для карбонатов, характерны светлые окраски, невысокая твердость.

Большинство сульфатов имеют экзогенный генезис и образуются в процессах выветривания и осадконакопления. Наибольшим распространением в этом классе минералов пользуется водный сульфат кальция — гипс, менее распространен безводный сульфат-ангидрит.

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклиновая, характерны одиночные пластинчатые кристаллы и двойники в виде ласточкина хвоста. Часто образует мелкозернистые массы и волокнистые агрегаты, называемые селенитом.

- Цвет белый, желтый, розовый, серый, часто бесцветен;
- черта белая;
- блеск стеклянный, перламутровый, у волокнистых разновидностей — шелковистый, чаще полупрозрачный или просвечивающий;
- твердость 2;
- спайность весьма совершенная в одном направлении; листочки, отщепляемые по спайности, негибкие;
- излом пластинчатый, у волокнистых разновидностей — занозистый;
- по удельному весу легкий (2300).

Происхождение гипса в основном осадочное (химический осадок), часто образуется также в зоне выветривания вследствие гидратации ангидрита, а также окисления сульфидов и серы. При нагревании приобретает вяжущие свойства, поэтому используется для изготовления строительных цементов и как материал для лепных работ.

Применяется также в медицине, химической промышленности; селенит является красивым поделочным камнем.

Класс «фосфаты»

Минералы этого класса являются безводными или водными солями фосфорных кислот, и в земной коре на их долю приходится около 0,7 вес. %. Количество минеральных видов велико, и их свойства достаточно разнообразны. Однако большинство минералов относятся к редким, и породообразующими среди них являются только апатит и фосфорит.

Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl})$. Сингония гексагональная. Кристаллы в виде иголок, гексагональных призм, иногда очень крупные. Часто образует также зернистые агрегаты характерного сахаровидного облика.

- Цвет бледно-зеленый, зеленовато-голубой, иногда бесцветный;
- черты не дает;
- блеск стеклянный, на изломе жирный, обычно просвечивает в тонком крае;
- твердость 5;
- спайность несовершенная;
- излом неровный;
- удельный вес средний (3200).

Происхождение апатита в основном магматическое, связанное щелочными породами. Реже встречаются апатиты пневматолитово-гидротермального генезиса. Применяется в производстве сельскохозяйственных удобрений и в химической промышленности.

Фосфорит представляет собой минеральную смесь или горную породу, состоящую из аморфного апатита, кальцита, гипса и других примесей. Образует плотные массы, конкреции с радиально-лучистым внутренним строением, псевдоморфозы по органическим остаткам.

- Цвет от зеленовато-серого до темно-серого, почти черного;
- черта неясная зеленовато-сероватая;
- блеск матовый, жирный, непрозрачен;
- твердость около 5;
- излом неровный, в конкрециях занозистый;
- удельный вес 3200.

Происхождение осадочное. Применяется в производстве сельскохозяйственных удобрений.

Глава 2

ВАЖНЕЙШИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горными породами называются естественные ассоциации минералов, образовавшиеся на поверхности или под поверхностью Земли в результате различных эндогенных или экзогенных процессов.

По происхождению все горные породы подразделяются на *магматические, осадочные и метаморфические*.

Магматические горные породы образуются при охлаждении и затвердевании магматического расплава на разных глубинах или на поверхности Земли.

Осадочные горные породы формируются в результате разрушения любых по происхождению пород (осадочных, магматических или метаморфических), переотложения продуктов разрушения на поверхности Земли (в морях, океанах, на суше и т. д.) и последующего преобразования — диагенеза.

Метаморфические горные породы возникают на разных глубинах при воздействии на них высоких температур и давлений, а также газов и флюидов.

Каждая горная порода имеет определенный вещественный состав, обладает специфическим строением и образует в земной коре определенное объемное тело, то есть свою форму залегания (пласт, линза, массив и др.).

Каждая горная порода характеризуется химическим и минералогическим составом. Химический состав выражается в процентных соотношениях главных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O и др. При одном и том же химическом составе горные породы могут иметь различный минералогический состав. В связи с этим решающую роль при определении горной породы имеет ее минеральный состав.

По минеральному составу горные породы бывают мономинеральными (от греч. «моно» — один), если они состоят преимущественно из одного минерала (кварцит, известняк, дунит, каменная соль и др.), и полиминеральными (от греч. «поли» — много), если состоят из нескольких минералов (гранит, гнейс, конгломерат и др.). В обоих случаях различают главные породообразующие минералы, составляющие более 5 % объема породы, и второстепенные, или акцессорные, минера-

лы, слагающие менее 5 % ее объема. Главные породообразующие минералы определяют тип горной породы, наличие или отсутствие акцессорных минералов является в ряде случаев важной характеристикой, но не влияет на название горной породы.

Породообразующие минералы делятся на силикатные (светлоокрашенные) и фемические (темноцветные), а также на первичные и вторичные.

Первичные минералы возникают в процессе образования горной породы, вторичные образуются в процессе последующих ее изменений. Процентное содержание вторичных минералов также играет существенную роль при диагностике горных пород.

Строение горной породы определяется структурой и текстурой.

Под *структурой* горной породы понимают особенности ее внутреннего строения, связанные со степенью кристалличности, абсолютными и относительными размерами минеральных зерен, формой зерен и их взаимоотношениями.

Текстура — это особенности строения, определяемые характером размещения минеральных зерен в горной породе и их ориентировкой. Все основные особенности горных пород (вещественный состав, строение, форма залегания) определяются их происхождением.

2.1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Магматические горные породы образуются в результате затвердевания магмы на глубине или на земной поверхности при вулканических извержениях. Магматические породы также называют изверженными.

Магма (от греч. «густая мазь») — огненно жидкий, главным образом силикатный расплав, возникающий в верхней мантии или в земной коре. Магма содержит большое количество растворенных газов и паров воды (F, Cl, CO₂, H₂O и др.). На большой глубине магма находится под очень большим всесторонним давлением и обладает высокой температурой.

Поднимаясь вверх, магма внедряется в твердые и относительно холодные породы, которым она отдает свое тепло, начинает охлаждаться и кристаллизоваться. Большую роль в процессе кристаллизации играют летучие компоненты: пары воды и газа, способствующие и часто определяющие скорость кристаллизации минералов.

Поднимаясь вверх, магма оказывается в различных термодинамических условиях.

На значительных глубинах при медленном остывании магмы и сохраняющемся большом давлении происходит постепенная, последовательная и полная кристаллизация расплава. Последовательность

в кристаллизации магмы связана с существованием минералов с разной температурой плавления. Тугоплавкие минералы кристаллизуются при более высоких температурах, когда другие еще находятся в расплаве.

К тугоплавким относятся минералы, содержащие Fe и Mg (железисто-магнезиальные силикаты: оливин, авгит, роговая обманка, биотит и др.). При понижении температуры последовательно кристаллизуются и другие минералы.

Таким образом, на больших глубинах весь силикатный расплав превращается в агрегат тех или иных минералов, образуется полнокристаллическая горная порода. Долго сохраняющиеся условия высоких температур и давления создают благоприятные условия роста для всех минералов, в результате образуются полнокристаллические и равнокристаллические структуры пород с более или менее одинаковым размером зерен всех минералов.

На средних и небольших глубинах условия кристаллизации магмы менее стабильны и более разнообразны.

Если масса и температура расплава, внедрившегося на средних глубинах, достаточно велики для прогрева вмещающих пород и давление является достаточным для удержания в расплаве летучих компонентов, происходит также полная раскристаллизация расплава и образуется полнокристаллическая порода. При этом центральные части получают равнокристаллическое, а краевые — неравнокристаллическое строение в связи с относительно быстрым охлаждением на контакте с вмещающими породами и частичной потерей летучих компонентов. Летучие компоненты для некоторых минералов являются катализаторами и заметно повышают скорость их роста, тогда при полнокристаллическом строении возникает большая разница в размерах зерен разных минералов, могут возникать порфировидные структуры.

На небольших глубинах температура и давление магмы могут быть недостаточными для ее полной кристаллизации. В таких условиях часть магмы успевает раскристаллизироваться и превратиться в минеральные зерна — вкрапленники, а другая часть затвердевает в виде вулканического стекла — аморфной массы, в которой могут быть зародыши кристаллов — микролиты, хорошо различимые только под микроскопом. В этих условиях образуются неополнокристаллические породы.

При вулканических извержениях магма либо изливается на земную поверхность (или на дно водного бассейна) в виде лавы, либо при взрывах выбрасывается в воздух на разную высоту, застывает и падает на поверхность в виде твердых частиц и обломков разного размера (вулканический пепел, песок, лапилли, вулканические бомбы), давая начало пирокластическим горным породам обломочного строения.

Последние образуют особую группу вулканических пород и будут кратко рассмотрены ниже.

Магма, излившаяся на поверхность в виде лавы, попадает в условия резкого понижения температуры и давления и связанной с этим почти полной потери летучих компонентов, что приводит к быстрому затвердеванию лавы. При этом, если расплав поднимается медленно и с больших глубин и до выхода на поверхность в нем произошла частичная кристаллизация, то есть образовались кристаллы минералов, то при затвердевании на поверхности образуются неполнокристаллические породы. При быстром движении расплав не успевает кристаллизироваться и застывает на поверхности в виде вулканического стекла, образуя стекловатую породу, в которой кристаллы почти или полностью отсутствуют.

По условиям образования магматические горные породы подразделяются на следующие виды.

1. Интрузивные (внедрившиеся):

- глубинные (абиссальные),
- полуглубинные (гипабиссальные).

2. Вулканические:

- эффузивные (излившиеся),
- пирокластические.

Интрузивные, или внедрившиеся (от лат. «интрузио» — внедрение), горные породы образуются при застывании магмы под земной поверхностью и по глубине застывания делятся на глубинные и полуглубинные.

Глубинные, или абиссальные (от греч. «абиссос» — бездонный), или плутонические, породы формируются на больших глубинах, в условиях длительно сохраняющихся высоких температур и давлений и характеризуются полной раскристаллизацией магматического расплава.

Полуглубинные (гипабиссальные) горные породы, затвердевшие на средних и небольших глубинах, по условиям образования являются промежуточными между глубинными интрузивными и эффузивными. Температура и давление магмы на разных глубинах меняются по-разному, и могут возникать как полно-, так и неполнокристаллические породы.

Излившиеся, или *эффузивные*, породы (от лат. «эффузио» — изливание) образуются при излиянии лавы на дневную поверхность, где резко понижаются температура и давление. Эффузивные породы характеризуются неполной кристаллизацией или быстрым затвердеванием расплава в виде вулканического стекла.

Различия в условиях образования магматических пород четко отражаются на их внешнем облике и легко распознаются макроскопически по характеру структуры и текстуры.

Структуры и текстуры магматических горных пород

Структуры изверженных горных пород макроскопически классифицируются по степени кристалличности вещества, относительному и абсолютному размеру зерен. Для выделения структур по форме зерен и их взаимоотношениям необходимо использование микроскопа.

По *степени кристаллизации* магматического расплава выделяют следующие структуры.

1. *Полнокристаллические*, когда все вещество раскристаллизовано в агрегат минералов (рис. 2.1, 2.4, 2.5, 2.6).

2. *Неполнокристаллические*, когда часть расплава раскристаллизовалась и образовались минеральные зерна, а другая часть затвердела в виде вулканического стекла (рис. 2.2, 2.7, 2.8).

3. *Стекловатые*, когда вся порода представлена вулканическим стеклом (рис. 2.3).

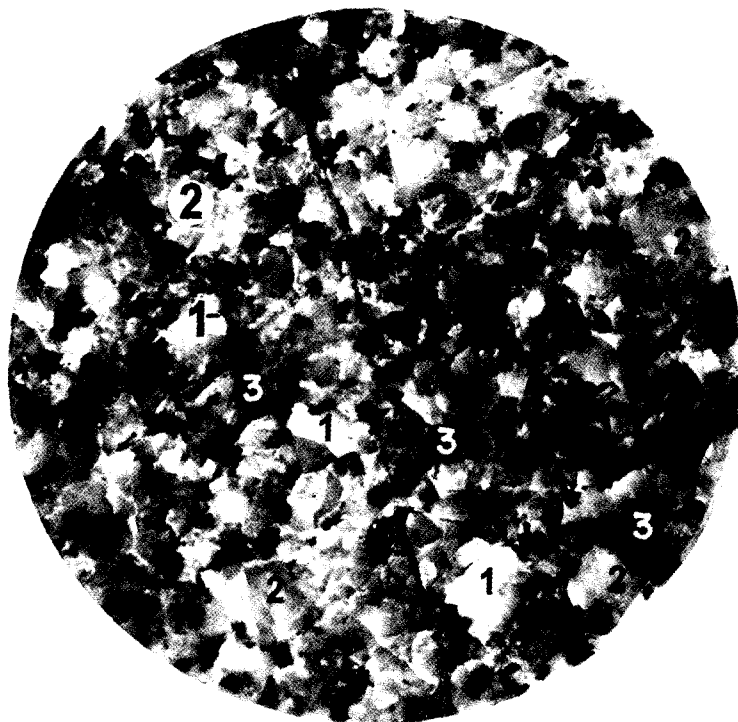


Рис. 2.1. Структуры и текстуры интрузивных пород: структура — полнокристаллическая, равнокристаллическая, текстура — массивная; гранит: 1 — ортоклаз, 2 — кварц, 3 — биотит и роговая обманка



Рис. 2.2. Структуры и текстуры эффузивных пород:
структура — неполнокристаллическая, порфировая, текстура — массивная; андезит:
1 — плагноклаз, 2-5 — основная масса

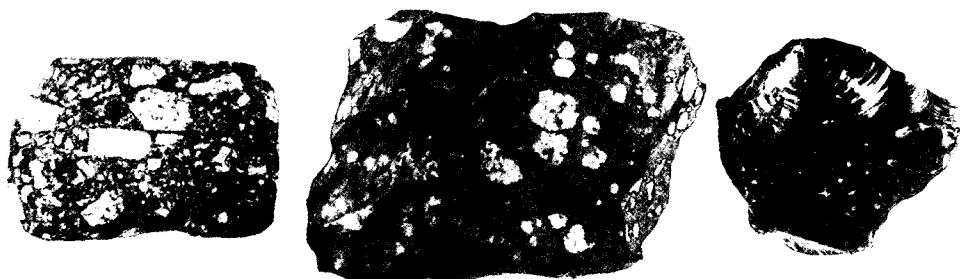


Рис. 2.3. Структуры и текстуры эффузивных пород:
структура — стекловатая, афировая, текстура — массивная; обсидиан

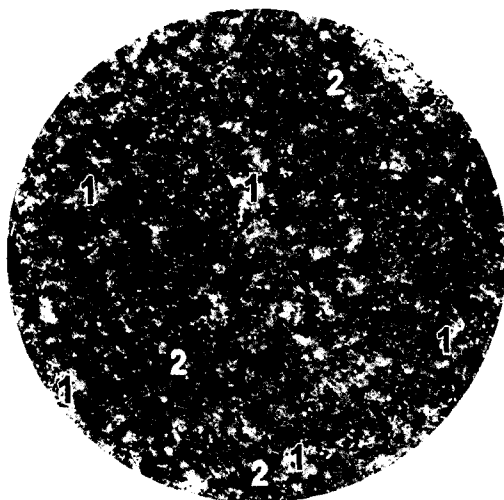


Рис. 2.4. Структуры и текстуры интрузивных пород: структура — полнокристаллическая, равнокристаллическая, мелкокристаллическая, текстура — массивная; диорит:
1 — плагиоклаз, 2 — темные (роговая обманка и биотит)

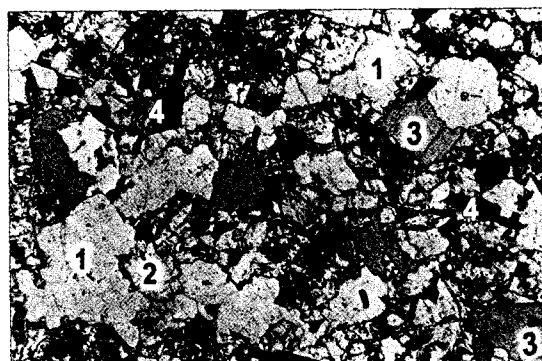
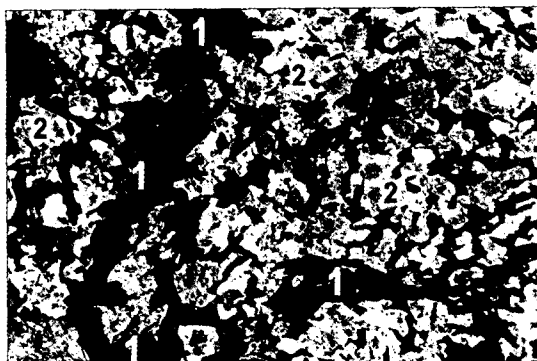


Рис. 2.5. Структура и текстура интрузивных пород: структура — полнокристаллическая, неравнокристаллическая, текстура — массивная; двуслюдяной гранит:
1 — кварц, 2 — полевошпат, 3 — мусковит, 4 — биотит

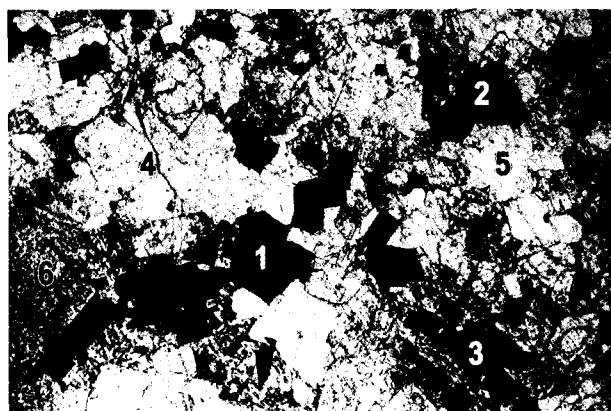
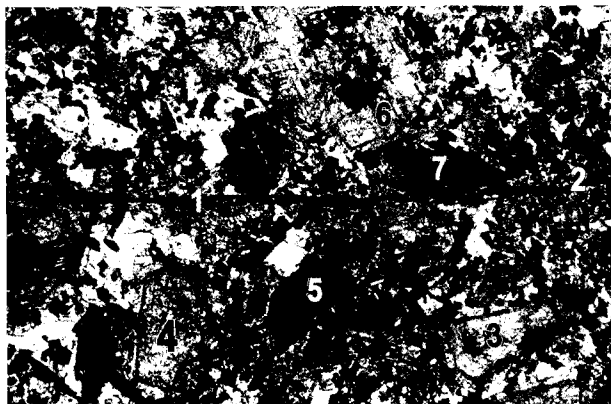


Рис. 2.6. Структуры и текстуры интрузивных пород: структура — полнокристаллическая, порфировидная, текстура — массивная; гранит: 1, 2 — биотит, 3 — роговая обманка, 4 — кварц, 5 — ортоклаз, 6 — плагиоклаз

Для глубинных пород характерны полнокристаллические структуры, для полуглубинных — полно- и неполнокристаллические, а для излившихся — неполнокристаллические и стекловатые структуры.

По относительному размеру минеральных зерен выделяются структуры:

1. *Равнокристаллические* (равномерно-кристаллические). Если порода полнокристаллическая по степени кристаллизации и размеры минеральных зерен близки по величине (см. рис. 2.1, 2.4).

2. *Неравнокристаллические* выделяются как для полнокристаллических, так и для неполнокристаллических пород.

Для полнокристаллических различают:

- *неравнокристаллические*, когда размер минеральных зерен различается не резко (см. рис. 2.5);

- *порфировидные*, если одни зерна по размеру резко отличаются от других (см. рис. 2.6).

Для неполнокристаллических пород различают:

- *порфировые* (рис. 2.2, 2.7, 2.8), состоящие из нераскристаллизованной части исходного расплава, которая вне зависимости от ее количества в породе называется «основная масса», и раскристаллизованной части — «вкрапленников», представленных кристаллами минералов;
- *афировые*, если порода состоит из основной массы без вкрапленников (рис. 2.3, 2.9).



Рис. 2.7. Структуры и текстуры эффузивных пород:
структура — неполнокристаллическая, порфировая, текстура — пятнистая;
риолит: 1 — основная масса, 2 — вкрапленники кварца

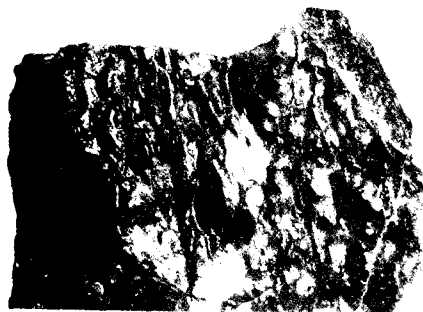


Рис. 2.8. Структуры и текстуры эффузивных пород:
структура — неполнокристаллическая, порфировая, текстура — массивная;
риолит: 1 — вкрапленники кварца, 2 — основная масса

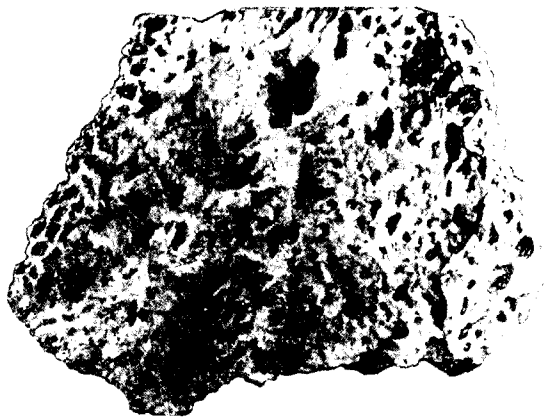


Рис. 2.9. Структуры и текстуры эффузивных пород: структура — стекловатая, афировая, текстура — пузырчатая; базальт

Равно- и неравнокристаллические и порфировидные структуры характерны для интрузивных пород, порфировые и афировые — для эффузивных и близповерхностных полуглубинных пород.

Для пород полно- и равнокристаллических выделяются *структуры по абсолютному размеру зерен*:

	(размер зерен, см)
1. Гигантокристаллические	> 1
2. Крупнокристаллические	$1-0,3$
3. Среднекристаллические	$0,3-0,1$
4. Мелкокристаллические	$0,1-0,05$
5. Скрытокристаллические (афанитовые)	$< 0,05$

Все вышеперечисленные структуры, от гиганто- до скрытокристаллической, характерны для интрузивных глубинных и полуглубинных пород, афанитовые — для основной массы эффузивных пород (вкрапленники при этом могут иметь различные размеры).

Среди многочисленных структур, выделяемых по взаимоотношениям минералов в породе, макроскопически хорошо различима *пегматитовая (письменная)* структура, характеризующаяся закономерным проращением полевого шпата кварцем, образующим клинообразные зерна, напоминающие древнееврейские письмена, откуда и произошло название структуры (рис. 2.10).

Текстуры изверженных горных пород подразделяются на компактные, когда нет пор и пустот, и некомпактные, если есть в породе пустоты и поры. К компактным текстурам относятся: *массивная, пятнистая,*



Рис. 2.10. Пегматит. Структура — полнокристаллическая, неравнокристаллическая, пегматитовая

флюидальная, полосчатая, миндалекаменная; к некомпактным — пористая, пенистая, пузырчатая.

Массивная текстура отличается беспорядочным расположением минеральных зерен (см. рис. 2.1–2.6, 2.8), она наиболее характерна для интрузивных пород, нередко встречается и в эффузивных породах.

Пятнистая текстура выделяется при неравномерном распределении светлых и темных минералов в породе (см. рис. 2.7). Встречается реже, главным образом в интрузивных породах.

Флюидальная текстура отличается ориентированным расположением удлиненных кристаллов, например столбиков роговой обманки, что отражает вязкое течение магмы или лавы в процессе застывания, при котором удлиненные кристаллы, как бревна в реке, располагаются своими длинными осями по направлению течения более или менее параллельно друг другу. Флюидальная текстура может проявляться также в *полосчатости*, характеризующейся различиями в составе или структуре полос.

Некомпактные текстуры характерны для эффузивных пород и связаны с выделением из лавы летучих компонентов, после чего в затвердевшей лаве остаются пустоты округлой или миндалевидной формы.

Если пустоты мелкие (до нескольких миллиметров), образуется *пористая*, более крупные — *пузырчатая текстура* (см. рис. 2.9). В особо благоприятных условиях пары и газы могут вспенивать лаву, и при застывании образуется *пенистая*, или *пемзовая, текстура*, в которой пустоты по объему преобладают.

Миндалекаменная (мандельштейновая) текстура характерна для эффузивных горных пород и образуется в результате заполнения пор и пустот в затвердевшей лаве вторичными минералами (кварц, халцедон, кальцит, хлорит и др.). Образовавшиеся миндалины обычно выделяются своим более светлым цветом на фоне темно-серой или черной породы. От вкрапленников миндалины отличаются округлой или миндалевидной формой. Горные породы с миндалекаменной текстурой называют мандельштейнами.

Классификация магматических горных пород по химическому и минеральному составу

В основу классификации магматических горных пород положены химический и минералогический состав и структурные особенности.

Химический анализ магматических горных пород показывает, что они состоят в основном из восьми окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . В значительно меньших количествах присутствуют TiO_2 , MnO , P_2O_5 , H_2O и некоторые другие. Из главных окислов только SiO_2 присутствует во всех магматических породах в значительных количествах. Окисел SiO_2 и принят за основу химической классификации изверженных горных пород.

По содержанию кремнезема (окисла SiO_2) магматические породы подразделяются на четыре группы:

- кислые, $\text{SiO}_2 = 64\text{--}78\%$,
- средние, $\text{SiO}_2 = 53\text{--}64\%$,
- основные, $\text{SiO}_2 = 44\text{--}53\%$,
- ультраосновные, $\text{SiO}_2 = 30\text{--}44\%$.

Границы между этими группами магматических пород в известной мере являются условными, так как между породами соседних групп существуют постепенные переходы.

Важным показателем для классификации является содержание в магматической породе щелочей. По сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) выделяются три ряда магматических пород: нормальной щелочности (низкощелочные, известково-щелочные), субщелочные (умеренно-щелочные) и щелочные (с высокой щелочностью).

Границы содержаний суммы щелочей для выделения рядов значительно варьируют в зависимости от группы магматических пород по содержанию окисла SiO_2 .

По относительному количеству железисто-магнезиальных силикатов в объемных процентах (M — цветное число)¹ магматические породы подразделяются на ультрамафические ($M > 70$), мафические ($70 > M > 20$) и салические ($M < 20$).

Химический состав магматических пород взаимосвязан с комплексом слагающих их минералов. Минералами — показателями степени кислотности (содержания окисла SiO_2) являются кварц и оливин. Кислые породы отличаются значительным содержанием кварца. Для основных и ультраосновных пород характерен оливин, а кварц может встречаться только как второстепенный (менее 5 %) минерал и макроскопически обычно не виден. Средние по степени кислотности породы, занимая промежуточное положение и по минералогическому составу, являются переходными между кислыми и основными породами. В них выделяются средние кварцевые, переходные к кислым, и средние бескварцевые, переходные к основным породам.

Количество железисто-магнезиальных темноцветных минералов постепенно увеличивается от кислых к основным и ультраосновным породам. Некоторые разности основных и все ультраосновные породы состоят почти на 100 % из цветных силикатов и относятся к ультрамафитам.

Содержание полевых шпатов, наоборот, уменьшается от кислых к основным породам. В кислых и средних породах полевые шпаты развиты широко, в основных — количество их уменьшается, а ультраосновные породы являются бесполевошпатовыми.

Высокая щелочность магматических пород определяется присутствием щелочных минералов, таких как нефелин, калиевый полевой шпат и другие.

Химический и минералогический состав определяют цвет магматической породы: чем кислее порода, тем она светлее, чем основнее — тем темнее. Кислые и средние породы обычно бывают серыми или цветными (розовыми, красными, желтыми), основные — темно-серыми или черными, ультраосновные — черными или темно-зелеными.

Условия образования не оказывают существенного влияния на химический и минеральный состав изверженных пород. Поэтому в классификации по степени кислотности изверженных пород в одну группу объединяют различные по происхождению (интрузивные, эффузивные, жильные), но близкие по химическому и минеральному составу.

Первоначальный минералогический состав магматических пород может заметно меняться в результате вторичных изменений.

¹ Цветное число получило свое название от многоцветной яркой окраски Fe-Mg силикатов под микроскопом (оливин, авгит, роговая обманка, биотит и др.).

Вторичные процессы происходят по разным причинам, но наиболее благоприятными являются поверхностные условия, в которых ранее образовавшиеся минералы и вулканические стекла оказываются неустойчивыми и преобразуются в новые устойчивые вторичные минералы. Вторичным изменениям подвергаются все породообразующие минералы, кроме кварца. При этом в разных по химическому составу минералах развиваются различные вторичные процессы.

В калиевых полевых шпатах происходит процесс каолинизации, например ортоклаз замещается каолинитом, а в плагиоклазах — процессы серицитизации и хлоритизации, при этом кислые плагиоклазы замещаются главным образом серицитом, а основные плагиоклазы — хлоритом.

Железисто-магнезиальные силикаты (авгит, роговая обманка и др.) чаще замещаются хлоритом и эпидотом, происходят процессы хлоритизации и эпидотизации, а по оливину развивается серпентин, связанный с процессом серпентинизации. Наиболее неустойчивыми в поверхностных условиях являются эффузивные породы, и особенно стекло, которое подвергается раскристаллизации с образованием разных минералов скрытокристаллического строения. При этом кислое стекло превращается главным образом в агрегат кварца, полевого шпата, серицита и незначительного количества хлорита, а основное стекло — в агрегат хлорита, эпидота и плагиоклаза.

Степень вторичных преобразований может быть разной: от слабой до полной, что весьма затрудняет классификацию эффузивных пород.

Раньше эффузивные породы по степени вторичных изменений подразделялись на *кайнотипные* (от греч. «кайнос» — новый) — молодые, к которым относились неизменные и слабо измененные эффузивы, и *палеотипные* (от греч. «палеос» — древний) — древние, сильно измененные интрузивы. Это отражалось в названии эффузивных пород. Например, кайнотипная кислая лава называлась липарит, палеотипная — липаритовый порфир.

В настоящее время от деления эффузивов на кайно- и палеотипные отказались из-за нечеткости границы по степени вторичных изменений и не прямой связи степени вторичных изменений с возрастом породы.

Эффузивные породы вне зависимости от степени вторичных изменений рекомендовано называть по их неизменным (кайнотипным) разностям. Например, эффузивы основного состава с любой степенью вторичных изменений следует называть *базальтом*.

Раньше применявшиеся названия палеотипных (измененных) эффузивов, таких как липаритовый (кварцевый) порфир, андезитовый порфирит, базальтовый порфирит, диабаз, предлагается использовать для названия гипабиссальных пород. Однако следует отметить, что

из-за сложности вопроса классификации эффузивных и полуглубинных пород окончательно не разработаны.

Основные типы магматических горных пород

Магматические горные породы весьма разнообразны, но лишь немногие из них распространены в земной коре широко. Наиболее широко развиты породы основного и кислого состава.

В земной коре среди магматических пород *около 70 %* составляют *основные* породы, а *кислые* и *средние* вместе — *около 30 %*. На ультраосновные породы приходится незначительная доля процента.

При этом среди эффузивов самыми распространенными являются лавы основного состава (базальты), а среди интрузивных образований — кислые породы (граниты и гранодиориты).

Среди всех типов по степени кислотности (кислые, средние и т. д.) наиболее широко распространены магматические породы нормальной щелочности (известково-щелочные). Однако субщелочные и щелочные породы хотя и развиты меньше, но не являются редкими.

В табл. 2.1, 2.2 приводится характеристика наиболее часто встречающихся разновидностей глубинных (плутонических) и эффузивных пород.

Гипабиссальные породы, занимая по условиям образования промежуточное положение между глубинными и излившимися (эффузивными) породами, обладают в связи с этим переходными структурно-текстурными признаками. Для отнесения магматических пород к гипабиссальным необходимо выяснение условий их залегания, что весьма затрудняет их выделение, а в лабораторных условиях просто невозможно. Полуглубинные (гипабиссальные) и вулканокластические (пирокластические) породы в табл. 2.1, 2.2 не включены. Отдельные, наиболее распространенные разновидности охарактеризованы ниже в тексте.

В табл. 2.1 приводится классификация магматических горных пород нормальной щелочности, в которой по степени кислотности (содержанию окисла SiO_2 в масс. %) выделяются кислые, средние, основные и ультраосновные магматические породы.

В табл. 2.2 дана классификация субщелочных и щелочных средних по степени кислотности магматических горных пород. Для каждой выделенной разновидности пород указаны характерные пороодообразующие минералы, количество кварца и цветное число, то есть количество железисто-магнезиальных силикатов. В некоторых случаях указывается преобладание одного минерала над другим (плагноклаз > калиевый полевой шпат).

Таблица 2.1

Классификация магматических горных пород нормальной щелочности

Ряд по содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (в масс. %)	Группы пород по содержанию SiO_2 (в масс. %)										ультраосновные 44-30
	кислые 78-64			средние 64-53			основные 53-44				
	78-68		68-64		Глу-бин-ные	Из-лив-шиеся	Глу-бин-ные	Из-лив-шиеся	Глу-бин-ные	Из-лив-шиеся	
	Глу-бин-ные	Из-лив-шиеся	Глу-бин-ные	Из-лив-шиеся							
Нормальной щелочности (низкощелочные)	Гранит	Рнולי	Гранодиорит	Даци	Кварцевый диорит, диорит	Андезит	Габбро	Базальт	Пироксенит, горнблендит	Пикробазальт	Пикрит, коматит
Породообразующие минералы	Калиевый полевой шпат $\geq$ кислый плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка			Плагноклаз > калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка, пироксены			Средний плагноклаз, роговая обманка, пироксены, биотит			Основной плагноклаз, пироксены, оливин	
Количество кварца, %	25-40			15-25			5-15			—	
Количество темновеселых минералов (цветное число), %	10 $\pm$ 5			15 $\pm$ 5			35 $\pm$ 15			50 $\pm$ 15	
										100	

Таблица 2.2

**Классификация субщелочных и щелочных магматических горных пород
среднего состава**

Ряды по содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (в масс. %)	Группа по содержанию SiO_2 (в масс. %)	
	Средние 64–53	
Субщелочные (умеренно-щелочные)	Глубинные	Излившиеся
	<i>Сиезит</i>	<i>Трахит</i>
Породообразующие минералы	калиевый полевой шпат > средний плагиоклаз, роговая обманка, биотит, пироксены	
Количество кварца, %	< 5	
Цветное число, %	35 ± 15	
Щелочные (высокощелочные)	Глубинные	Излившиеся
	<i>Нефелиновый сиезит</i>	<i>Фонолит</i>
Породообразующие минералы	нефелин, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пироксены, амфиболы	
Количество кварца, %	—	
Цветное число, %	35 ± 15	

Магматические породы кислого состава [$\text{SiO}_2 = 64\text{--}78\%$]

Кислые магматические породы развиты довольно широко. Они сосредоточены главным образом на континентах. Среди кислых пород преобладают плутонические образования. Кислые эффузивы развиты значительно меньше и по распространению уступают средним и основным эффузивам.

Кислые магматические породы пересыщены кремнеземом, содержание которого составляет 64–78 %. Более кремнекислых магматических пород в природе не существует. Минералогический состав кислых пород характеризуется высоким содержанием кварца (15–40 %), полевых шпатов (40–60 %) и небольшим количеством темноцветных железисто-магнезиальных силикатов (15–25 %), среди которых чаще присутствуют слюды и роговая обманка, реже пироксены.

Магматические породы с содержанием $\text{SiO}_2 = 74\text{--}78\%$ иногда относят к ультракислым. Они отличаются повышенным содержанием кварца до 40–60 % и незначительным количеством темноцветных силикатов.

По сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и составу полевых шпатов кислые породы относятся к известково-щелочному, субщелочному и щелочному рядам.

В табл. 2.1 были охарактеризованы кислые породы нормальной щелочности.

Известково-щелочные (нормальной щелочности) кислые породы, в которых сумма щелочей колеблется от 5 до 8 % ($5 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8$), развиты наиболее широко.

Среди них по составу полевых шпатов выделяют плагиоклаз — ортоклазовые — группа гранита-риолита — и существенно плагиоклазовые — группа гранодиорита-дацита.

Группа гранита-риолита отличается преобладанием ортоклаза над плагиоклазом и более высокой кислотностью ($\text{SiO}_2 = 68\text{--}78\%$). Группа гранодиорита-дацита характеризуется преобладанием плагиоклаза над ортоклазом и существенным уменьшением кремнезема ($\text{SiO}_2 = 64\text{--}68\%$).

Граниты и гранодиориты, а также кислые интрузивные породы иного состава объединяются под названием «гранитоиды».

Известково-щелочные кислые породы

Граниты — глубинные кислые породы полнокристаллического строения. Пороодообразующими минералами являются кварц, калиевый и калинатровый полевой шпат, кислый плагиоклаз, биотит, мусковит, роговая обманка, реже пироксены.

Количество кварца колеблется от 25 до 40 %. Среди полевых шпатов, которые в целом составляют 60 % и более, калиевые и калинатровые полевые шпаты преобладают или присутствуют в равных количествах с кислыми плагиоклазами.

Цветные силикаты составляют 5–10 %, но количество их может увеличиваться до 20 %. В зависимости от цветных силикатов различают граниты биотитовые, двуслюдяные, роговообманковые и др. Полнокристаллические структуры гранитов могут быть равно- и неравнокристаллическими. Довольно характерной является порфировидная структура. Среди равнокристаллических структур развиты разности от мелко- до крупнокристаллических.

Преобладающей текстурой гранитов является массивная, реже встречаются флюидальная и пятнистая. Цвет гранитов — светло-серый, розовато-серый, красный.

Риолиты (*липариты*¹⁾) — излившийся аналог гранитов неполнокристаллической порфировой или афировой и стекловатой структуры. В риолитах с порфировой структурой вкрапленники представлены кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Все

¹ Липарит — синоним риолита, в последние годы выходит из употребления.

три минерала могут присутствовать в равных количествах. Более редко среди вкрапленников появляются биотит и роговая обманка.

Основная масса неизмененных вторичными процессами (кайноитипных) риолитов стекловатая, а вкрапленники свежие. В результате вторичных изменений вулканическое стекло претерпевает раскристаллизацию и превращается в микрокристаллический кварц-полевошпатовый агрегат. Вкрапленники полевых шпатов также изменяются, по калиевым полевым шпатам развивается каолин, по кислым плагиоклазам — серицит, они теряют твердость, спайность и блеск, становятся матовыми. Текстура риолитов массивная, флюидальная, реже пористая. Цвет чаще светло-серый, иногда с розовым или желтым оттенком, нередко темный, буровато-красный за счет тонко распыленного гематита.

Гранодиориты — глубинная кислая порода с пониженной кислотностью ($\text{SiO}_2 = 64\text{--}68\%$), занимающая промежуточное положение между гранитами и диоритами.

Среди главных минералов преобладает средний плагиоклаз, слагающий 30–60 % объема породы. Примерно в равных количествах (10–25 %) присутствуют кварц, калиевый полевой шпат (ортоклаз, микролин) и цветные силикаты (биотит, роговая обманка, иногда пироксены). Гранодиориты — серые полнокристаллические породы, среди которых развиты равно- и неравнокристаллические; порфиroidные структуры не характерны. По абсолютному размеру зерен встречаются все разновидности от мелко- до крупнокристаллических. Текстура обычно массивная, реже пятнистая.

Дациты — излившийся аналог гранодиоритов неполнокристаллической афировой и, чаще, порфиroidной структуры. В дацитах с порфиroidной структурой вкрапленники представлены средним плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, иногда кварцем. Основная масса состоит из кислого вулканического стекла с микролитами (зародышами) минералов, видными под микроскопом. В процессе старения вулканическое стекло превращается в афанитовый агрегат очень мелких зерен кварца, плагиоклаза и калинатрового полевого шпата. Вкрапленники и микролиты также претерпевают изменения.

Текстура дацитов массивная или флюидално-полосчатая, реже пористая. Цвет дацитов серый разных оттенков, от светлых до темных, которые зависят главным образом от характера вторичных изменений.

Кислые породы субщелочного и щелочного ряда характеризуются резким преобладанием калинатрового полевого шпата и уменьшением количества цветных силикатов. К субщелочному ряду относятся *алюски-ты* — глубинные кислые породы, в составе которых преобладают калий-натриевый полевой шпат (55–65 %) и кварц (30–45 %), цветные силикаты присутствуют в ничтожном количестве.

Граниты рапакиви отличаются крупными, в 5–10 см, округлыми выделениями (овоиды) красного каликатрового полевого шпата с каймой серого плагиоклаза.

Среди эффузивных кислых пород встречаются разности, сложенные полностью вулканическим стеклом. Среди таких пород различают обсидианы, перлиты и пемзы. Более основные разности вулканического стекла развиты значительно меньше. Кислотность определяется только химическими анализами. Макроскопически отличить кислое вулканическое стекло от среднего и основного невозможно.

Обсидианы — массивные породы с характерным раковистым изломом и смоляным блеском, окрашенные в различные цвета, часто очень темные до черного.

Перлиты, или *пехштейны*, отличаются от обсидианов более светлой серой окраской и перламутровым блеском. При нагревании до 1000–1200 °С перлит вспучивается, многократно увеличиваясь в объеме.

Пемзы — высокопористые или пенные породы белого, серого, желтого и даже черного цвета. Пемзы образуются при быстром застывании кислых лав, насыщенных парами и газами.

Полуглубинные (гипабиссальные) кислые породы

Полуглубинные породы, занимая промежуточное по условиям образования положение между плутоническими и эффузивными, характеризуются разнообразием структур. Среди них присутствуют полно-, неполнокристаллические, равно-, неравнокристаллические, порфиоровые, афировые, порфировидные. Разновидностями кислых полуглубинных пород являются гранит-порфиры, пегматиты, аплиты.

Гранит-порфиры по составу отвечают гранитам. Структура гранит-порфиров может быть порфировой, и тогда они неотличимы от порфировых риолитов, или полно-, неравнокристаллической с фенокристаллами в мелко- или микрокристаллической массе.

Пегматиты (письменный гранит) отличаются от гранитов крупно- или гигантозернистой структурой и наличием ориентированных вросков кварца в калиевом полевошпате (пегматитовая структура). Текстура породы массивная.

Аплит — светлоокрашенные мелкокристаллические кварц-полевошпатовые породы почти без темноцветных минералов, часто сахаровидного облика.

Магматические породы среднего состава [$\text{SiO}_2 = 64\text{--}53\%$]

Средние породы по распространению уступают основным и кислым. Занимая положение между кислыми и основными, средние породы имеют переходный минеральный состав. С основными породами их

сближает довольно большое количество железисто-магнезиальных силикатов (в среднем 35 %), а с кислыми — появление кварца.

По сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) средние породы относятся к известково-щелочному, субщелочному и щелочному рядам.

Главными породообразующими минералами для всех средних пород являются полевые шпаты и темноцветные силикаты (роговая обманка, биотит, пироксены). При этом в состав щелочных средних пород входит нефелин, а некоторых известково-щелочных и субщелочных — кварц.

Известково-щелочные средние породы, в которых сумма щелочей составляет от 3 до 7,5 % ($3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7,5$), являются существенно плагиоклазовыми и объединяются в группу диорита-андезита. К этой группе относятся также переходные к кислым породам — кварцевые диориты, отличающиеся от диоритов присутствием кварца (5–20 %), и переходные к основным — габбро-диориты с повышенным количеством темноцветных силикатов.

Диориты — глубинные средние породы нормальной щелочности полнокристаллического строения. Породообразующими минералами являются плагиоклаз, по составу варьирующий от среднего (андезина) до основного (лабрадора), и темноцветные силикаты, среди которых преобладает роговая обманка, нередко присутствуют пироксены, иногда биотит. Количественные соотношения между плагиоклазом и темноцветными минералами меняются в широких пределах. Цветное число чаще всего составляет 35, а в габбро-диоритах возрастает до 50. Цвет диорита серый разных тонов в зависимости от количества темноцветных минералов. Полнокристаллическая структура может быть от мелко- до крупнокристаллической, текстура массивная, реже пятнистая.

Андезиты — излившиеся породы среднего состава порфировой, иногда афировой структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой, реже пироксеном. Состав плагиоклаза меняется от среднего до основного. Основная масса афанитовая, под микроскопом видно большое количество микролитов плагиоклаза, пироксена, чаще раскристаллизованное вулканическое стекло, иногда много мелких зерен магнетита, изредка немного зерен кварца. Цвет андезитов серый или темно-серый, нередко с зеленоватым оттенком, при этом крупные вкрапленники светлого плагиоклаза четко выделяются на фоне более темной матовой основной массы. Текстура андезитов массивная, нередко флюидальная, иногда пористая.

Субщелочные средние породы содержат от 5 до 12 % щелочей ($5 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 12$) и характеризуются наличием в их составе наряду с плагиоклазами калиево-натриевых полевых шпатов. Наиболее типичными для них являются породы группы сиенита-трахита.

Сиениты — глубинные полнокристаллические породы. Главными минералами являются калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, состав которого может меняться от среднего до кислого, и железисто-магнезиальные силикаты (пироксены, роговая обманка, биотит). Для сиенитов характерно заметное преобладание калинатровых полевых шпатов, которые могут составлять до 60–80 %, над плагиоклазами. Цветное число сиенитов обычно не превышает 10–30 %. Сиениты имеют серый, розовый или красный цвет. Полнокристаллическая структура может быть равно- и неравнокристаллической. Часто встречаются крупнокристаллические и порфировидные разности. Текстура сиенитов чаще массивная, нередко флюидальная.

Трахиты — излившиеся аналоги сиенитов с порфировой или афировой структурой. Во вкрапленниках присутствуют полевые шпаты, реже темноцветные минералы. Основная масса состоит из микролитов и часто не содержит вулканического стекла. Цвет трахитов серый, розовый. На свежих сколах трахиты шероховатые из-за обилия микролитов. Текстура пород чаще всего мелкопористая, иногда флюидальная.

Щелочные средние породы максимально богаты щелочами ($57 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 21$) и недонасыщены кремнеземом. К ним относится группа нефелиновых сиенитов-фонолитов.

Нефелиновые сиениты — глубинные полнокристаллические породы, главными минералами которых являются нефелин, калинатровый полевой шпат, иногда кислый плагиоклаз и щелочные пироксены и амфиболы. Преобладают щелочной полевой шпат и нефелин, составляющие вместе до 50–90 % объема породы. Нефелины легко спутать с кварцем, поэтому следует помнить, что *кварц и нефелин в породах вместе никогда не встречаются*. Цветное число колеблется от 5–10 до 30–40.

Характерным для нефелиновых сиенитов является разнообразие акцессорных минералов: апатит, сфен, магнетит, эвдиалит, ловчоррит, лопарит и др., отдельные из которых могут образовывать значительные скопления.

Структура нефелиновых сиенитов часто крупно-, неравнокристаллическая и порфировидная. Текстура массивная, иногда флюидальная. Цвет серый, зелено-серый, серовато-красный.

Фонолиты — эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов, развиты ограниченно.

Полуглубинные средние породы

Для гипабиссальных пород среднего состава характерны мелкокристаллические и афанитовые структуры.

Афировые разности называют *микродiorитами*, *микросиенитами* и т. д., а породы с порфировой или порфировидной структурой —

диорит-порфиритами, сиенит-порфирами и т. п. Выделяемые разновидности имеют такой же химический и минералогический состав, что и соответствующие плутонические и эффузивные аналоги.

Магматические породы основного состава [$\text{SiO}_2 = 44\text{--}53\%$]

Основные породы (или базиты) представляют самую распространенную и весьма обширную группу магматических образований. Основные породы богаты окислами FeO , MgO , CaO и бедны кремнеземом SiO_2 . По сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) подразделяются на три ряда: нормальной щелочности, субщелочные и щелочные. Наибольшим распространением пользуются основные породы нормальной щелочности. Главными минералами основных пород являются пироксены и плагиоклазы, оливин и роговая обманка могут присутствовать в разных количествах. Щелочные основные породы содержат, кроме того, фельдшпатиды (нефелин, лейцит). По содержанию темноцветных силикатов (цветное число) основные породы подразделяются на группу габбро-базальтов с умеренным количеством темноцветных минералов ($\text{MgO} < 18\%$) и группу пироксенитов — пикробазальтов с высоким цветным числом ($\text{Mg} > 18\%$), относимых к ультрамафитам.

Признаком для выделения группы пироксенитов является отсутствие плагиоклаза среди главных минералов.

Группа габбро-базальта является наиболее широко распространенной. Особенно широко развиты базальты, составляющие около 90 % от всего объема вулканического материала, поступившего на сушу и дно океанов.

По химическому составу породы группы габбро-базальта относятся к известково-щелочному и субщелочному рядам, но по минеральному составу различить их затруднительно. Поэтому они рассматриваются как одна группа.

Габбро — глубинные полнокристаллические породы. Главными минералами являются основной плагиоклаз и пироксены примерно в равных количествах. Оливин может составлять до 30–35 %, и тогда порода называется оливиновым габбро.

Роговая обманка может преобладать над пироксеном, тогда породу называют роговообманковым габбро, но чаще роговая обманка относится к второстепенным минералам. Цветное число в среднем составляет 50 %, увеличиваясь в меланократовых и уменьшаясь в лейкократовых габбро. Меланократовые габбро связаны постепенными переходами с пироксенитами.

Цвет габбро от серого до темно-серого и черного. Структура обычно равно- и крупнокристаллическая. Текстура массивная, иногда пятнистая.

Разновидности габбро объединяются под названием габброиды. К ним относятся *анортозиты*, разности, почти нацело состоящие из плагиоклаза, например лабрадориты.

Базальты — эффузивные аналоги габбро неполнокристаллической афировой или порфировой структуры. Вкрапленники в базальтах с порфировой структурой представлены основным плагиоклазом, реже пироксеном, оливином, иногда роговой обманкой. Основная масса под микроскопом состоит из микролитов основного плагиоклаза, пироксена, вулканического стекла, часто хлоритизированного, и рудного минерала (магнетита и др.).

Количество вкрапленников в базальтах может быть различным, но довольно широко развиты афировые разности. Цвет базальтов темно-серый до черного, нередко с зеленоватым оттенком. Текстура часто бывает пористой, особенно в афировых разностях базальтов, но также может быть массивной, миндалекаменной и флюидальной. Базальты, излившиеся в подводных условиях, нередко имеют характерную шаровую или подушечную отдельность.

Щелочные габброиды, глубинные и эффузивные, развиты нешироко и отличаются появлением в их составе нефелина и калиевого полевого шпата.

Группа пироксенитов — пикробазальтов — практически бесполевошпатовых пород относится к основным, ультрамафитам нормальной щелочности ($1 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2,5$). Пикробазальты развиты ограничено.

Пироксениты — плутонические полнокристаллические породы. Главными породообразующими минералами являются пироксены, составляющие не менее 60 % объема породы, и оливин (до 40 %). К второстепенным минералам относится основной плагиоклаз, количество которого в некоторых разностях может увеличиваться до 10 %. Такие разновидности пироксенитов являются переходными к меланократовым габброидам. Роговая обманка обычно не превышает 10 % объема пироксенитов, но может существенно замещать пироксены. Если количество роговой обманки увеличивается до 50–100 %, порода называется *горнблендит*. Цвет пироксенитов и горнблендитов черный или темно-зеленый, структура часто крупнокристаллическая, текстура обычно массивная. Пироксениты нередко имеют неравнокристаллическую структуру, когда в мелкокристаллической массе выделяются отдельные короткопризматические кристаллы пироксена.

Гипабиссальные основные породы

Среди гипабиссальных пород основного состава развиты полно-, чаще мелко- и скрытокристаллические и порфировидные разности, а также

неполнокристаллические, как афировые, так и порфировые. Полуглубинные основные породы, по условиям образования часто связанные либо с плутоническими, либо с вулканическими комплексами, имеют близкий с ними химический состав, темно-серый или черный цвет и отличаются по структуре. Афанитовые разности называются *микрोगаббро*, *габбро-порфиритами*, характеризуются наличием более крупных кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов в скрыто- или мелкокристаллической массе.

Диабазы (долериты) имеют мелкокристаллическую структуру, массивную текстуру и черный цвет.

Среди гипабиссальных пород выделяется группа *лампрофиров*, не имеющих глубинных или вулканических аналогов. Лампрофиры — меланократовые породы, вкрапленники в которых представлены цветными минералами. Лампрофиры представлены многими видами, которые относятся к группам средних, основных и ультраосновных пород.

Магматические породы ультраосновного состава [$\text{SiO}_2 = 44\text{--}30\%$]

Ультраосновные породы, или *ультрабазиты (гипербазиты)*, развиты ограниченно, составляя менее 1 % объема земной коры. Они представлены главным образом плутоническими образованиями. Вулканические и полуглубинные аналоги редки или вообще отсутствуют.

Ультрабазиты отличаются высоким содержанием окислов FeO, MgO, CaO и самым низким SiO_2 и относятся к ультрамафитам. По сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) выделяются низкощелочные и щелочные ультрабазиты. Пороодообразующими минералами являются оливин, пироксены, роговая обманка, а в щелочных ультрабазитах фельдшпатоиды (нефелин, лейцит). Отличительным признаком является отсутствие полевых шпатов. Наиболее широко развитые низкощелочные ($0 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1,5$) ультраосновные породы подразделяются на дуниты и перидотиты.

Дуниты — глубинные полнокристаллические породы, не имеющие вулканических аналогов. Дуниты состоят на 90–100 % из оливина, в небольших количествах могут присутствовать магнетит и другие рудные минералы. Оливин, как правило, частично или полностью замещен серпентином. Цвет дунитов черный и темно-серый с зеленоватым оттенком. В зависимости от степени серпентизации может быть буровато-зеленым. Структура равно-, мелко- и среднекристаллическая с характерной изометричной формой зерен оливина. Текстура массивная.

Перидотиты — глубинные полнокристаллические породы. В составе перидотитов присутствуют оливин (40–90 %), пироксены (10–60 %) и роговая обманка (5–40 %), разные соотношения которых определяют

выделение разновидностей перидотитов, получивших свои названия. Цвет перидотитов черный и темно-серый с зеленым оттенком. В результате вторичных изменений (серпентизация и др.) цвет становится зеленым, иногда бурым. Структура перидотитов равно- и неравнокристаллическая, от мелко- до крупнокристаллической. Текстура массивная.

Пикриты — эффузивные аналоги перидотитов, в природе встречаются редко.

Пирокластические породы

Пирокластические породы образуются в результате мощных взрывов при вулканических извержениях, когда в атмосферу выбрасываются газово-обломочные тучи или разбрызгивается жидкая лава. Обломочный материал состоит из капель лавы, твердеющей при падении, отдельных кристаллов, образовавшихся при движении магмы к поверхности и выброшенных вместе с расплавом, а также твердых обломков, образующихся при разрушении вулканической постройки при взрывах.

По размеру среди обломков различают вулканический пепел и песок (до 2 мм), лапилли (до 50 мм), вулканические бомбы и глыбы. Падая на землю, обломки образуют рыхлые, то есть не скрепленные между собой, пирокластические накопления, называемые *тефрой*. При уплотнении первоначально не скрепленный материал цементируется и в зависимости от размера обломков превращается в *вулканический туф* (размер обломков до 5 см) или в *вулканическую брекчию* (размер обломков более 5 см).

В этих породах обычно хорошо видна обломочная структура неправильной, нередко остроугольной формы обломков, сцементированных более тонким обломочным или неразличимым макроскопически материалом. В составе обломков могут присутствовать лавы, отдельные кристаллы минералов, вулканическое стекло в разных соотношениях.

По химическому составу пирокластические породы классифицируются так же, как лавы, по содержанию оксида SiO_2 на кислые, средние, основные и ультраосновные.

Если к пирокластическому примешивается осадочный материал, выделяется особая группа вулканогенно-осадочных пород.

Определение магматических пород

При изучении магматических пород главными задачами являются определение условий формирования горной породы и группы по степени кислотности (по содержанию оксида SiO_2).

Условия формирования определяют структуру горной породы. Поэтому первоначально следует определить структуру по степени кристаллизации. Если порода состоит из макроскопически различных

зерен одного или разного цвета, следовательно, структура — полнокристаллическая, а порода — глубинная. Если же часть породы состоит из обычно матовой без видимых зерен массы, называемой основной, и макроскопически различных кристаллов — вкрапленников, значит структура неполнокристаллическая порфировая, а порода — эффузивная. Излившаяся порода может состоять только из основной массы без вкрапленников, тогда структура называется афировой.

Основная масса чаще не полностью раскристаллизована и представляет собой вулканическое стекло с зародышами кристаллов — микролитами, что видно под микроскопом. Полностью стекловатые структуры встречаются редко и имеют специфический облик. Они похожи на обломки оконного стекла, имеют ясно выраженный раковистый излом и сильный блеск.

Главным признаком для отнесения магматической породы к той или иной группе по степени кислотности является вполне определенный набор породообразующих минералов в каждой группе, что определяет цвет горной породы. Светлые серые и цветные (красные, розовые, желтые и др.) породы являются кислыми или средними по степени кислотности, темно-серые и черные — основными и ультраосновными. Кислые породы содержат кварц в значительных количествах (до 40 % и более), оливин в них отсутствует. Основные и ультраосновные породы бескварцевые, для них характерен оливин в разных количествах. В средних породах, переходных по составу между кислыми и основными, кварц и оливин могут присутствовать в небольших количествах, но макроскопически они почти неразличимы.

Выделение разновидностей плутонических пород базируется на макроскопически определяемом составе и количественных соотношениях породообразующих минералов. Для эффузивных пород действительный минеральный состав установить невозможно (при стекловатой или неполнокристаллической основной массе), поэтому главным критерием остается химический состав. При макроскопическом отнесении эффузивов к тому или другому виду используются состав вкрапленников, цвет породы, структурно-текстурные особенности. При определении минералогического состава следует помнить, что минералы в породе почти всегда различаются по цвету (если серые, то по тону более или менее темному), часто по форме зерен (округлые, вытянутые, листоватые, чешуйчатые) и по главным физическим признакам (излому, спайности, блеску).

Пример определения и описания глубинной магматической породы

Порода полностью состоит из зерен разной формы размером от 2–5 мм до 1,5–2,5 см, следовательно, структура породы полно-, неравномер-

нокристаллическая, порфировидная, текстура массивная, так как зерна не упорядочены. Цвет породы в целом красный. В составе видны изометричные зерна серого цвета, размером 3–5 мм без спайности с жирным блеском. Это кварц, количество которого около 30 % объема породы.

Также видны красные вытянутые кристаллы размером от 1 до 2,5 см, хорошо видны спайность и стеклянный блеск. Это ортоклаз, составляющий около 50–55 %. Присутствуют также светло-серые слабо вытянутые зерна (5–10 %) с различной спайностью и стеклянным блеском, что позволяет отнести их к плагиоклазу, вероятно, кислому. Видны также мелкие (2–3 мм) чешуйки черной слюды — биотита (5–10 %).

Из табл. 2.1 видно, что порода глубинная (структура полнокристаллическая), кислая (кварц 30 %), в которой ортоклаз резко преобладает над плагиоклазом, и цветное число 5–10 %. Значит, эта порода — гранит, по сумме щелочей относится к нормальному щелочному ряду.

Порядок описания для глубинных пород

1. Цвет.
2. Структура (по степени кристаллизации, по относительному размеру зерен и для равно-, полнокристаллических по абсолютному размеру зерен).
3. Текстура.
4. Минералогический состав в процентах.
5. Характеристика каждого из минералов, входящих в состав породы (размер и форма зерен, цвет, спайность, излом, блеск).
6. Вывод: название породы, условия образования, группа по степени кислотности и щелочности.
7. Эффузивный аналог.

Пример описания для распространенной породы

Цвет породы красный, структура полно-, неравнокристаллическая, порфировидная, текстура массивная.

В составе присутствуют кварц (30 %), ортоклаз (50–55 %), кислый плагиоклаз (5–10 %), биотит (5–10 %).

Кварц образует зерна изометричной формы серого цвета. Размер зерен 3–5 мм. Виден жирный блеск и раковистый излом. Ортоклаз красного цвета представлен вытянутыми (соотношение 1 : 3) кристаллами с хорошо видной спайностью и стеклянным блеском.

Кислый плагиоклаз светло-серый, встречается в виде слабо вытянутых или неправильно изометричных зерен размером 5–6 мм с заметной спайностью и стеклянным блеском.

Биотит серого цвета, образует мелкие чешуйки (2–3 мм) с металло-видным блеском.

Порода — гранит, глубинная, кислая ($\text{SiO}_2 = 68\text{--}78\%$), нормальной щелочности.

Эффузивный аналог: риолит.

Пример определения и описания эффузивной породы

Порода серого цвета, видны отдельные кристаллы в мелкопористой основной массе без видимых зерен. Следовательно, структура неполнокристаллическая порфировая, а текстура пористая. Вкрапленники состоят из слабо вытянутых пластинчатых кристаллов и неправильно округлых зерен светло-серого цвета размером от 1 до 5 мм. В отдельных зернах иногда видны стеклянный блеск и спайность. Скорее всего, это ортоклаз, на что указывают признаки каолинизации. Встречаются также редкие сильно вытянутые черные кристаллики роговой обманки размером 1–2 мм по длинной оси.

Неполнокристаллическая структура позволяет отнести эту породу к эффузивной, серый цвет и отсутствие кварца во вкрапленниках — к средним по степени кислотности, а преобладание во вкрапленниках ортоклаза — считать ее трахитом.

Порядок описания эффузивных пород

1. Цвет.
2. Структура (по степени кристаллизации, по относительному размеру зерен).
3. Текстура.
4. Соотношение основной массы и вкрапленников в процентах.
5. Характеристика основной массы (цвет, особенности).
6. Характеристика вкрапленников (цвет, форма и размер зерен, спайность, блеск, излом, вторичные изменения).
7. Вывод: название, условия образования, группа по степени кислотности и щелочности.
8. Глубинный аналог.

Пример описания эффузивной породы

Порода умеренно серого цвета. Структура неполнокристаллическая порфировая. Текстура пористая.

Соотношение основной массы и вкрапленников 85 : 15 %. Основная масса серая мелкопористая, без видимых зерен.

Вкрапленники представлены в основном ортоклазом и изредка роговой обманкой.

Вкрапленники ортоклаза светло-серого, почти белого цвета образуют неправильно округлые и слабо вытянутые пластинчатые кристаллы размером от 1 до 5 мм. Большинство зерен матовые, вероятно за счет каолинизации, и только в отдельных зернах виден стеклянный блеск.

Во вкрапленниках присутствуют редкие вытянутые кристаллики роговой обманки черного цвета размером 1–2 мм.

Порода — трахит, излившаяся, средняя по степени кислотности ($\text{SiO}_2 = 64\text{--}53\%$), субщелочная.

Аналог глубинный — сиенит.

Формы залегания магматических пород

Формы залегания магматических пород зависят от условий их образования. Наиболее разнообразные условия могут возникать при формировании интрузивных горных пород, образование которых происходит на разных глубинах при различных сочетаниях условий давления, температуры, количества магмы, ее состава, а также тектонических условий, при которых затвердевает расплав. Разнообразие условий приводит к образованию специфичных и разнообразных форм залегания интрузивных горных пород, называемых интрузивными массивами, или интрузивами, или плутонами. Обычно на дневную поверхность выступает только часть интрузивного тела.

По размерам (по площади на карте) различают интрузивы крупные (более 100 км^2), средние ($100\text{--}10 \text{ км}^2$) и мелкие (менее 10 км^2). Интрузивные тела делятся на секущие (интрузивы прорывают вмещающие породы) (рис. 2.11), согласные (интрузивы залегают согласно с вмещающими породами) (рис. 2.12) и частично согласные (интрузивы располагаются между складчатой и полого залегающей толщами). К наиболее широко распространенным секущим интрузивам относятся батолиты, штоки, дайки, магматические диапиры (рис. 2.11). Основными согласными интрузивными телами являются лополиты, лакколиты, факолиты, силлы (рис. 2.12), а частично согласные — гарполиты, магматические диапиры (рис. 2.11 (*II в, з*)).

Глубинные интрузивные породы в земной коре образуют обычно батолиты, гарполиты, лополиты и крупные штоки, а полуглубинные — более мелкие тела: штоки, дайки, лакколиты, факолиты, силлы, магматические диапиры.

Условия образования вулканических горных пород, формирующихся на земной поверхности, менее разнообразны. Эффузивные горные породы в зависимости от химического состава лавы и особенностей излияния образуют покровы и потоки и связанные с ними неки-жерла вулканов (рис. 2.13). Наиболее вязкие (кислые) лавы образуют вулканические купола. Пирокластические породы имеют такие же формы залегания, как и осадочные: слой, линза¹.

¹ Более подробно формы залегания магматических горных пород рассматриваются в теоретическом курсе общей геологии — том I, параграф 9.3.

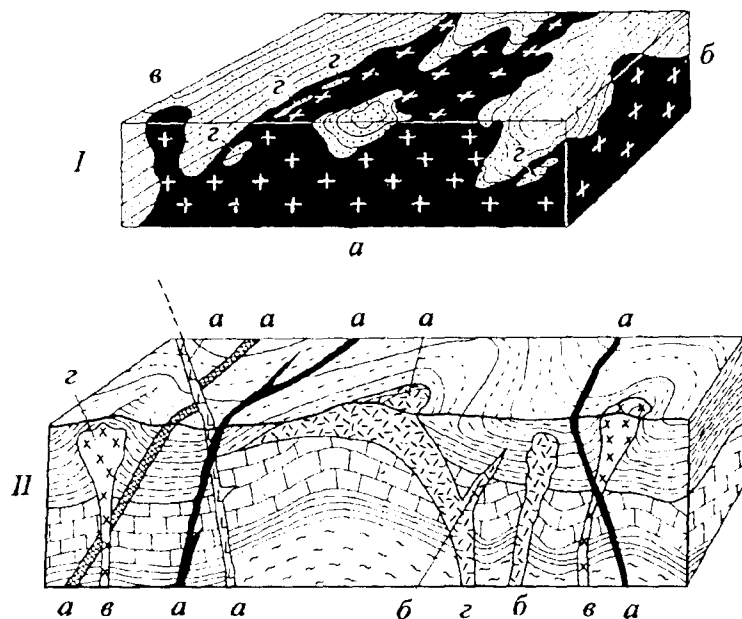


Рис. 2.11. Формы залегания интрузивных пород: секции: *I* — батолит (*а*) и связанные с ним: купол (*б*), шток (*в*), ксенолиты (*г*); *II* — дайка (*а*), шток (*б*), частично секции — гарполит (*г*) и магматический диапир (*в*)

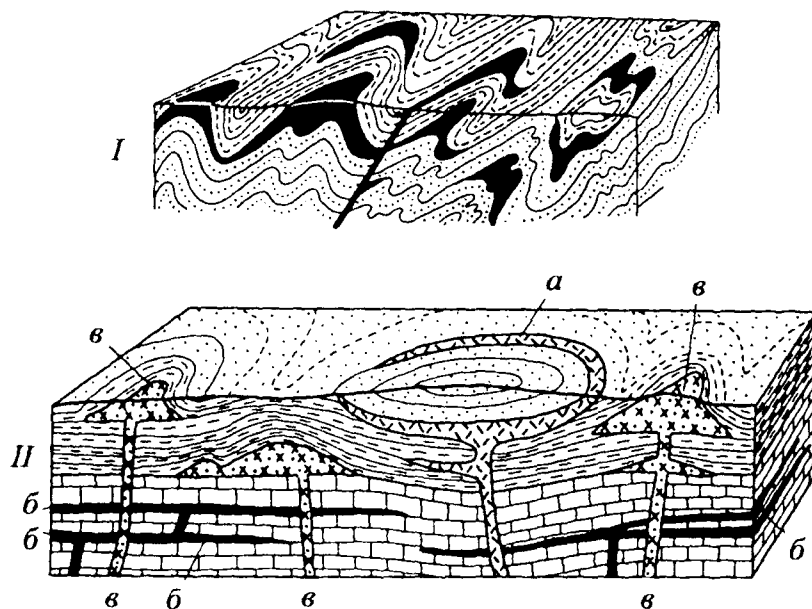


Рис. 2.12. Согласные формы залегания интрузивных пород: *I* — факолиты; *II* — лополит (*а*), силлы (*б*), лакколиты (*в*)

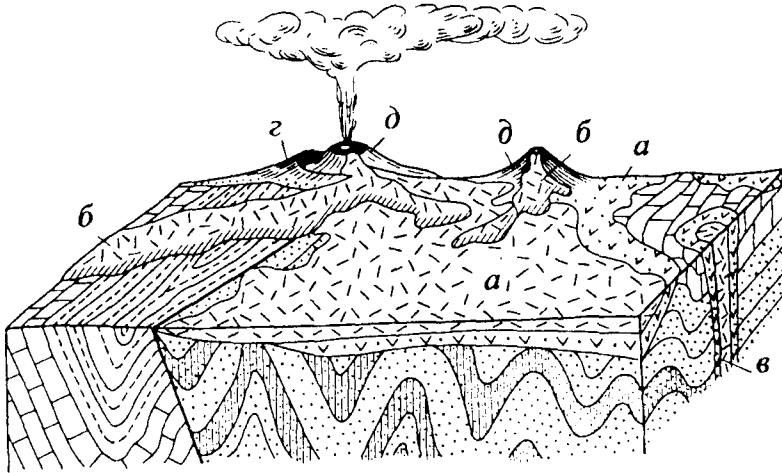


Рис. 2.13. Формы залегания эффузивных пород: а — покровы; б — потоки; в — некки; г — сомма; д — конусы; жирная линия — разлом в складках

2.2. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочная горная порода — это порода, существующая в термодинамических и физико-химических условиях, характерных для поверхностной части земной коры, и образующаяся в результате переотложения продуктов выветривания и разрушения различных горных пород, химического и механического выпадения осадка из воды, жизнедеятельности организмов или всех трех процессов одновременно (Швецов, 1973). Исходным материалом при формировании описываемых пород являются минеральные вещества, образовавшиеся за счет разрушения существовавших ранее минералов и горных пород магматического, метаморфического или осадочного происхождения и перенесенные в виде твердых частиц или растворенного вещества (рис. 2.14).

По способу образования осадочные породы делятся на следующие генетические классы или группы.

1. *Обломочные породы*, состоящие из обломков в основном механического разрушения исходных горных пород.
2. *Глинистые породы*, состоящие из продуктов механического и химического разложения первичных горных пород, обычно без перехода в раствор.
3. *Хемогенные породы*, образованные путем различных химических реакций, выпадения солей из растворов.
4. *Органогенные, или биогенные*, образованные благодаря деятельности живых организмов и накоплению скелетных остатков после их отмирания.



Рис. 2.14. Классификация осадочных пород в соответствии с исходным материалом

Кроме чисто осадочных горных пород выделяются *остаточные* (элювиальные) породы, возникшие в результате физического и химического выветривания коренных (материнских) пород и оставшиеся на месте образования, *неперенесенные*.

Выделенные группы осадочных пород могут быть связаны переходными разностями, и тогда выделяются смешанные породы, которые содержат достаточно большие примеси разного состава и происхождения. Например, обломочно-химические, органогенно-химические, органогенно-обломочные и т. п., граница между которыми является условной.

В некоторых классификациях отмечают обломочные и хемогенные глины.

Главнейшие признаки осадочных горных пород

При изучении осадочных пород, так же как и магматических, важнейшее значение имеют их *структура* и *текстура*.

Структуры осадочных пород имеют многомерные характеристики. *Структурой* осадочной породы называется совокупность признаков породы, обусловленная природой слагающих ее компонентов (обломочных частиц, кристаллического и аморфного материала, остатков

скелетов организмов), их абсолютными и относительными размерами и формой.

Обломочные породы по происхождению обломков и их вещественному составу делятся на *терригенные*, когда обломочный материал образовался из продуктов размыва пород суши (континентов или островов); *вулканогенные* осадки и породы, сложенные обломочными продуктами вулканических извержений, *вулканогенно-осадочные* породы, образовавшиеся при размыве вулканокластического материала, накопившегося на суше при извержении вулканов, а затем снесенного и отложенного в океане, *эдафогенные* обломочные породы, состоящие из продуктов подводного разрушения коренных пород дна при размыве придонными течениями, путем тектонического дробления, осыпания на крутых склонах.

По величине обломков среди этих пород (терригенных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных и эдафогенных) выделяют:

- *грубообломочные* структуры для пород, состоящих из обломков размером более 2 мм в поперечнике;
- *среднеобломочные, или песчаные*, структуры для пород с размерами частиц от 2 до 0,05 мм;
- *мелкообломочные, или пылеватые*, структуры для пород с частицами от 0,05 до 0,005 мм;
- *тонкообломочные* структуры для пород с размерами частиц менее 0,005 мм.

По величине зерен среди песчаных пород выделяют:

- *грубозернистые* (2–1 мм);
- *крупнозернистые* (1–0,5 мм);
- *среднезернистые* (от 0,5–0,25 мм);
- *мелкозернистые* (от 0,25 до 0,05 мм).

По *форме обломков* различают породы, в которых частицы могут быть *неокатанными* (угловатыми) — углы не несут следов сглаживания; *полуокатанными* (округло-угловатыми), когда углы закруглены, но грани еще резкие; и *окатанными* — обработаны все углы и ребра, зерна приобретают округлую, сфероидальную или близкую к ним форму.

Окатанность материала указывает на достаточно длительное время и длинный путь переноса обломочного материала от места разрушения до места накопления; неокатанность же, наоборот, — на кратковременность и небольшие расстояния переноса. Следует отметить, что мелкие обломки (менее 0,05 мм) практически не окатываются, поскольку они чаще всего переносятся во взвешенном состоянии водными и воздушными потоками, а не путем перекатывания.

Различают структуру *брекчиевую*, если порода состоит из неокатанных сцементированных обломков, и *конгломератовую*, когда обломки в породе окатаны.

По *относительному размеру зерен* выделяют структуры *равномерно-зернистую*, когда порода состоит из зерен более или менее одинакового размера и *разнозернистую* (неравномерно-зернистую), если обломки в породе разной величины.

Текстура.

В осадочных породах различают:

- внутрипластовые текстуры;
- текстуры поверхностей слоя.

Внутрипластовые текстуры осадочных пород представляют собой совокупность признаков строения породы, обусловленных пространственным распределением породообразующих компонентов внутри слоя, их ориентировкой относительно друг друга и плоскостей слоя и плотностью заполнения ими пространства слоя.

По взаимному расположению осадочного материала различаются текстуры:

- *беспорядочная* (массивная), характеризующаяся беспорядочным, без всякой ориентировки расположением слагающего породу материала;
- *слоистая* — отличается наличием в осадочных породах чередующихся слоев, различных по составу, крупности и расположению частиц и другим особенностям (подробнее описание см. ниже);
- *листоватая* порода расщепляется на листообразные слойки, благодаря тонкой слоистости с толщиной слойков в доли миллиметра;
- *полосчатая* — участки породы, различающиеся по составу, крупности или цвету частиц, чередуются в виде параллельных полос.

В зависимости от плотности заполнения осадочным материалом пространства в породе различаются текстуры:

- *плотная*, без видимых на глаз пустот и пор в породе;
- *мелкопористая*, когда можно различать мелкие частые поры;
- *крупнопористая*, где величина пор колеблется от 0,5 до 2,5 мм;
- *кавернозная*, где крупные поры образуют сложные пустоты — каверны, возникшие на месте выщелачивания отдельных участков породы.

Пористость отражает отношение объема пор ко всему объему породы и выражается в процентах. Пористость как текстурный признак в осадочных породах имеет особенно важное значение в нефтяной геологии, гидрогеологии и инженерной геологии, т. к. определяет характер проницаемости для воды, нефти, газа, а также просадочные свойства породы под нагрузкой.

Слоистость. Очень важным текстурным признаком, отличающим осадочные породы, является слоистость. Накапливающийся в процессе осадкообразования материал изменяется в вертикальном разрезе как

по минеральному составу (что влечет за собой изменение окраски породы), так и по величине зерен и другим признакам.

В результате образуются слои, представляющие собой более или менее плоские тела, ограниченные друг от друга поверхностями напластования, имеющие значительно большую горизонтальную протяженность по сравнению с вертикальной (мощностью слоя). Различают собственно слоистость осадочных толщ, выражающуюся в чередовании горных пород перпендикулярно к напластованию, и слоистость самой горной породы внутри одного слоя, проявляющуюся чаще всего тонкими слойками и называемую *плойчатостью*. Слоистость связана с изменением во времени условий накопления осадка (глубины бассейна, удаленности береговой линии, рельефа дна и т. п.).

По характеру слоистости возможно восстановить палеогеографическую обстановку осадконакопления. Отметим лишь основные типы слоистости: *горизонтальная* (или *параллельная*) *слоистость* (рис. 2.15 (II), 2.16) образована слоями, параллельными друг другу и плоскости напластования; она формируется при накоплении осадков в неподвижной или слабо подвижной спокойной обстановке. Такая обстановка характерна для морских и океанских бассейнов на глубинах, расположенных ниже действия волн.

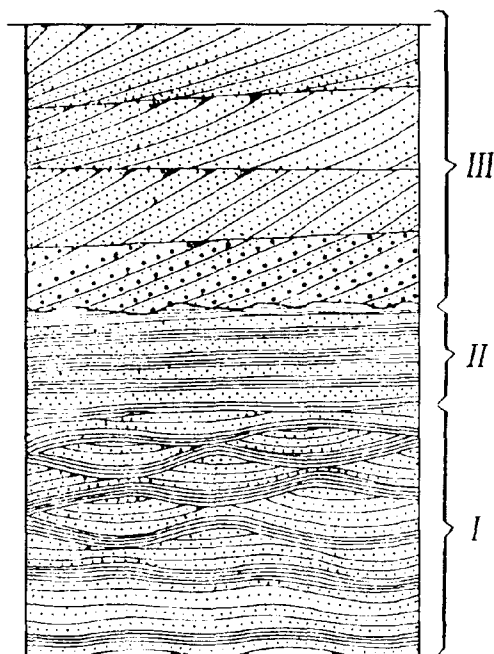


Рис. 2.15. Типы слоистости осадочных пород: I — волнистая (вверху линзовидная); II — горизонтальная (параллельная); III — косая

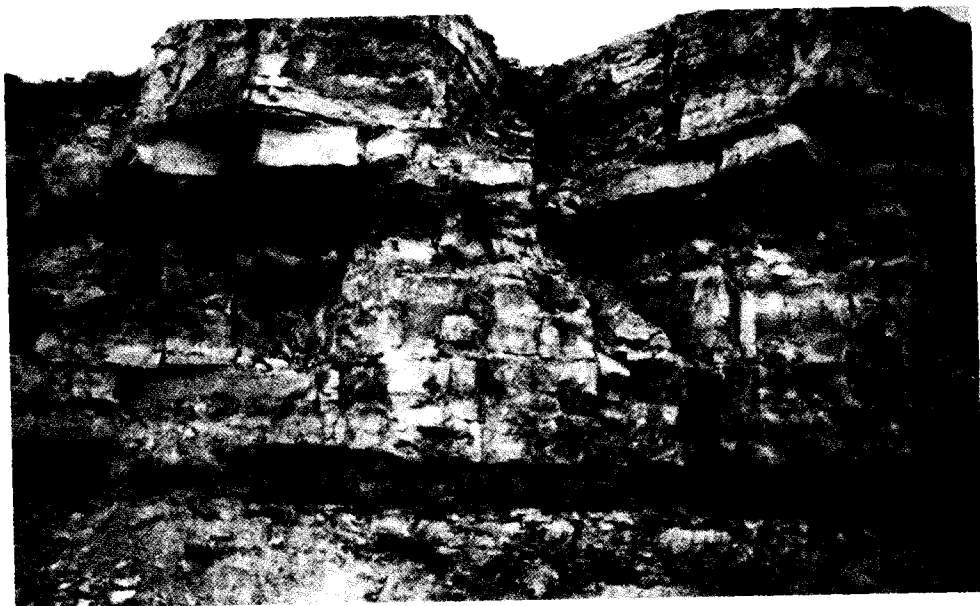


Рис. 2.16. Горизонтальная слоистость в каменноугольных известняках Подмосковья

Волнистая слоистость (см. рис. 2.15 (I)) характеризуется волнистой, выпукло-вогнутой формой слоев и поверхностей напластования; возникает в мелководных прибрежных морских участках, где действуют приливы и отливы и вода испытывает периодическую смену направленности движений (колебательные волновые движения).

Косая слоистость (рис. 2.15 (III), 2.17) отличается расположением слоев косо по отношению к границам напластования. Формируется при движениях частиц осадка водными потоками (речная слоистость) или ветром (эоловая слоистость) и др.

Текстуры поверхностей слоя — это совокупность признаков, обусловленных особенностями строения поверхностей напластования. К ним относятся различные неровности, образующиеся на поверхности слоя под влиянием механических причин или в результате жизнедеятельности организмов.

Ископаемая рябь (знаки ряби) наблюдается на поверхности песчаных, реже глинистых слоев и известняков в виде рядов валиков (рис. 2.18). В связи с деятельностью ветра образуется *рябь эоловая* (ветровая) (рис. 2.19а) — асимметричные невысокие валики; под влиянием течений воды возникает *рябь течения* (рис. 2.19б), тоже асимметричные валики, но с более часто чередующимися гребнями и ложбинами; при движении воды в мелководных бассейнах при воздействии подводных течений. Осадки могут сохранить на поверхности слоя следы *ряби волнения* — симметричные валики с острыми гребнями (рис. 2.19в).

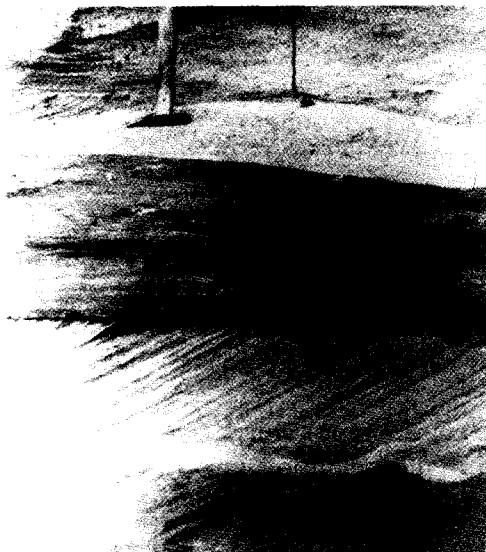


Рис. 2.17. Косая слоистость флювиогляциальных отложений в карьере Елкино. Подмосковье

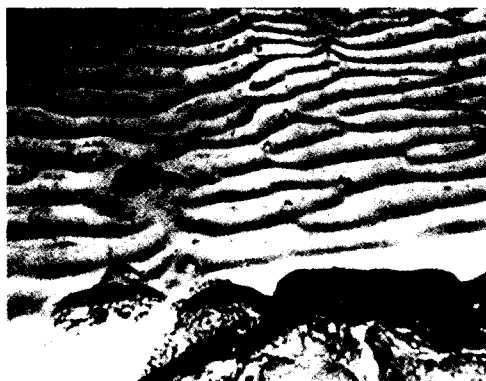


Рис. 2.18. Знаки ряби на поверхности пелагических известковых осадков, перебиваемых течениями (фото Н. Л. Зенкевича и П. Ф. Фоминых)

Трещины усыхания (высыхания) глубиной несколько сантиметров образуются при высыхании и уплотнении влажных глинистых илов. В ископаемом состоянии трещины обычно заполнены песком или алевритом, отложившимся на растрескавшейся поверхности глинистого осадка.

Отпечатки. На поверхности песка или ила, перекрытой последующими осадками, иногда сохраняются следы выпавшего дождя или града в виде округлых углублений. Сохраняются также следы морских течений и следы ползающих животных (моллюсков, червей и др.) в виде борозд или отпечатков конечностей. Могут сохраниться пустоты

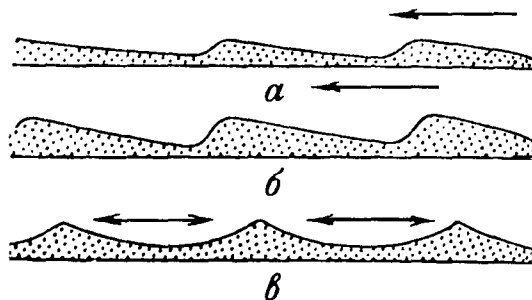


Рис. 2.19. Схематическое изображение различных типов ряби (по М. С. Швецову):
 а — эоловая (ветровая) рябь; б — рябь течения; в — рябь волнения

от растворившихся кристаллов галита (каменной соли) и других минералов с четко выраженной формой кристалла.

Цемент осадочных пород — это вещество, скрепляющее частицы обломочного, органогенного или химического происхождения и превращающее их в плотную горную породу. Состав, структура и количественное соотношение цемента с обломочным материалом разнообразны. По составу цемент может быть глинистым, алевритовым, песчаным, карбонатным (кальцитовым, доломитовым и др.), сульфатным (гипсовым, ангидритовым и др.), кремнистым (опаловым, халцедоновым, кварцевым), железистым (окислы и гидроокислы железа), фосфатным и др.

Карбонатный цемент определяется реакцией с соляной кислотой, кремнистый — по твердости, железистый — по красно-бурому цвету; глинистый цемент относительно легко размокает в воде. Часто породы получают название согласно составу цемента (например, железистый, кремнистый или известковистый песчаник). Цемент может образоваться одновременно с отложением осадка (первичный) или может возникнуть после образования осадка (вторичный) в результате осаждения солей из циркулирующих в породе растворов. От характера цемента зависит прочность осадочной породы.

Окраска. Осадочные породы имеют самую разнообразную окраску и оттенки от снежно-белого до черного. При этом иногда окраска является признаком для определения этих пород и зависит:

- от цвета минералов, слагающих породу;
- от цвета примесей, иногда в небольшом количестве рассеянных в породе или в виде тонкой пленки покрывающих ее зерна;
- от цвета цемента.

Белый и светло-серый цвета обычно обусловлены окраской главных минералов осадочных пород (кварца, каолинита, кальцита и др.) и свидетельствуют до некоторой степени о чистоте породы. Темно-серый и черный цвета чаще всего являются результатом примеси красящего

углистого вещества и реже солей марганца и сернистого железа. Красный и розовый цвета связаны с примесью в породе окислов железа и часто свидетельствуют о формировании осадков в условиях жаркого климата. Зеленый цвет зависит от примеси одновременно окисного и закисного железа или присутствия соответственно окрашенных минералов (глауконита, хлорита). Реже зеленый цвет обусловлен ионами Cu, Ni, Cr, U. Желтый и бурый цвета обусловлены присутствием в породе лимонита.

Определять цвет породы следует при дневном свете, так как искусственное освещение, так же как и влажность породы, изменяют оттенки. Часто порода, обладающая в сухом виде пепельно-розовым цветом, во влажном состоянии оказывается ярко-красной, зеленовато-серый цвет — ярким изумрудно-зеленым и т. п. Поэтому необходимо указывать состояние влажности описываемой породы или описывать цвет ее как во влажном, так и в сухом состоянии. Лучше всего во влажной породе видны тонкие прослои, пятна или сложные разводы иного оттенка или цвета, отличающиеся от основной окраски.

Краткое описание наиболее распространенных осадочных горных пород

Обломочные породы

Классификация обломочных осадочных пород основана главным образом на структурных признаках — величине и форме (характере окатанности) обломков, а также степени их цементации (рыхлые и цементированные). Эти признаки одновременно отражают и их происхождение (табл. 2.3).

По величине обломков обломочные породы подразделяются на:

- 1) грубообломочные породы (псефитовые¹), состоящие из обломков более 2 мм в поперечнике;
- 2) среднеобломочные или песчаные породы (псаммитовые²), состоящие из обломков от 2 до 0,05 мм;
- 3) мелкообломочные, или пылеватые, породы (алеавритовые³) с размерами обломков от 0,05 до 0,005 мм⁴;
- 4) тонкообломочные, или пелитовые, породы с размерами обломков менее 0,005 мм.

¹ От греч. «псефос» — камешки.

² От греч. «псаммос» — песок.

³ От греч. «алеаврос» — мука.

⁴ Существуют и иные классификации обломочных пород, в которых указаны несколько другие размеры обломков.

Таблица 2.3

**Классификация осадочных обломочных пород
(по Л. Б. Рухину, с упрощениями и уточнениями)**

Группы горных пород	Размеры обломков, мм	Рыхлые породы		Сцементированные породы	
		с окатанными обломками	с неокатанными обломками	с окатанными обломками	с неокатанными обломками
Грубообломочные породы (псефиты)	200	Валуны	Глыбы	Валушные конгломераты	Глыбовые брекчии
	200–10	Галька	Щебень	Галечные конгломераты	Щебеночные брекчии
	10–2	Гравий	Дресва	Гравийные конгломераты (гравелиты)	Дресвяные брекчии
Песчаные породы (псаммиты)	2–1	Пески грубозернистые		Песчаники грубозернистые	
	1–0,5	Пески крупнозернистые		Песчаники крупнозернистые	
	0,5–0,25	Пески среднезернистые		Песчаники среднезернистые	
	0,25–0,05	Пески мелкозернистые		Песчаники мелкозернистые	
Алевритовые породы (алевриты)	0,05–0,005	Алевриты		Алевролиты	

Грубообломочные породы (псефиты)

По величине обломков среди грубообломочных рыхлых, нецементированных выделяют следующие породы:

- *валуны* и *глыбы* — соответственно окатанные и неокатанные обломки размером более 200 мм в поперечнике;
- *галька*, или галечник, — окатанные и *щебень* — неокатанные обломки, размером от 10 до 200 мм в поперечнике;
- *гравий* — окатанные и *дресва* — неокатанные обломки, размером от 2 до 10 мм в поперечнике.

Все окатанные псефиты, скрепленные цементом, называются *конгломератом* (рис. 2.20а), соответственно в зависимости от размера обломков — валунным, галечным, гравийным (или гравелитом). Сцемен-

тированные псефиты, состоящие из неокатанных обломков, называются *брекчией* (рис. 2.20б), соответственно глыбовой, щебеночной, дресвяной. Встречаются конгломераты с некоторым количеством неокатанных обломков и брекчии с небольшим количеством окатанных.

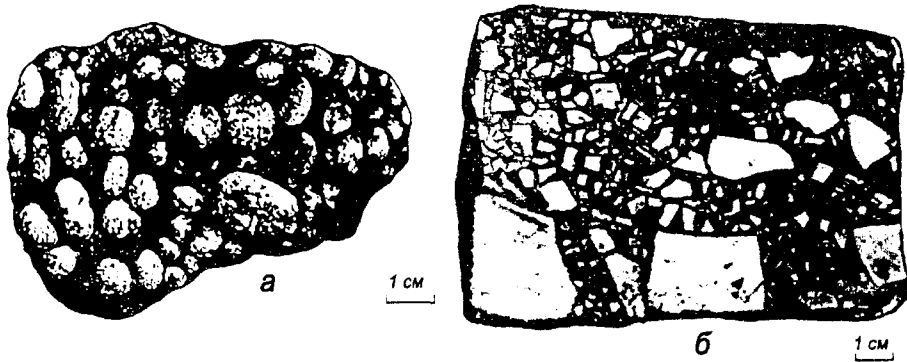


Рис. 2.20. Грубообломочные породы: а — конгломерат; б — брекчия

В конгломератах и брекчиях могут присутствовать в большом количестве обломки разных размеров, тогда порода называется, например, гравийно-галечный конгломерат (на втором месте в названии ставятся преобладающие обломки, в данном случае галечные); или щебеночно-дресвяная брекчия, где преобладают обломки дресвы.

Встречаются псефиты, которые образовались при накоплении окатанных и неокатанных обломков. В этом случае порода называется *конгло-брекчией*, если преобладают неокатанные обломки, и *брекчие-конгломератом*, когда преобладают окатанные обломки.

При описании псефитов следует указать:

- размер обломков;
- форму (характер) окатанности;
- состав обломков;
- для сцементированных пород указать: состав цемента, его окраску; соотношение обломков и цемента в породе.

Определяя размер обломков, необходимо отметить пределы их колебаний, а также преобладающий размер. Характеризуя степень окатанности обломков, необходимо обратить внимание на их форму, которая дает возможность предположить условия осадкообразования — морская галька в основном уплощенной формы, речная — яйцевидной и т. п. При описании цемента необходимо указать его цвет, состав, характер цементации (слабо-, средне- или прочносцементированная порода).

В полевых условиях характеризуют тип слоистости и другие текстурные признаки (иногда это можно сделать в определенном образце).

Пример описания конгломератов. Конгломерат гравийно-галечный, с гравийными зернами (их около 30 %), размером от 2 до 8 мм, с преобладающим размером — 3–4 мм, а также обломками гальки (до 70 %) размером от 10 до 17 мм, с преобладающим размером 11–12 мм; обломки гальки и гравия хорошо окатаны, преимущественно округлой формы, состоят из светло-серого песчаника и серого кремня. Цемент достаточно крепкий, желто-бурого цвета, железисто-песчанистый, среднезернистый. Соотношение обломков и цемента 4 : 1 (или 80 к 20 %).

Среднеобломочные породы (псаммиты)

В группу среднеобломочных пород входят очень распространенные в природе *пески* и *песчаники*. Пески состоят из обломков несцементированных, размером от 2 до 0,05 мм, песчаники — из сцементированных обломков такого же размера.

В зависимости от величины обломков пески и песчаники делятся на *грубозернистые*, *крупнозернистые*, *среднезернистые* и *мелкозернистые* (см. табл. 2.3).

По относительной величине зерен песчаные породы разделяются на *равномернозернистые* (сортированные) и *разнозернистые* (несортированные).

Пески и песчаники могут состоять более чем на 90 % из зерен одного и того же минерала (например, кварца — кварцевый песок или песчаник); они называются *мономиктовыми*.

Песчаные породы, состоящие из обломков преобладающих двух минералов, относятся к *олигомиктовым* (например, кварц — глауконитовый).

Полимиктовые пески и песчаники состоят из обломков различных минералов (кварц, глауконит, полевой шпат, слюда и др.).

По минеральному составу выделяются следующие группы песчаных пород.

1. *Кварцевые пески и песчаники*; более чем на 90 % состоят из кварца с небольшой примесью слюды, полевого шпата. Отличаются хорошей сортировкой и окатанностью зерен.
2. *Песчаник кварцитовидный*; песчаник, состоящий из кварцевых зерен, прочно сцементированных кварцем, иногда халцедоном или опалом; внешне сходен с кварцитом.
3. *Кварцево-глауконитовые пески и песчаники*; состоят из кварцевых зерен (40–20 %) и зерен глауконита (60–80 %) с небольшой примесью слюды и других минералов. В зависимости от количества глауконита пески и песчаники имеют более или менее интенсивную зеленую окраску; в процессе выветривания, при раз-

ложении глауконита, переходят в ржаво-бурую железистую песчаную породу.

4. *Железистые пески и песчаники*; пески состоят из кварца, зерна которого покрыты корочками бурого гетита и гидрогетита, причем песчаники цементированы этим железистым минералом; окраска от лиловато-бурой до ржаво-оранжевой.
5. *Аркозовые пески и песчаники*; состоят из зерен кварца, полевых шпатов, слюды, а цементирующим веществом для песчаников служат гидрослюда, каолинит, карбонаты. Эти породы являются продуктами разрушения гранитов и близких к ним пород.
6. *Граувакки*; темноокрашенные полимиктовые пески и песчаники, состоящие из обломков различных горных пород (магматических, осадочных и метаморфических), иногда с примесью обломков различных минералов; песчаники обычно плотно цементированы разнообразным цементом.

Песчаные породы описываются так же, как и грубообломочные (псефиты).

Пример макроскопического описания песчаной породы. Образец довольно плотной породы зеленовато-серого цвета состоит из зерен кварца размером 0,3–0,5 мм и глауконита размером около 0,3 мм; глауконит придает породе зеленоватую окраску. При реакции с HCl наблюдается слабое «вскипание» породы, вероятно, от наличия небольшого количества карбоната кальция в цементе. Все эти диагностические признаки позволяют определить данную породу как песчаник зеленовато-серый, среднезернистый, олигомиктовый, кварцево-глауконитовый с глинистым слабоизвестковым цементом.

Мелкообломочные породы (алевриты)

К мелкообломочным относятся породы, состоящие из обломков размерами от 0,05–0,005 мм¹ (по другим авторам 0,1–0,01 мм). Рыхлые скопления таких обломков называются *алевритами*, а цементированные — *алевролитами*.

Лёсс — алеврит светло-желтого (палевого) цвета, состоящий главным образом из частиц кварца, меньше полевых шпатов, кальцита и глинистых частиц (менее 0,005 мм). Известковистость в лёссах выражена в виде рассеянных в породе пылеватых частиц кальцита, а также в виде так называемых журавчиков, дутиков — известковых стяжений. Общее содержание извести — до 20–30 %. Поэтому лёсс легко реагирует («вскипает») при действии соляной кислотой. Характерными свойствами лёсса является пористость (до 40–55 %), отсутствие слоистос-

¹ Зарубежный синоним — силт (англ.).

ти, однородная пылеватая структура, способность образовывать в больших массах вертикальные обрывы и столбчатую отдельность.

При увлажнении лёсс уплотняется, так как теряются связи между составляющими его обломками, вследствие чего образуются на поверхности трещины и просадки, что необходимо учитывать при проектировании на территории развития лёсса строительных работ.

Алевролиты — сцементированная порода, состоящая в основном из частиц алевритовой размерности; часто имеет разнообразную окраску, тонкослоистое плитчатое строение, которое легко обнаруживается при раскалывании породы.

Супеси — обычно светло-серого цвета рыхлые отложения, состоящие примерно на 70–90 % из алевритопесчаного материала и от 30 до 10 % частиц менее 0,005 мм (то есть пелитовых частиц).

Суглинки тоже рыхлые светло-желтого или светло-серого цвета отложения, содержащие от 50 до 70 % алевритопесчаного материала, и от 50 до 30 % пелитовых частиц. В отличие от супесей суглинки более пластичны. Часто макроскопически отличают суглинок от супеси, скатав между пальцами из увлажненного суглинка или супеси катыш, который после высыхания из суглинка не рассыпается в отличие от катыша из супеси. Иногда выделяют разновидности суглинков, например валунные суглинки, содержащие значительную примесь валунов (морена). Термины «супеси» и «суглинки» применяют обычно к молодым (четвертичным) континентальным образованиям.

Глинистые породы

К глинам (пелитам) относятся тонкодисперсные осадки с размером частиц менее 0,005 (по другим классификациям менее 0,01 мм). В составе глин, кроме окристаллизованных глинистых минералов (в основном гидрослюда, монтмориллонит, меньше хлорит и каолинит) химического происхождения, существенную роль играют обломочные минералы, а также аморфные, скрытокристаллические и коллоидальные формы водных силикатов. По ряду основных свойств глины отличаются как от типично обломочных пород, так и от собственно химических осадков. Коллоидные частицы в растворе имеют крайне незначительные размеры, поэтому они не оседают на дно под действием силы тяжести. Это же относится и к суспензиям. Кроме того, электрический заряд частиц одинаков у данного вещества в одном и том же растворе. Для выпадения в осадок и превращения в породу необходимо, чтобы частицы коллоидов и суспензий приобрели способность к слипанию в более крупные комочки. Например, если река несет в море полутонные окислы железа или суспензию глинистого вещества, то при встрече с богатой электролитами морской водой эти вещества начинают оседать на дно. Этот процесс

называется коагуляцией и подробно изучается в курсе физической химии. Слипшиеся и осевшие комочки коллоидных частиц образуют в основном глинистые (пелитовые) породы.

Среди глинистых пород различают *остаточные* и *переотложенные* глины.

К *остаточным* глинам относятся продукты, образующиеся при химическом выветривании различных коренных (материнских) пород и оставшиеся на месте разрушения. Образуется так называемая *кора выветривания*. С корой выветривания связывают возникновение каолиновых глин (каолинов), латеритов, бокситов и других образований.

Каолины — белого цвета глины, состоящие в основном из минерала каолинита, представляют собой землистую массу, жирную на ощупь, образующуюся при химическом выветривании полевошпатовых пород (гранитов, гранодиоритов, гранитогнейсов и т. п.). Эти первичные каолины отличаются содержанием в них примеси зерен кварца и других минералов, входивших в состав разрушенных материнских пород. Встречаются каолиновые глины, образованные в результате размыва коры выветривания каолинового состава и переотложения на дне водоемов. При этом примеси отделяются и накапливаются более чистые каолиновые глины.

Бокситы формируются в коре выветривания богатых алюминием магматических пород, состоят преимущественно из гидратов окиси алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), часто с примесью гидроокислов железа. Бокситы представляют собой или рыхлую, или плотную породу красно-бурого, реже серого цвета, с характерной оолитовой или обломочной структурой. Важнейшая руда на алюминий. Бокситы, образующиеся в верхней зоне коры выветривания в тропическом климате, относятся к элювиальным или латеритным по условиям образования. При их размыве и переотложении образуются осадочные бокситы. Есть еще и карстовые бокситы — оставшиеся после выноса растворенного вещества.

Глина — это землистая порода, содержащая более 50 % глинистых частиц размером менее 0,005 мм, обладает способностью при смешивании с водой превращаться в пластичную массу, а при высыхании — в твердую породу; при обжиге глина приобретает каменистую твердость и крепость. Сухая, землистая, рыхлая глина легко рассыпается и растирается руками в мучнистую пыль; а может быть очень плотной, почти каменистой породой. Глина легко царапается ногтем, оставляя блестящую полоску, липнет к влажному пальцу, жадно впитывая воду. Насыщаясь водой, глина разбухает, размягчается и превращается в пластичную вязкую массу, которая при дальнейшем добавлении воды может постепенно превратиться в текучую массу.

Наиболее типичные физические свойства глин следующие:

- *пластичность*, то есть способность принимать под давлением любую форму и сохранять ее после прекращения давления;
- *способность поглощать большое количество воды* (40 % и более по объему), отчего порода увеличивается в объеме, разбухает (гигроскопичность);
- *водоупорность* — после полного насыщения водой (глинистые слои обычно служат водоупорными горизонтами, залегая под водоносными песчаными слоями);
- *способность поглощать* коллоидные, красящие вещества, масла и т. п.;
- *огнеупорность* — способность противостоять без плавления действию высокой температуры.

По минеральному составу различают мономинеральные, когда преобладает тот или иной глинистый минерал (каолинитовые, гидрослюдистые, в том числе глауконитовые), монтмориллонитовые, иногда хлоритовые, и полиминеральные глины, характеризующиеся смешанным минеральным составом.

Различают песчанистые (*жирные глины*), которые содержат песчано-алевритового материала от 5 до 25 %, и песчаные (*тощие глины*), содержащие от 25 до 50 % песчано-алевритовых частиц.

По происхождению глины могут быть континентальными — остаточные и осадочные (озерные, аллювиальные и др.) и морскими, как мелководными, так и — чаще — глубоководными. В зависимости от этого они различаются по текстурным признакам, составу, окраске, характеру примесей.

При описании глины необходимо отмечать следующие признаки.

1. Цвет (следует указать, в каком состоянии влажности находится глина).
2. Пластичность (жирная — пластичная — или тощая — песчаная).
3. Характер примесей, которые часто влияют на окраску: углистое вещество окрашивает глину в темный, почти черный цвет; битуминозное вещество придает, кроме темного цвета, характерный битуминозный запах и др.
4. Текстуру (листовая, слойчатая и т. п.).
5. Растительные остатки и окаменелости.

Аргиллит — глинистая порода, образующаяся в результате уплотнения, дегидратации и цементации глин в процессе диагенеза. Это плотная, более твердая и темнее окрашенная, чем глина, порода. Аргиллит в отличие от глин не размокает в воде, не обладает пластичностью. По минералогическому составу, кроме гидрослюды, в аргиллитах присутствуют кварц, полевые шпаты, слюды и др.

Хемотрогенные и органиогенные породы

Выпавшие из растворов в результате различных химических процессов осадки (*хемотрогенные*) и образованные в результате жизнедеятельности животных и растительных организмов (*органиогенные* биогенные) покрывают значительные площади дна Мирового океана; встречаются также и континентальные хемотрогенные и биогенные осадочные породы (озерные, речные, болотные и др.).

Для хемотрогенных пород структура определяется размерами кристаллов слагающих их минералов (крупно-, средне-, мелкозернистая, землистая, скрытокристаллическая).

Для биогенных пород структура называется органиогенной (или биоморфной, или цельноракушечной), если порода в значительной части состоит из сохранившихся непарушенных раковин или скелетов организмов; детритовая (или органиогенно-детритовая) структура характерна для пород, состоящих из обломков скелетных образований животных или растительных организмов. Эти две обширные — хемотрогенная и органиогенная — группы пород связаны рядом взаимных переходов, и макроскопически установить происхождение для некоторых разновидностей пород не всегда представляется возможным.

Классификация хемотрогенных и органиогенных пород производится по химическому составу слагающих их минералов.

Выделяются следующие химико-минералогические классы пород:

- карбонатные;
- кремнистые;
- галоидные и сульфатные;
- железистые;
- фосфатные;
- каустобиолиты (табл. 2.4).

Карбонатные породы

Известняки. Из карбонатных пород наиболее широко распространены известняки — порода, состоящая в основном (более 70 %) из кальцита CaCO_3 с примесью глинистых, алевроитовых и песчаных частиц (Мурдмаа, 1987). При реакции с соляной кислотой известняки бурно «вскипают». Известняки обычно окрашены в светлые тона: светло-серый, светло-желтый, но из-за примесей окраска может быть различной — темно-серой и даже черной.

Образуются известняки главным образом в морях и океанах, реже в озерах.

По происхождению известняки различают в основном биогенные (органиогенные) и хемотрогенные.

Органиогенные известняки состоят преимущественно из карбонатных скелетных остатков животных (зоогенные известняки) и растительных

Таблица 2.4

Химические и органогенные осадочные породы

Химико-минералогические классы	Условия образования	Главнейшие группы пород	Преобладающий состав	Способы образования
Карбонатные	Органогенные	Органогенные известняки: (коралловые, мшанковые, фузулиновые, нуммулитовые известняки и т. п.), известняки-ракушечники; органогенно-детритовые известняки. Песчий мел	Карбонат кальция	Накопление органических остатков, обломков карбонатных пород
	Химические	Плотные (пелитоморфные) тонко- и микрозернистые известняки; известковые туфы; оолитовые известняки; известковые натёки; глинистые известняки; мергели; доломиты	Карбонат кальция и карбонат магния	Осаждение из растворов; накопление глинистых частиц; замещение доломитом известковых пород
Кремнистые	Органогенные	Диатомиты	Оксиды-гидроксиды кремния	Накопление органических остатков
	Органогенно-химические	Трепелы; опоки; яшмы; кремни		Накопление органических остатков, глинистого вещества; осаждение из растворов
	Химические	Кремнистые туфы (грейзериты)		Осаждение из горячих источников или грейзеров

Продолжение табл. 2.4

Химико-минералогические классы	Условия образования	Главнейшие группы пород	Преобладающий состав	Способы образования
Галогидные и сульфатные	Химические	Каменная соль; гипс; ангидрит	Хлористые и сернокислые соединения натрия и кальция	Осаждение из растворов
Железистые	Химические	Бобовые железные руды; сидерит; шпирит, марказит	Оксиды и гидрооксиды, карбонаты и сульфиды железа	Осаждение из растворов и накопление в коре выветривания
Фосфатные	Химические и органогенно-химические	Конкреционные или желваковые фосфориты; пластовые фосфориты	Фосфаты кальция	Осаждение из растворов, накопление глинистого, песчаного материала и органического вещества
Углеродные и углеводородные (горючие ископаемые)	Органогенно-химические	Торф; бурые угли; каменные угли; антрациты; нефть; газы	Углероды и углеводороды	Накопление и преобразование органического вещества

организмов (фитогенные известняки). По преобладающим в породе организмам известняки получают название: коралловые, мшанковые, брахиоподовые, нуммулитовые, криноидные и т. п. Раковины моллюсков, членики морских лилий, раковинки фузулинид и скелетные остатки других организмов часто хорошо различимы, что определяет происхождение и название известняков. Известняки, которые состоят из цельных или почти полностью сохранившихся створок раковин моллюсков или гастропод называют известняками-ракушечниками. Известняки, состоящие из обломков карбонатных органических остатков называют органогенно-обломочными, или органогенно-детритовыми (крупнодетритовые, мелкодетритовые).

В рифовых известняках (коралловых, мшанковых и др.) наблюдаются поры и каверны. Некоторые органогенные известняки имеют облик плотных, афанитовых пород. В отдельных случаях это зависит от того, что остатки организмов, составляющих породу, очень малы, в других случаях — от перекристаллизации известняков. Происхождение перекристаллизованных известняков часто трудно установить даже с помощью микроскопа.

Мел (песчий) — карбонатная органогенная порода белого цвета, состоящая в основном из кальцитовых остатков морских планктонных водорослей-кокколитофорид и в меньшей степени содержащая планктонные форамениферы. Пишущий след оставляют скопления тончайших микроскопических щитков (кокколитов) этих золотистых водорослей. Структура порошкообразная (мелоподобная). Мел бурно реагирует с соляной кислотой.

Хемогенные известняки. Известняки химического происхождения образуются в результате осаждения CaCO_3 из морских, озерных, подземных вод и др. По структуре, текстуре, способу образования различают несколько наиболее распространенных разновидностей известняков.

Плотные известняки — тонко- и микрозернистые (пелитоморфные), состоящие из мельчайших частичек CaCO_3 (на 95–99 %). Эти породы имеют широкое распространение, образуются в интервале от больших глубин и до сублиторали.

Оолитовые известняки представляют собой скопления оолитов — шаровидных известковых зерен, образований (стяжений), имеющих концентрически скорлуповатое или радиально лучистое строение, скрепленных известковым цементом. Оолиты могут быть небольшими, как просяное зерно («икряной камень»), или с горошину — крупнооолитовый известняк, или гороховый камень. Оолитовые известняки накапливаются в основном в прибрежных морских водах, но известны случаи образования оолитов в пресной среде, в аллювиальных отложениях. Существуют гипотезы и биогенного (водорослевое, бактериальное) происхождения оолитовых известняков.

Известковый туф обычно имеет вид легкой пористой или ячеистой известковой породы, образовавшейся в результате осаждения CaCO_3 из источников, часто карстовых, имеющих избыток углекислого кальция. Нередко содержит отпечатки листьев и других органических остатков. Синоним известкового туфа — травертин.

Некоторые исследователи к травертинам относят и известковые туфы, образующиеся у выходов горячих источников, имеющие более плотное кристаллическое строение и накапливающиеся более значительными массами.

Известковые натёки, обычно в виде корок почковидных образований нарастают на твердых породах, часто на стенках пустот в карбонатных породах, или, например, сосулек — *сталактитов*, нарастающих на потолках пещер и спускающихся вниз. Образуются при испарении воды, богатой углекислым кальцием и просачивающейся по трещинам в известняках. *Сталагмиты* — натечные известковые образования, возникающие таким же образом на дне пещер.

Известковые натёки на поперечном срезе имеют обычно полнокристаллическую крупнозернистую, часто концентрическую или радиально-лучистую структуру.

Известняки с примесью глинистых частиц от 5 до 25 % называются *глинистыми известняками*.

Мергель представляет собой смешанную глинисто-карбонатную породу, состоящую на 50–75 % из карбоната и на 25–50 % из глинистых частиц. Это обычно плотная порода с землистым изломом, с разнообразной окраской (светлые тона серого цвета, почти белого, с желтоватым, зеленоватым или розовым оттенком); с соляной кислотой мергели реагируют, оставляя на породе пятно нерастворимых глинистых частиц, что отличает мергели от известняков.

Среди известняков и мергелей встречаются разновидности с примесью кремнистого вещества; эти смешанные породы называются *кремнистыми известняками* и *кремнистыми мергелями*, отличаются большей твердостью, ясно выраженным раковистым изломом и более слабой реакцией с HCl .

Доломиты — это карбонатная порода, состоящая преимущественно из минерала того же названия — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Чистые доломиты встречаются редко. Обычно наблюдаются переходные разности пород от известняка к доломиту: *известняк* — с содержанием менее 5 % $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, *доломитовый известняк* — от 5 до 50 % $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, *известковый доломит* — от 50 до 90 % $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, *доломит* — более 90 % $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Все эти разности могут быть установлены только химическим анализом. Макроскопически доломиты часто трудно отличить от извест-

няков. С HCl реагирует доломит, растертый в порошок. Для этого следует наскрести ножом на поверхности породы небольшой бугорок порошка и капнуть на него HCl. Пылеватая разность доломита называется *доломитовой мукой*. Окраска доломитов, как и известняков, разнообразна и зависит от примесей.

Образуются путем замещения доломитом известковых пород или в результате выпадения доломита в осадок в морских, реже озерных бассейнах аридной зоны.

Кремнистые породы

Кремнистая порода более чем на 50 % состоит из кремнезема и имеет органическое (биогенное), химическое и вулканогенно-осадочное происхождение.

Биогенные породы кремнистые имеют в своем составе кремнезем, представленный опаловыми скелетными остатками кремневых организмов (спикулами губок, створками диатомей, скелетами радиолярий).

К кремнистым биогенным породам относится *диатомит* — очень легкая, пористая, рыхлая, землистая или слабосцементированная порода белого, светло-серого и желтоватого цвета. Легко растирается пальцами в тончайший порошок. Благодаря высокой гигроскопичности диатомит жадно впитывает воду и сильно прилипает к влажному пальцу. Внешне похож на писчий мел, но в отличие от него не вскипает при действии HCl. Состоит диатомит из скопления микроскопических опаловых панцирей диатомовых водорослей.

Трепел внешне очень похож на диатомит, но в отличие от него состоит из мельчайших микроскопических зернышек опала; органических остатков нет или они могут присутствовать в небольшом количестве в виде обломков скелетов диатомей, радиолярий и губок.

Опока — твердая и плотная кремнистая порода (поготь не оставляет черту), окраска белая, серая, часто пятнистая. Порода тонкопористая, легкая (плотность от 1 до 1,6).

При ударе твердая опока колется со звенящим звуком на остроугольные обломки, обладающие раковистым изломом. Опоки, как и трепел, состоят из микроскопических зернышек опала, частично раскристаллизованных, и небольшого количества кремневых скелетов организмов, сцементированных кремнистым веществом.

Типично биогенное происхождение имеет диатомит, а трепел и опока, вероятно, относятся к породам смешанного биогенно-химического генезиса.

Хемогенные породы — это *кремнистые туфы*, или *гейзериты*, представляющие собой белую или светлоокрашенную легкую пористую породу, состоящую в основном из опала с примесью глинистого веще-

ства. Образуются в результате выпадения из вод горячих источников и гейзеров. Могут образоваться при этом и натечные сталактиты.

Яшма представляет собой плотную, твердую (твердость — 7), непрозрачную породу, ярко и пестроокрашенную, преимущественно окислами Fe и Mn, полосчатую или пятнистую, обладающую раковистым изломом. Сложена скрытокристаллическим кремнеземом, чаще всего халцедоном или кварцем. В яшмах могут содержаться остатки кремнистых микроскопических раковин радиолярий или кремневых губок. Яшмы могут иметь химическое, биогенно-химическое и вулканогенно-осадочное происхождение (кремнезем осаждался из гидротерм на дне водоемов при извержении подводных вулканов).

Кремни могут присутствовать в различных осадочных породах, образуя *кремневые конкреции*, нередко приуроченные к определенным горизонтам, иногда переходящим в кремневые линзы и прослои. Конкреции имеют разнообразную форму (округлую и в виде желваков) и размеры. Конкреции имеют состав кварцево-халцедоновый и опалово-халцедоновый. Цвет кремней от желто-серого до черного, твердость — 7. Образуются кремневые конкреции как одновременно с осадконакоплением, так и в стадию диагенеза за счет концентрации рассеянного кремнистого вещества из коллоидального или нормального раствора во вмещающих осадках к центрам стяжения. Поэтому конкреции имеют нередко концентрическую текстуру обрастания.

Галоидные и сульфатные породы

Галоидные (хлоридные) и сульфатные породы образуются путем выпадения слагающих их минералов из пересыщенных водных растворов. Эти типично хемогенные породы называются *эвапориты*. Состоят главным образом из хлоридов и сульфатов Na, K, Ca и Mg. Образуются в замкнутых и полужамкнутых водоемах, на дне мелководных соленых озер и заливов, в условиях сухого теплого климата. Среди галоидных пород наиболее распространенной является *каменная соль*, а из сернокислых — *гипс* и *ангидрит*.

Каменная соль, или *галит* (NaCl), представляет собой зернисто-кристаллическую или сливную массу, в зависимости от примесей окрашенную в различные цвета. Соленая на вкус, легко растворяется в воде, имеет небольшой удельный вес. Свойства галита, как и гипса, и ангидрита, поскольку эти породы мономинеральные, характеризуются свойствами соответствующих минералов. Каменная соль встречается в виде более или менее мощных сплошных масс и в виде примесей в обломочных породах и глинах.

Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), как и галит, в породе встречается в виде мелкозернистых кристаллических светлоокрашенных скоплений. Характер-

ны для этой породы небольшая твердость (чертится ногтем) и небольшой удельный вес. Часто встречается среди глин, песков и песчаников в виде мелких рассеянных зерен или друз кристаллов.

Ангидрит — серая или голубовато-серая плотная зернисто-кристаллическая порода с большей твердостью и удельным весом, чем гипс. Ангидрит встречается на глубинах более 70–100 м; в тех редких случаях, когда выходит на дневную поверхность, вследствие процессов гидратации (присоединения к молекуле ангидрита (CaSO_4) двух молекул воды) переходит в гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). В этом случае порода, сильно увеличиваясь в объеме, сминается и приобретает гофрированно-слоистую текстуру.

Железистые породы

Железистые породы представляют большой интерес, поскольку имеют важное практическое значение. По химическому составу это окислы, гидроокислы и карбонаты железа, а также железистые силикаты и сульфиды железа.

Широко известны *бобовые железные руды*, представляющие собой скопления конкреций (бобовин) лимонита округлой формы размером от 1–2 мм до 2–3 см, рыхлых или сцементированных бурым железняком или глинистым веществом. Образуются обычно в окислительной среде на дне озер (озерные руды) и болот (болотные руды). Бывают не только железные, но и марганцевые и алюминиевые бобовые руды, представленные окислами Mn и Al. Внешние диагностические признаки их те же, что и соответствующих минералов. Характерна для этих пород оолитовая, конкреционная, натечная и землистая структура. Образование железных руд приурочено к прибрежной части моря. При встрече речных вод с морской водой, играющей роль электролита, происходят коагуляция коллоидных растворов, приносимых рекой, и выпадение в осадок окисных железистых минералов. На суше образование железистых пород связано с корой выветривания преимущественно ультраосновных магматических пород, богатых железосодержащими минералами.

В абиссальных глубинах океанов широко распространены современные железомарганцевые конкреции и корки, представляющие собой твердые концентрически слоистые стяжения гидроокислов железа и марганца. Размер конкреций от 1 до 15 см (с крупный картофель, апельсин). Кроме Fe и Mn в конкрециях обнаружены цветные и редкие металлы — Ni, Co, Cu, Pb, Zn и др. Происхождение в основном седиментационно-диагенетическое.

Осадочные карбонаты железа представлены *сидеритом*, который встречается среди глин и мергелей в виде минеральных включений и реже в виде маломощных прослоев и линз.

Осадочные сульфиды железа — *пирит* и *марказит* — образуют также включения в алевроитовых, пелитовых и песчаных породах.

Фосфатные породы

Осадочные горные породы, сложенные более чем на 50 % аморфными или микрокристаллическими фосфатами кальция (из группы апатита и др.) и содержащие примесь глинистого или песчаного материала, называются *фосфоритами*. В зависимости от примесей внешние признаки фосфатов меняются в широких пределах. Чистые фосфориты светлого цвета, обычно же — темно-серого, черного, буроватого цвета. Фосфориты часто встречаются в виде конкреций округлой, почковидной и другой разнообразной формы (желваковые или конкреционные фосфориты). Размер конкреций от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Фосфориты могут образовывать пластовые залежи или встречаться в виде разрозненных желваков в песке, отчего порода приобретает конгломератовидный облик. Текстура фосфоритов может быть слоистая, натечная, радиально-лучистая, аморфная. Наиболее широко фосфориты распространены на шельфе и в верхней части континентального склона (в зонах апвеллинга). В фосфоритах могут присутствовать раковины и обломки моллюсков и брахиопод, замещенных фосфатом кальция (ракушняковые фосфориты). На небольших островах южных морей фосфориты могут образоваться в результате разложения птичьего гуано (островные фосфориты). Осадочные породы с содержанием фосфатных минералов менее 50 % называются фосфатными породами. Встречаются слои песка, глины и других осадков, сцементированных фосфатным, фосфатно-карбонатным и фосфатно-кремнистым цементом.

Таким образом, происхождение фосфоритов в основном хемогенное, но может быть и биогенное, и биохемогенное.

Фосфориты являются источником агрохимического сырья, используются как фосфатное удобрение.

Углеродные и углеводородные породы (наустобиолиты, горючие ископаемые)

В эту группу входят породы органогенные и химические по происхождению. Среди них важнейшими являются торф, ископаемые угли, углистые сланцы, нефть и битуминозные породы. Все эти образования представляют собой горючие полезные ископаемые.

Торф — бурая или черная масса полуразложившегося растительного материала (листьев, стеблей, корней), обогащенного органическими кислотами. Накапливается в болотах из остатков отмерших растений, испытавших неполное разложение при повышенной влажности и недостаточном доступе воздуха. Структура породы может быть волокнообразной или аморфной, соответственно при низкой или более высокой

степени разложения. Торф представляет собой первую стадию превращения растительного материала по пути преобразования его в уголь.

Ископаемые угли сложены материалом растительного происхождения, накопившимся на дне мелководных водоемов и в болотах, в частности, при преобразовании торфа. Растительный материал претерпел сложный химический процесс изменения, в результате которого органическое вещество потеряло кислород и водород и обогатилось углеродом по схеме: древесина (50 % C) → торф → бурый уголь (около 70 % C) → каменный уголь (82 % C) → антрацит (95 % C).

Бурый уголь — это плотная темно-бурая или черная порода, матовая или блестящая, имеет раковистый излом и дает бурую черту.

Каменный уголь окрашен в черный цвет, имеет жирный блеск, излом раковистый, дает (в отличие от бурого угля) черную блестящую черту, пачкает руки. *Антрацит* отличается от каменного угля большей твердостью и полуметаллическим блеском, неровным изломом, рук не пачкает.

Процесс разложения захороненного органического вещества в условиях затрудненного доступа кислорода приводит к образованию нефти или горючих летучих веществ, называемых *битумами*. Существует и другая точка зрения на происхождение нефти, высказанная впервые Д. И. Менделеевым. Он считал, что нефть имеет неорганическое происхождение, то есть она синтезируется в глубоких частях земной коры, затем поднимается кверху и накапливается в тех осадочных породах, которые являются хорошими коллекторами.

Нефть представляет собой, в отличие от ранее описанных горючих ископаемых, жидкость от светло-желтого (легкие разновидности) до буровато-черного (тяжелые разновидности) цвета со специфическим запахом и масляным блеском. Залежи нефти образуются среди различных пористых и трещиноватых пород (пески, песчаники, известняки и др.), которые в этих случаях играют роль ее коллекторов.

2.3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические породы образуются в результате структурно-текстурных и минеральных, а иногда и химических преобразований ранее существовавших пород (осадочных, магматических и метаморфических) в связи с изменением физико-химических условий под воздействием разнообразных эндогенных процессов. Эти преобразования протекают с сохранением твердого состояния системы и приводят к частичному или полному приспособлению породы к новым условиям. Метаморфические изменения заключаются в распаде первичных

минералов, в молекулярной перегруппировке и образовании новых, более устойчивых минеральных ассоциаций, то есть сводятся к частичной или полной перекристаллизации пород с образованием новых текстур, структур и минералов. По интенсивности метаморфических преобразований породы разделяются на слабо измененные (метаморфизованные), сохранившие реликты состава и структуры исходного материала (протолита), и глубоко преобразованные (метаморфические), первоначальная природа которых полностью утрачена. Между ними наблюдаются постепенные переходы.

Основными факторами метаморфизма являются температура, давление (литостатическое и одностороннее) и химически активные вещества — растворы и газы. Существенное значение имеют также состав и строение исходных пород, длительность процесса изменения, геологические условия метаморфизма (пространственные и генетические взаимосвязи с тектоническими движениями, магматизмом, подъемом теплотоков из глубин Земли и т. п.). Метаморфические процессы могут происходить либо изохимически без существенного изменения валового химического состава метаморфизируемой породы, либо аллохимически — со значительным изменением состава последней вследствие привноса и выноса вещества. Изменениям подвергаются породы любого состава и генезиса.

Типы метаморфизма и особенности метаморфических пород

Метаморфические процессы весьма разнообразны по форме проявления и характеру изменения горных пород. С учетом геологических условий и преобладания тех или иных факторов преобразования пород выделяются следующие основные типы метаморфизма: *региональный, ультраметаморфизм, контактовый, динамометаморфизм, метасоматоз*.

Региональный метаморфизм — широкомасштабный процесс, охватывающий огромные территории в пределах подвижных поясов земной коры. Главными его факторами являются температура и давление, а также воздействие воды и углекислоты, содержащихся в исходных породах и способствующих ходу химических реакций. Преобразование горных пород, происходящее на глубине без существенного плавления и метасоматоза, сопровождается перекристаллизацией и развитием новых минералов в условиях расплющивания и пластического течения вещества, что приводит к появлению характерной для метаморфических образований ориентированности (параллельному расположению) минеральных зерен. Процесс регионального метаморфизма может иметь прогрессивную или регрессивную направленность. Прогрессивный метаморфизм направлен на появление все более высокотемпературных минеральных ассоциаций.

Регрессивный метаморфизм (или диафторез) характеризуется замещением высокотемпературных минералов низкотемпературными. Образующиеся в этом случае продукты метаморфизма называются диафторитами.

При определенных физико-химических условиях в обстановке регионального метаморфизма возникает *ультраметаморфизм*. Образование ультраметаморфических пород происходит при существенном значении расплавов. Факторами ультраметаморфизма являются высокая температура, химическая активность воды, а также привнос и вынос веществ.

Контактовый (контактово-термальный) метаморфизм проявляется во внешних экзоконтактовых ореолах интрузивов под воздействием тепла, выделяемого остывающим магматическим расплавом, и происходит при относительно низких давлениях, но существу без привноса и выноса вещества, то есть носит изохимический характер.

Динамометаморфизм (катакластический метаморфизм) развивается в зонах разрывных нарушений под воздействием одностороннего давления (стресса) в условиях невысоких температур и приводит к дроблению и перетиранию горных пород.

Метасоматоз — процесс, при котором происходит привнос одних компонентов и вынос других, что приводит к изменению химического и минерального состава пород. В процессе метасоматоза растворение и замещение минералов осуществляется почти одновременно без существенного изменения объема породы при сохранении ее твердого состояния. Главными агентами при метасоматозе являются химически активные растворы и газы, имеющие в большинстве случаев генетическую связь с магматической и постмагматической деятельностью.

Главные отличия метаморфических пород от магматических и осадочных заключаются в их минеральном составе, структурных и текстурных особенностях.

Минеральный состав метаморфических пород

Минералы, слагающие метаморфические породы, можно разделить на следующие группы.

1. Минералы, широко распространенные как в метаморфических, так и в магматических породах (полевые шпаты, кварц, слюды, роговая обманка, большинство пироксенов, оливин, магнетит и др.).
2. Минералы, типичные для осадочных пород (кальцит, доломит).
3. Минералы, которые встречаются в магматических породах в качестве вторичных, а также слагают типичные метаморфические породы (серпентин, хлорит, актинолит, серицит, тальк и др.).

4. Специфические минералы, присутствие которых возможно только в метаморфических породах (дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, кордиерит, некоторые гранаты, везувиан, волластонит, глаукофан и др.).

Структуры метаморфических пород

В большинстве своем это кристаллические структуры, причем особенно характерны листоватые, чешуйчатые, игольчатые и таблитчатые формы зерен, реже породы зернисто-кристаллические. Имеются также слабо-метаморфизованные скрытокристаллические и переходные разновидности, содержащие участки первичных пород некристаллического строения.

Среди структур метаморфических пород выделяются следующие главные типы:

- кристаллобластовые;
- катакластические;
- реликтовые.

Кристаллобластовые структуры возникают в результате полной перекристаллизации исходных пород. Процесс перекристаллизации в твердом состоянии называется кристаллобластезом, а минеральные зерна, образующиеся в результате такого процесса, — кристаллобластами (идиобластами — при наличии правильной кристаллографической огранки или ксенобластами — с неправильными контурами). Классифицируются кристаллобластовые структуры по размерам минеральных зерен, их форме и типам прорастаний.

По величине минеральных частиц различают крупнозернистую структуру (диаметр частиц более 5 мм), средне- (1–5 мм), мелко- (0,25–1 мм) и тонкозернистую (менее 0,25 мм).

По относительным размерам зерен кристаллобластовые структуры подразделяются на равномерно-зернистые (гомеобластовые) и неравномерно-зернистые (гетеробластовые).

Среди равномернозернистых структур по форме зерен выделяются *гранобластовая, лепидобластовая, нематобластовая, лепидогранобластовая, нематогранобластовая*.

Гранобластовая структура свойственна породам, сложенным более или менее изометричными зернами. Тонкозернистая разновидность такой структуры называется *роговиковой*. Гранобластовая структура характерна для роговиков, кварцитов, мраморов.

Лепидобластовая структура характеризует породы, состоящие преимущественно из чешуйчатых или листоватых минералов. Типична для серицитовых, хлоритовых, слюдяных и других сланцев.

Нематобластовая структура определяется игольчатыми или волокнистыми минералами. Характерна для актинолитовых, силлиманитовых, дистеновых сланцев.

Структура породы, в которой наряду с изометричными зернами присутствуют чешуйчатые или игольчатые формы выделения минералов, называется соответственно *лепидогранобластовой* (биотитовые гнейсы) или *нематогранобластовой* (роговообманковые кристаллические сланцы).

К гетеробластовым структурам относятся порфиробластовая и пойкилобластовая.

Порфиробластовая структура характеризуется наличием относительно крупных зерен (порфиробластов) на фоне более мелкозернистой гомеобластовой основной массы породы (некоторые виды сланцев).

Пойкилобластовая структура отличается неориентированными и незакономерно расположенными включениями одних минералов в более крупных зернах других минералов. Встречается в скарнах, амфиболитах и др.

Катакластические структуры возникают под воздействием направленного давления, вызывающего дробление и перетирание пород. Среди катакластических структур различаются: брекчиевидная (брекчиевая), милонитовая и бластомилонитовая.

Брекчиевидная структура характеризует породы, сложенные различными по величине угловатыми обломками, между которыми находится перетертый материал.

Милонитовая структура свойственна породам, основная ткань которых состоит из тонкоперетертого материала, имеющего субпараллельную ориентировку.

Бластомилонитовая структура возникает при частичной перекристаллизации перетертого материала, с образованием кристаллобластов, окруженных тонкоперетертым материалом.

Реликтовые структуры характерны для пород, не претерпевших глубоких изменений, в которых наряду с новыми структурами сохранились элементы структур исходных пород.

Текстуры метаморфических пород

Текстурные особенности относятся к важнейшим отличительным признакам метаморфических пород. По взаимному расположению и форме зерен выделяются следующие текстуры.

Сланцеватая текстура определяется параллельным расположением чешуйчатых и листоватых минералов, с чем связано развитие плоскостей сланцеватости.

Гнейсовая (гнейсовидная) текстура обусловлена параллельной ориентировкой таблитчатых или вытянутых зерен минералов при малом содержании чешуйчатых частиц.

Полосчатая текстура обусловлена чередованием полос различного состава и структуры, образование которых может объясняться наличием остаточной первичной слоистости исходных пород, но чаще является результатом метаморфической дифференциации (перераспределения минералов при перекристаллизации) и не совпадает со слоистостью.

Линзовидно-полосчатая — минералы разного состава скапливаются в виде вытянутых линз.

Пятнистая текстура определяется неравномерным, гнездовым распределением минералов; *волокнистая* — вытянутыми примерно в одном направлении волокнистыми и игольчатыми минералами; *очковая* — рассеянными в породе более крупными овальными зернами или агрегатами («очками») на фоне сланцеватой основной ткани породы; *плосчатая* — присутствием в породе очень мелких складок; *однородная* — неориентированным расположением зерен. В случае прочного однородного сложения породы текстура называется *массивной*.

Породы регионального метаморфизма

Наиболее распространенными породами регионального метаморфизма являются сланцы¹, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты (табл. 2.5, 2.6). Они залегают в форме слоев, линз и слоистых толщ, обычно интенсивно деформированных, смятых в сложные складки.

Сланцы — общее название для пород наиболее слабых степеней метаморфизма. Эти породы состоят из низкотемпературных минералов (таких как хлорит, актинолит, серицит, серпентин, эпидот, мусковит, альбит, кварц, ставролит), обладают сланцеватой текстурой, лепидобластовой или лепидогранобластовой структурой; в них часто сохраняются реликтовые структуры. Характерна сланцеватость — развитие плоскостей делимости параллельных ориентировке листоватых минералов. В зависимости от минерального состава выделяют глинистые, хлоритовые, кварц-серицитовые, тальковые, слюдяные и другие сланцы.

К *кристаллическим сланцам* относятся породы средней и высокой степени метаморфизма, обладающие гнейсовой текстурой, мелко- и среднезернистой структурой. В их состав, наряду с плагиоклазом, могут входить роговая обманка, биотит, пироксены, гранаты, эпидот и некоторые другие минералы. Отсутствуют кварц и калиевые полевые шпаты. Породы не обладают отчетливо выраженной сланцеватостью. Примерами таких пород могут служить биотит-роговообманковые, пироксеновые, роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы.

¹ А. Н. Заварицкий (1961) предложил сланцы низких степеней метаморфизма называть метаморфическими, подчеркивая этим их отличие от кристаллических сланцев.

Таблица 2.5

Классификация метаморфических пород

Типы метаморфизма	Метаморфические фации	Исходные породы		
		Глинистые и кварц-полевошпатовые	Карбонатные	Магматические основного, среднего и ультраосновного состава, граувакки, мергели
Региональный	Зеленосланцевая	Филлиты, сланцы глинистые, хлорит-серпичитовые, кварц-серпичитовые; песчаники кварцитовидные	Сланцы известковые	Зеленые сланцы, серпентиниты, тальковые сланцы
	Эпидотамфиболовая	Сланцы слюдяные, андалузит-мусковитовые, ставролит-биотитовые, кварцитовидные; гнейсы эпидот-биотит-роговообманковые	Мраморы, силкатные мраморы	Кристаллические сланцы эпидот-биотит-роговообманковые, эпидот-роговообманковые; амфиболиты
	Амфиболовая	Парагнейсы биотит-силлиманитовые с гранатом; ортогнейсы биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые	Мраморы, силкатные мраморы	Кристаллические сланцы роговообманковые, амфиболиты
	Гранулитовая	Кислые гранулиты — гнейсы гранатовые, биотит-гранатовые и чарнокитовые (пироксеновые)	Мраморы, кальцифиры	Основные гранулиты — кристаллические сланцы пироксеновые, роговообманково-пироксеновые
Ультраметаморфизм		Мигматиты, гнейсограниты, теневые граниты		Мигматиты, гнейсоплагиограниты, теневые граниты
Динамометаморфизм		Тектонические брекчии, катаклазиты, милониты, бластомилониты		
Контакто-термальный		Биотитовые роговики	Известково-силкатные роговики	Роговообманковые и пироксеновые роговики
Метасоматоз		Грейзены, вторичные кварциты, березиты	Скарны	Пропилиты, листвениты

Таблица 2.6

Характеристика наиболее распространенных метаморфических пород

Текстура	Структура	Минеральный состав	Строение и внешний вид	Название
1	2	3	4	5
Сланцеватая, иногда плейчатая	Микроочешуйчатая лепидобластовая, до скрытокристаллической	Серпидит, хлорит, кварц, альбит, ± биотит	Плотные темные, зеленовато-серые или красноватые породы, со слабым шелковистым блеском	Филлиты
Сланцеватая	Лепидобластовая	Серпидит, хлорит, кварц, альбит	Кремневые или светлые зеленовато-серые, мелкоочешуйчатые породы, с шелковистым блеском, лучше раскристаллизованные, чем филлиты	Серпидитовые, хлорит-серпидитовые сланцы
Сланцеватая	Лепидобластовая, нематобластовая	Хлорит, актинолит, эпидот, альбит, ± кварц, ± биотит	Мелкозернистые зеленые породы с шелковистым блеском. В зависимости от состава исходных пород преобладает тот или иной цветной минерал	Зеленые сланцы (хлоритовые, актинолитовые и др.)
Сланцеватая	Лепидобластовая	Тальк	Чешуйчатая масса талька	Тальковый сланец
Сланцеватая	Гранобластовая, лепидобластовая	Кальцит, доломит, тремолит, хлорит, кварц	Мелкозернистые, светлые зеленоватые породы; реагируют с разбавленной соляной кислотой	Известковистые сланцы
Сланцеватая	Лепидобластовая	Биотит, мусковит, кварц, иногда гранат	Средне- или крупнозернистые породы с большим количеством слюды; кварц заметен плохо	Двуслюдяные сланцы

1	2	3	4	5
Сланцеватая	Лепидограно- бластовая, порфи- робластовая	Мусковит, кварц, андалу- зит, ставролит, гранат, ± биотит	Мелко- и среднезернистые породы, от серого до светло-серого цвета, иногда с порфиробластами андалу- зита, ставролита, граната, рельефно выступающими на поверхностях сланцеватости	Мусковитовые сланцы
Сланцеватая	Лепидограно- бластовая	Мусковит, дистен, кварц, плагноклаз, гранат	Светло-серые, средне- и крупнозер- нистые породы, гетеробластовые	Дистен-мус- ковитовые сланцы
Сланцевая	Нематограно- бластовая, немато- бластовая	Глаукофан, лавсонит, жа- деитовый пироксен, кварц, эпидот, альбит	Голубовато-серые, средне- и крупно- зернистые породы	Глаукофановые сланцы («голу- бые сланцы»)
Гнейсовая	Нематограно- бластовая, лепи- догранобластовая	Роговая обманка, биотит, плагноклаз, ± эпидот	Среднезернистые, темно-серые по- роды	Биотит-рого- вообманковые кристалличес- кие сланцы
Гнейсовая	Нематограно- бластовая	Роговая обманка, плагио- клаз	Среднезернистые, темно-серые по- роды	Роговообман- ковые кристал- лические
Гнейсовая	Гранобластовая, нематограноблас- товая	Пироксен, роговая обман- ка, плагноклаз	Среднезернистые, темно-серые поро- ды, со слабо выраженной линейнос- тью в расположении минералов	Роговообман- ково-пироксе- новые крис- таллические сланцы
Гнейсовая	Гранобластовая	Пироксены (гиперстен, диопсид), плагноклаз	Темно-серые, среднезернистые поро- ды; линейность выражена неотчет- ливо	Пироксеновые (дупироксе- новые) крис- таллические сланцы

1	2	3	4	5
Гнейсовая, полосчатая	Лепидогранобластовая	Биотит, плагиоклаз, кварц, ортоклаз	Мелко- и среднезернистые, светло-серые до серых породы, иногда тонкополосчатые	Биотитовые гнейсы
Гнейсовая, полосчатая, линзовидно-полосчатая	Лепидогранобластовая	Роговая обманка, биотит, плагиоклаз, кварц, ортоклаз, ± эпидот	Мелко- и среднезернистые, серые, часто тонкополосчатые породы	Биотит-роговообманковые гнейсы
Гнейсовая, линзовидно-полосчатая	Нематогранобластовая, гранобластовая	Роговая обманка, плагиоклаз, кварц	Мелко- и среднезернистые, серые породы	Роговообманковые плагиогнейсы
Гнейсовая, полосчатая	Лепидогранобластовая, порфиробластовая	Силлиманит, биотит, кварц, плагиоклаз, ортоклаз, гранат	Серые, среднезернистые породы, часто порфиробласты граната, ставролита	Биотит-силлиманитовые гнейсы
Гнейсовая, полосчатая, очковая	Лепидогранобластовая, порфиробластовая	Гранат, биотит, кварц, ортоклаз, плагиоклаз, ± корднерит, ± силлиманит	Средне- и крупнозернистые, буровато- или розовато-серые породы, часто с порфиробластами граната	Биотит-гранатовые гнейсы
Гнейсовая, полосчатая	Лепидогранобластовая	Дистен, мусковит, кварц, ортоклаз, плагиоклаз, ± гранат	Средне- и крупнозернистые породы, светло-серого цвета, неравномерно-зернистые	Дистеновые гнейсы
Гнейсовая	Гранобластовая	Пироксены, микроклин, кварц, плагиоклаз, ± гранат	Мелко- и среднезернистые, темно-серые породы	Пироксеновые (чарнокитовые) гнейсы
Гнейсовая, очковая	Гранобластовая	Плагиоклаз, ортоклаз, кварц, биотит, роговая обманка	Неравномерно-зернистые породы, гранитного состава, светло-серые, розовато-серые	Гнейсограниты

1	2	3	4	5
Полосчатая	Гранобластовая	Полевые шпаты, кварц, биотит, роговая обманка, минералы метаморфических пород	Мелко- и среднезернистые, неравномерно-зернистые породы, состоящие из послойно чередующихся метаморфических пород (гнейсов, кристаллических сланцев) и гранитного материала	Мигматиты
Однородная, массивная	Гранобластовая, нематогранобластовая, нематобластовая	Роговая обманка, плагиоклаз, ± гранат	Мелко- и среднезернистые породы, от темно-серого с зеленоватым оттенком до черного цвета, сложенные преимущественно роговой обманкой	Амфиболиты
Массивная	Гранобластовая	Пироксен (омфациит), гранат (альмандин-пиропового ряда)	Бесполевошпатовые среднезернистые породы, состоящие из травяно-зеленого пироксена и буровато-красного граната	Эклогиты
Массивная	Гранобластовая	Кварц, иногда с примесью хлорита, биотита, серицита	Мелкозернистые, иногда сливные (отдельные зерна нельзя различить) белые, буровато-желтые, красноватые породы, блестящие на изломе; часто грубоплитчатая отдельность	Кварциты
Массивная	Гранобластовая	Кальцит или доломит, ± примесь диопсида, тремолита, гроссуляра	Зернисто-кристаллические, белые, светло-серые, реже темно-серые, красноватые или желто-бурые породы, изредка с неясно-полосчатой текстурой	Мраморы
Массивная	Микролепидогранобластовая	Кварц, биотит, альбит	Плотные, скрытокристаллические, темные, буровато-серые породы	Биотитовые роговики
Массивная	Микрогранобластовая (роговиковая)	Роговая обманка, плагиоклаз	Плотные, крепкие, темно-серые, темно-зеленые и черные породы	Роговообманковые роговики

1	2	3	4	5
Массивная	Микрогранобластовая (роговиковая)	Гиперстен, диопсид, плагиоклаз	Плотные, темно-серые до черного цвета, очень крепкие, тонкозернистые породы	Пироксеновые роговики
Массивная, пятнистая	Микрогранобластовая (роговиковая)	Диопсид, гранат, волластонит, кальцит, тремолит	Породы зеленоватого или желтоватого цвета полосчатого (реликтового слоистого) сложения, вязкие твердые, с раковистым изломом	Известково-силикатные роговики (скарноиды)
Массивная, пятнистая	Гетеробластовая, гранобластовая	Пироксен, гранат, плагиоклаз, везувиан, эпидот, магнетит, часто присутствуют шеелит, молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.	Средне- и крупнозернистые, темно-бурые, зеленовато-бурые породы, очень разнообразные по внешнему виду	Скарны
Однородная	Лещидогранобластовая	Кварц, мусковит или лешидолит, могут присутствовать турмалин, топаз, апатит, флюорит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит и др.	Светло-серые крупнозернистые породы	Грейзены
Однородная	Гетеробластовая	Кварц, серицит, алунит, каолинит, диаспор, андалузит, корунд, пирофиллит, встречаются халькопирит, арсенопирит, антимонит, сера, барит, золотосеребряная минерализация	Мелко- или среднезернистые породы белого, желтоватого или буроватого цвета, излом раковистый	Вторичные кварциты

1	2	3	4	5
Однородная	Гетеробластовая, кристаллобластовая, мелкоочаговая	Альбит, хлорит, эпидиот, актинолит, кальцит, серицит, встречаются адуляры, цеолиты, пирит, галенит, сфалерит, золото, серебро и др.	Мелкозернистые, зеленовато-серые породы; характерны реликтовые структуры и текстуры	Пропилиты
Однородная	Гранобластовая	Кварц, серицит, карбонат, рассеянная вкрапленность пирита, может присутствовать полиметаллическая и золоторудная минерализация	Мелкозернистые, белые, светло-серые, желтоватые породы	Березиты
Однородная	Гранобластовая	Кварц, карбонат, фуксит, хлорит, рассеянная вкрапленность пирита, встречается медно-кобальтовая и золоторудная минерализация	Мелкозернистые породы, зеленого, серовато- или желтовато-зеленого цвета	Листвениты
Беспорядочная	Брекчиевая	Минеральный состав соответствует составу исходных пород	Угловатые и линзовидные обломки пород сцементированы раздробленным материалом тех же пород	Тектонические брекчин
Линзовидно-полосчатая, иногда очковая	Милонитовая, порфириобластовая	Минеральный состав определяется составом исходных пород	Тонкоперегретый, плотно сцементированный или рыхлый материал, от серого до черного цвета, иногда порфириобласты полевого шпата	Милониты

Под *гнейсами* понимаются метаморфические породы, по минеральному составу близкие к гранитам, то есть обогащенные полевыми шпатами и кварцем. Из цветных минералов могут присутствовать слюды, роговая обманка, пироксены, гранаты, дистен, силлиманит. Породы имеют гнейсовую, реже очковую, полосчатую или линзовидно-полосчатую текстуру, мелко- или среднезернистую структуру. Гнейсы, не содержащие калиевого полевого шпата, получили название *плаггиогнейсы*.

Амфиболиты — меланократовые, зернисто-кристаллические, существенно роговообманковые или плаггиоклаз-роговообманковые, иногда с гранатом, пироксеном или эпидотом породы, обладающие однородной (массивной) текстурой.

Гнейсы и сланцы, образующиеся при метаморфизме осадочных пород, называются парагнейсами и парасланцами. В результате метаморфизма магматических пород формируются ортогнейсы и ортосланцы.

Фации регионального метаморфизма

В зависимости от параметров метаморфизма и минерального состава образующихся пород выделяют фации метаморфизма (см. табл. 2.5), понимая под этим термином совокупности горных пород, минеральный состав которых находится в равновесии при данных условиях метаморфизма. Таким образом, метаморфическая фация — это породы, сформировавшиеся в определенных физико-химических условиях. Отнесение пород к той или иной метаморфической фации определяется ассоциацией новообразованных минералов (минеральным парагенезисом), поскольку в горных породах одинакового химического состава при одинаковых условиях развивается одна и та же минеральная ассоциация.

Фация зеленых сланцев (зеленосланцевая) представляет наиболее низкотемпературную ступень регионального метаморфизма и объединяет породы, сформировавшиеся в температурном интервале 250–550 °С при давлении от 1,5 до 3,5–4 кбар. Широкое развитие минералов зеленого цвета (хлорита, актинолита, серпентина, эпидота) определило название фации.

Глинистые породы в фации зеленых сланцев преобразуются в *филлиты* и *сланцы*. Еще в процессе диагенеза глины уплотняются, обезвоживаются и превращаются в аргиллиты, отличающиеся от глин тем, что не размокают в воде. На начальной стадии метаморфизма в условиях низких температур под воздействием давления аргиллиты претерпевают рассланцевание и превращаются в *аргиллитовые (глинистые) сланцы* — скрытокристаллические породы с тонкосланцеватой текстурой. В глинистом материале возникают скопления мельчайших зерен кварца, микроскопические чешуйки слюды (серицита) и хлорита. Сланцы обычно сохраняют окраску исходных глин, легко раскалываются по

сланцеватости на ровные плитки с матовой поверхностью. Усиление метаморфизма, связанное с повышением температуры, приводит к дальнейшей перекристаллизации глинистого вещества с образованием *филлитов* — темных, тонкозернистых пород со сланцеватой, иногда пloyчатой текстурой, состоящих главным образом из кварца, серицита и хлорита. Внешне они похожи на аргиллитовые сланцы, но имеют характерный шелковистый блеск за счет мельчайших чешуек серицита, развивающихся на плоскостях сланцеватости.

В ходе прогрессивного метаморфизма филлиты и вулканы кислого состава превращаются в полнокристаллические *серицитовые, хлоритовые* и *хлорит-серицитовые сланцы*. Кварцевые песчаники преобразуются в *кварцитовидные песчаники*. При наличии в песчаниках глинистого материала (цементы) последний замещается хлоритом, биотитом, серицитом. За счет карбонатных пород образуются *известковистые сланцы*.

Основные и средние магматические породы и их туфы превращаются в *зеленые сланцы* альбит-актинолит-эпидот-хлоритового состава. По преобладанию того или иного минерала выделяют *хлоритовые, актинолитовые, эпидот-актинолитовые сланцы*. Ультраосновные породы переходят в *серпентиниты* (змеевики) или *тальковые сланцы*.

Эпидот-амфиболитовая фация отвечает более высокотемпературной ступени прогрессивного регионального метаморфизма ($T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3,5\text{--}6$ кбар) и поэтому характеризуется заменой низкотемпературных минералов более высокотемпературными — роговой обманкой, биотитом, эпидотом в ассоциации с олигоклазом, андалузитом, ставролитом.

Глинистые породы в условиях эпидот-амфиболитовой фации превращаются в слюдяные сланцы, состоящие из мусковита, биотита, кварца (преобладают), ставролита, граната и некоторых других минералов. Породы более крупнозернистые, чем филлиты, лучше раскристаллизованные, полностью утратившие реликты первичной структуры и текстуры. Эти сланцы (мусковитовые, биотитовые, двуслюдяные, ставролит-биотитовые и др.) имеют окраску от темно-серой до светло-серой, лепидогранобластовую или порфиробластовую мелко-, среднезернистую структуру, иногда с порфиробластами андалузита, ставролита, граната и др.

Кварцевые песчаники переходят в *кварцитовидные сланцы*, состоящие из бластических зерен кварца. Кварц-полевошпатовые породы (кислые магматические породы, аркозовые песчаники) преобразуются в *слюдяные сланцы* или *эпидот-биотит-роговообманковые плагиогнейсы*.

Из карбонатных пород образуются мраморы и силикатные мраморы, последние с типичной ассоциацией: кальцит-эпидот-тремолит.

Магматические породы среднего состава переходят в биотит-роговообманковые с эпидотом кристаллические сланцы.

Породы основного и ультраосновного состава превращаются в *эпидот-роговообманковые кристаллические сланцы* и *амфиболиты* — породы, существенно состоящие из роговой обманки и плагиоклаза с небольшим количеством эпидота. Текстура кристаллических сланцев гнейсовая, амфиболитов — однородная.

Амфиболитовая фация. Для минерального состава пород амфиболитовой фации ($T = 600\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}8$ кбар) характерно появление натриево-калиевых полевых шпатов. Широко распространены кордиерит, биотит, роговая обманка, встречается диопсид. При высоком содержании воды в породах наступает частичное их плавление — анатексис с возникновением гранитного расплава, что приводит к образованию мигматитов.

В условиях амфиболитовой фации из глинистых пород образуются *парагнейсы*, часто с порфиробластами граната. Основная масса породы содержит кварц, полевые шпаты, биотит, силлиманит. Из магматических пород кислого состава образуются *ортогнейсы*. Текстура пород гнейсовая.

Карбонатные породы преобразуются в *мраморы* и *силикатные мраморы*. Существенными компонентами силикатных мраморов являются: крупнозернистый кальцит или доломит, роговая обманка, волластонит, минералы из группы граната, иногда плагиоклазы. Структура пород гранобластовая. Текстура обычно массивная.

При метаморфизме магматических пород основного состава образуются *роговообманковые кристаллические сланцы* и *амфиболиты* — породы, состоящие главным образом из роговой обманки и среднего плагиоклаза (андезина), сланцеватость пород обычно выражена слабо.

Гранулитовая фация отличается наиболее интенсивными параметрами метаморфизма ($T = 750\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}11$ кбар). Породы, сформировавшиеся в условиях этой фации, почти полностью лишены воды; гидроксилсодержащие минералы в них встречаются редко. Эти породы обладают специфическими структурно-текстурными особенностями и минеральным составом. Часто они имеют полосчатое или линзовидное строение, обусловленное чередованием меланократовых и лейкократовых полос; в породах присутствуют уплощенные линзы крупнозернистого кварца среди более мелкозернистого агрегата кварца, ортоклаза и плагиоклаза. Цветные минералы представлены пироксенами, гранатами, силлиманитом, кордиеритом. В некоторых гранулитах встречаются роговая обманка и высокотитанистый биотит.

Гранулиты — породы мелкозернистые, светло- и темноокрашенные. Светлые (кислые) гранулиты образуются за счет глинистых и кварц-полевошпатовых пород. В первом случае возникают высокоглиноземи-

стые *биотит-гранатовые гнейсы* с кордиеритом и силлиманитом, во втором — *чарнокитовые (пироксеновые) гнейсы*.

При метаморфизме основных пород или мергелистых осадков образуются темные (основные) гранулиты — *двутироксеновые, пироксеновые, роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы*, состоящие из гиперстена, диопсида и плагиоклаза, кроме того, могут присутствовать роговая обманка и гранат. Структура гранулитов типично гранобластовая, текстура гнейсовая, часто полосчатая или линзовидная.

За счет перекристаллизации карбонатных пород возникают *кальцифиры* — неравномерно-зернистые породы, состоящие из кальцита и доломита с подчиненным количеством граната, пироксенов (диопсида), форстерита, скаполита, основного плагиоклаза и других минералов.

Породы ультраметаморфизма

Основными типами пород, возникающими при ультраметаморфизме, являются мигматиты, теневые граниты, гнейсограниты (см. табл. 2.5, 2.6).

Мигматиты представляют собой неоднородные по составу породы с полосчатой текстурой, состоящие из относительно меланократовых метаморфических пород, называемых субстратом или палеосомой, и более лейкократовых обособлений (жильного или инъекционного материала) неосомы. Субстрат мигматитов представлен породами средних и высоких ступеней метаморфизма — кристаллическими сланцами, гнейсами амфиболитами. Лейкократовая часть мигматитов (неосома) имеет обычно кварц-полевошпатовый состав, приближающийся к лейкократовым гранитам, аплитам, пегматитам. В зависимости от степени переработки субстрата и характера текстурного рисунка, выделяют морфологические типы мигматитов: *полосчатые мигматиты* с параллельным расположением чередующихся полос субстрата и гранитного материала; *ветвистые*, где гранитный материал образует ветвящиеся тонкие жилки; *сетчатые* — гранитный материал распределяется в виде сложной сетки; *агматиты* — глыбовые мигматиты; *птигматиты* — жильный материал смят в складки, располагающиеся несогласно по отношению к сланцеватости субстрата; *плойчатые* мигматиты, когда породы субстрата и гранитный материал собраны в мелкие складки.

Гнейсограниты — полностью переработанные породы, возникающие в результате анатексиса или гранитизации метаморфических пород, имеющие гранитный состав и гнейсовую текстуру.

Теневые граниты отличаются тем, что сохраняются реликты полосчатости субстрата в виде участков, обогащенных темноцветными минералами. Их границы с гранитным материалом неясные с постепенными переходами.

Породы динамометаморфизма

Динамометаморфизм заключается в дроблении горных пород без существенной их перекристаллизации. По степени раздробленности среди продуктов динамометаморфизма выделяют тектонические брекчии, катаклазиты и милониты.

Тектонические брекчии образованы угловатыми или линзовидными обломками пород самой различной величины, между которыми находится небольшое количество мелкораздробленного материала тех же пород. Структура тектонических брекчий — брекчиевидная, текстура беспорядочная. Характерны отсутствие слоистости и однообразие состава обломков.

Катаклазиты состоят из более мелких угловатых обломков, сцементированных тонкоперетертым материалом этой же породы.

Милониты — перетертые и развальцованные породы с полосчатой текстурой, обусловленной наличием тонких слоев линзовидных обломлений менее раздробленного материала в тонкоперетертой массе.

Бластомилониты отличаются частичной перекристаллизацией перетертого материала с образованием порфиробластов.

Породы контактово-термального метаморфизма

Основными продуктами контактово-термального метаморфизма являются роговики — плотные и крепкие тонкозернистые породы с гранобластовой (роговиковой) структурой и массивной, реже пятнистой текстурой. Иногда сохраняется полосчатая реликтовая текстура. При раскалывании роговики образуют обломки с раковистым изломом и режущими краями. В результате перекристаллизации песчано-глинистых и кварц-полевошпатовых пород образуются биотитовые роговики, состоящие в основном из биотита, кварца и плагиоклаза. Магматические породы основного и среднего состава преобразуются в роговообманковые (роговая обманка, плагиоклаз) или в пироксеновые (гиперстен, диопсид, плагиоклаз) роговики. Карбонатные породы превращаются в известково-силикатные роговики, содержащие гранат, пироксен, волластонит, кальцит, тремолит, плагиоклаз. Цвет роговиков определяется окраской господствующих минералов. Обычно они серые, черные или темно-зеленые.

Породы метасоматических процессов (метасоматиты)

Наиболее важными в практическом отношении метасоматическими породами являются скарны, грейзены, вторичные кварциты, пропилиты, березиты и листвениты (см. табл. 2.5, 2.6). С этими метасоматитами связаны концентрации многих редких элементов, и они служат важным поисковым признаком промышленных руд.

Скарны представляют собой темные, бурые, зеленовато-бурые известково-силикатные породы, состоящие в основном из пироксена диопсид-геденбергитового ряда и гранатаgrossуляр-андрадитового ряда, количественные соотношения которых варьируют вплоть до образования мономинеральных гранатовых или пироксеновых пород. В скарнах могут встречаться плагиоклаз, везувиан, эпидот, скаполит, а также рудные минералы — магнетит, шеелит, молибденит, касситерит и другие, достигающие иногда значительных концентраций. Для скарнов характерны гранобластовая и пойкилобластовая структуры, пятнистая текстура.

Грейзены — лейкократовые светло-серые крупнозернистые породы, сложенные кварцем, мусковитом или лепидолитом. В качестве существенной составной части могут присутствовать топаз, турмалин, апатит, флюорит; рудные минералы — касситерит, вольфрамит, молибденит, пирит, арсенопирит и др. Структура пород лепидогранобластовая. Часто наблюдаются псевдоморфозы мусковита, кварца, турмалина и других минералов по полевым шпатам. Текстура массивная.

Вторичные кварциты образуются под воздействием газогидротерм вулканического происхождения на кислые эффузивы и туфы. Главными компонентами вторичных кварцитов являются кварц, серицит, алунит, каолинит, андалузит, корунд, пиррофилит и др. С этими метасоматитами связаны месторождения серы, высокоглиноземистого сырья, золотосеребряные, сурьмяно-мышьяковые, медно-колчеданные и др.

Пропилиты имеют широкое распространение в вулканических толщах преимущественно среднего и основного состава и состоят из комплекса низкотемпературных минералов: альбита, хлорита, эпидота, актинолита, кальцита, адуляра, серицита, неолитов. Пропилитизированные породы являются поисковым признаком для выявления месторождений золота, серебра, свинца, цинка.

Листвениты и березиты — массивные мелкозернистые породы, формирующиеся в условиях гидротермального метасоматоза. Листвениты возникают при замещении магматических пород основного и ультраосновного состава, имеют зеленую окраску и состоят из кварца и карбоната с примесью зеленой хромсодержащей слюды — фуксита, хлорита, пирита. Березиты образуются за счет кислых пород, отличаются светло-желтым цветом и сложены в основном кварцем и серицитом, с примесью карбоната и пирита. С этими метасоматитами связаны месторождения золота и полиметаллических руд.

Определение метаморфических пород

Определение следует начинать с установления их текстуры и минерального состава. Имеют значение также структура и цвет. Для определения пород можно пользоваться табл. 2.6. При изучении метаморфи-

ческих пород нужно стремиться установить, что представляла собой порода до метаморфизма и какие процессы обусловили метаморфизм (тип метаморфизма).

Для полного и уверенного решения этих вопросов необходимо выяснить условия залегания метаморфических пород и их взаимоотношения с окружающими породами, то есть изучить породы в естественной обстановке, а также детально исследовать их под микроскопом. Но и предварительное макроскопическое определение очень полезно.

Описание метаморфических пород проводится по тому же плану, что и магматических:

- цвет;
- текстура;
- структура;
- минеральный состав;
- жилы и прожилки минералов, встречающиеся в породе;
- посторонние включения и вкрапления.

В конце описания на основании изученных признаков приводится название породы, указывается тип метаморфизма и, если возможно, название исходной породы (или ряда пород).

Для видового названия метаморфических пород используются базовые термины («сланец», «кристаллический сланец», «гнейс», «амфиболит», «роговик» и т. д.), к которым добавляются определяющие прилагательные, основанные на количественно-минеральном составе. В качестве прилагательных используют названия минералов, содержания которых составляют не менее пяти объемных процентов. Они перечисляются в порядке увеличения содержаний, причем следует использовать не более двух-трех наименований минералов, не включая постоянно присутствующие в породах данного семейства типоморфные минералы (кварц и полевые шпаты в гнейсах, плагиоклаз в кристаллических сланцах). Если речь идет о специфическом минерале, присутствующем в количестве менее 5 %, то допускается его включение в наименование породы с прилагательным «содержащий». Например, сланцеватая порода, состоящая из пироксена (30 %), роговой обманки (25 %), плагиоклаза (40 %) и граната (менее 5 %), имеет видовое название гранатсодержащий роговообманково-пироксеновый кристаллический сланец.

Слабометаморфизованные породы классифицируются в соответствии с их первичным составом и строением. Их наименования составляются на базе терминов исходных пород либо с приставкой «мета-» (метабаза, метапелиты, метагаббро), либо путем совмещения названия исходной породы через дефис с базовым термином метаморфической породы (габбро-амфиболит).

Глава 3

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

3.1. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

Слой и слоистость

Слоем называется более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный поверхностями наслоения. Помимо термина «слой» в практике употребляется термин «пласт».

Чаще последний применяется по отношению к полезным ископаемым, например к углю, известняку и т. д. Пласт может заключать в себе несколько слоев.

Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей. Когда говорят о слоистых толщах, обычно подразумевают их чередование. Смена одного слоя другим может быть резкой или постепенной. В последнем случае переход слоя к ниже- или вышележащему происходит при постепенном изменении однородности осадка или породы. Поверхности, разграничивающие слои или пласты, обычно бывают неровными. Они называются поверхностями наслоения. Верхняя из них — кровля слоя, а нижняя — подошва. Расстояние между кровлей и подошвой слоя (или пласта) характеризует его мощность.

Различают три вида мощностей: *истинную, видимую и неполную*.

Истинной мощностью (рис. 3.1 (I, а-а)) называется кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой.

Расстояние между кровлей и подошвой, отличное от нормального, составляет *видимую мощность* (рис. 3.1 (I, б-б, в-в), (II)).

Если измеряют расстояние от кровли или подошвы слоя (или пласта) до любой поверхности, находящейся внутри слоя (пласта), то говорят о его *неполной мощности* (рис. 3.1 (I, г-г, д-д)). Очень редко удается замерить истинную мощность непосредственно в обнажении. В подавляющем большинстве случаев мы наблюдаем видимую мощность, истинную же приходится вычислять.

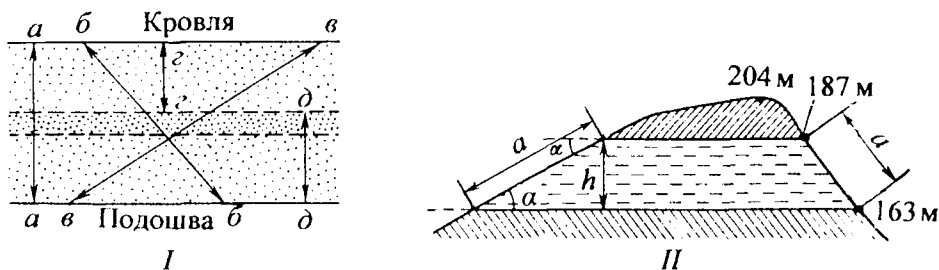


Рис. 3.1. Мощность слоя и ее определение: *I* — различные виды мощности слоя (пласта); *a-a* — истинная; *b-b*, *v-v* — видимая; *z-z*, *d-d* — неполная; *II* — определение мощности горизонтально залегающего слоя глины: *h* — истинной; *a* — видимой; α — угол наклона рельефа; цифры — абсолютные отметки поверхности рельефа

При горизонтальном залегании и выровненном рельефе земной поверхности для определения мощности пород проходят выработки или бурят скважины. Если рельеф неровный, то истинную мощность горизонтально залегающего слоя можно получить путем расчетов. Установив тем или иным способом абсолютные отметки кровли и подошвы, вычисляют разность между ними, которая и будет составлять истинную мощность. Например, абсолютная отметка кровли пласта 187 м, а подошвы — 163 м; тогда $h = 187 - 163 = 24$ м (рис. 3.1 (*II*)). Можно определить также истинную мощность, измерив предварительно видимую мощность: *a* — расстояние по склону между кровлей и подошвой и α — угол наклона рельефа, по формуле $h = a \cdot \sin \alpha$.

Несогласия

Возможны два случая соотношения слоистых толщ.

В первом случае каждая вышележащая толща без каких-либо следов перерыва в накоплении осадков налегает на подстилающие породы, образуя *согласное залегание слоев*.

Во втором случае между вышележащей и подстилающей ее толщами стратиграфическая последовательность прерывается, то есть происходит перерыв в осадконакоплении, в результате чего появляется *стратиграфическое несогласие*. Перерыв в осадконакоплении может быть и очень длительным, и кратковременным. Отсутствие тех или иных пород в разрезе обычно связывается с прекращением осадкообразования, вызываемого положительными движениями земной коры или подводными течениями, при которых наступают разрушение и размыв ранее сформировавшихся пород или осадки просто не отлагаются.

Стратиграфические несогласия по ряду признаков могут быть разделены на несколько различных видов.

В случае одинакового залегания толщ *несогласие* является *параллельным*. Если верхняя и нижняя по возрасту толщи залегают под разными углами, *несогласие* называют *угловым*. Особенно важны угловые несогласия, выражающиеся в том, что поверхность несогласия срезает под углом различные горизонты относительно более древней толщи и располагается более или менее параллельно слоям верхней молодой толщи. Этот признак является одним из наиболее важных для установления углового несогласия. Перекрывающая более молодая по возрасту толща имеет обычно меньшие углы наклона или даже горизонтальное залегание. Важное значение имеет угол несогласия, составленный поверхностями наложения нижней и верхней несогласно залегающих толщ. В том случае если угол несогласия меньше 30° , говорят о слабом угловом несогласии; в других случаях угловое несогласие называется резким (рис. 3.2 ($\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$)). При этом следует иметь в виду, что угол несогласия не остается неизменным. Особенно резко угол несогласия может меняться в случае, если нижняя, более древняя толща смята в складки.



Рис. 3.2. Угловое несогласие, изменение величины угла несогласия в разных частях складки: α_1 - α_2 — углы несогласия, слои K_1 и K_2 — нижний и верхний мел, J_1 и J_2 — нижняя и средняя юра

Признаки горизонтального залегания слоев на геологических картах

Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхности наложения на большом пространстве. Иногда в процессе осадконакопления образующиеся слои на некоторых участках приобретают небольшой наклон. Такие залегающие горизонтально или местами почти горизонтально с небольшим ($1-2^\circ$) наклоном породы покрывают огромные территории европейской части РФ, Западной Сибири и других областей.

При горизонтальном залегании абсолютные высоты какой-либо определенной поверхности наложения приблизительно одинаковы. Это может быть установлено следующими способами. При нанесении на

топографические карты (с рельефом, изображенным с помощью горизонталей) выходов на дневную поверхность слоев или слоистых толщ границы между последними совпадают с одноименными горизонталями или проходят между ними в соответствии с абсолютной высотой, наносимой на карту границы (то есть совпадают с одной из промежуточных горизонталей). Так как при горизонтальном залегании каждый нижележащий слой является более древним, чем перекрывающий, то при расчлененном рельефе на водоразделах наблюдаются наиболее молодые породы (из обнаженных на данном участке), а в пониженных участках (в долинах) располагаются более древние отложения. При выровненном рельефе и горизонтальном залегании один и тот же слой может слагать большие пространства поверхности Земли.

Рассмотрим *пример построения геологической карты* с горизонтальным залеганием пород.

В распоряжении геолога для изучения участка имеется топографическая карта масштаба 1 : 25 000 с сечением рельефа горизонталями через 10 м. В наиболее высокой точке участка, для которого составляется карта, пробурена скважина, вскрывшая следующий разрез горных пород (рис. 3.3).

Слой 1. Четвертичные отложения (Q) — суглинки, супесь. Интервал керна от 0 до 2 м.

Слой 2. Плиоцен (N_2) — рыхлые галечники с прослоями крупнозернистых песков. Интервал керна от 2 до 37 м.

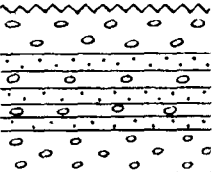
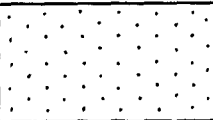
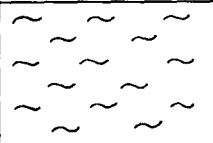
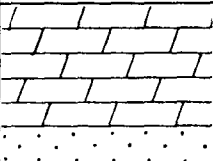
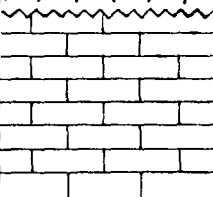
Слой 3. Миоцен (N_1) — слоистые светлые кварцевые пески. Интервал керна от 37 до 52 м.

Слой 4. Олигоцен (P_3) — бурые тонкослоистые глины. Интервал керна от 52 до 67 м.

Слой 5. Эоцен (P_2) — серые слоистые песчанистые мергели, которые подстилаются крупнозернистыми песками с обломками темно-серых известняков; пески лежат на размытой поверхности верхнемеловых известняков. Интервал керна от 67 до 87 м.

Слой 6. Верхний мел (K_2) — темно-серые пористые грубослоистые известняки. Интервал керна от 87 до 115 м.

Находим абсолютные отметки каждого из стратиграфических подразделений. Для этого из абсолютной высоты устья скважины, равной в нашем примере 132 м, вычтем значение глубины до подошвы стратиграфических подразделений, установленных по керну скважины. Абсолютная отметка подошвы плиоцена составит $132 - 37 = 95$ м. Так же определяем абсолютные отметки подошв миоцена (80 м), олигоцена (65 м) и эоцена (45 м). Кроме перечисленных пород, на участке развиты аллювиальные отложения мощностью до 10 м, указанные на геологической карте.

Система	Отдел	Индекс	Колонка	Мощность, м	Описание пород
Неогеновая	плиоцен	N_2		35	Рыхлые галечники с прослоями крупнозернистых песков
	миоцен	N_1		15	Слоистые светлые кварцевые пески
Палеогеновая	олигоцен	P_3		15	Бурые тонкослоистые глины
	эоцен	P_2		20	Серые слоистые песчанистые мергели; в основании крупнозернистые пески
Меловая	верхний	K_2		28	Темно-серые пористые грубослоистые известняки

Условные обозначения

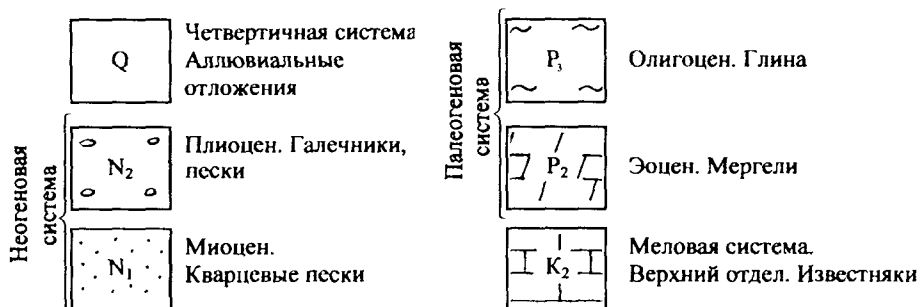


Рис. 3.3. Разрез по данным буровой скважины

Вычислив абсолютные отметки подошвы каждого из стратиграфических подразделений, нанесем границы на топографическую карту, воспользовавшись для определения положения границ высотными отметками проведенных на карте горизонталей. Границы слоев пород будут совпадать с соответствующими по высоте горизонталями. Промежуточные горизонтالي следует наносить путем интерполяции. Границы между стратиграфическими подразделениями на карте проводим сплошными тонкими черными линиями. Нанесем на карту штриховые условные обозначения, соответствующие возрасту и составу слоев, расставим индексы, и геологическая карта готова.

Прежде чем строить *разрез*, выберем его направление на геологической карте. При горизонтальном залегании пород разрез обычно проводят через самую высокую и низкую точки рельефа, так как при такой ориентировке на нем будут изображены все подразделения стратиграфического разреза, обнаженные на поверхности. Далее выбирают вертикальный масштаб. При этом придерживаются правила: самый маломощный слой, изображенный на разрезе, должен иметь толщину не менее 1 мм в выбранном масштабе. В рассматриваемом примере (рис. 3.4) вертикальный масштаб 1 : 10 000, то есть в 1 см 100 м.

Построение разреза начинают с вычерчивания профиля рельефа. Для этого на листе бумаги проводят несколько горизонтальных параллельных линий, расстояние между которыми должно быть равно сечению рельефа горизонталями, взятому в масштабе карты. В нашем примере горизонтали секут рельеф через 10 м, что в масштабе 1 : 10 000 составит 1 мм. Горизонтальные линии ограничиваются вертикальными линиями (линейный вертикальный масштаб), располагающимися на расстоянии, соответствующем длине разреза. У вертикальных линеек с обеих сторон разреза цифрами указываются высоты, соответствующие высотам горизонталей на топографической карте, пересекаемых линией разреза.

Далее измеряют на карте расстояния по линии разреза до пересечения с горизонталями и переносят эти расстояния на линейки, имеющие те же высотные отметки. Полученные точки соединяют плавной кривой, которая и будет представлять собой профиль рельефа.

Вычертив кривую рельефа поверхности Земли по линии разреза, переносят на нее все точки пересечения линии разреза с геологическими границами, пользуясь для этой цели циркулем-измерителем либо отдельной узкой полоской бумаги (лучше миллиметровой).

Найдя точки выхода геологических границ на поверхности рельефа, проводим горизонтальные линии между слоями, помня при этом, что все геологические границы на разрезах проводятся одинаковыми тонкими сплошными линиями. На концах разреза ставятся буквы A_1 и A_2 , а на сам разрез наносятся индексы и условная штриховка для пород.

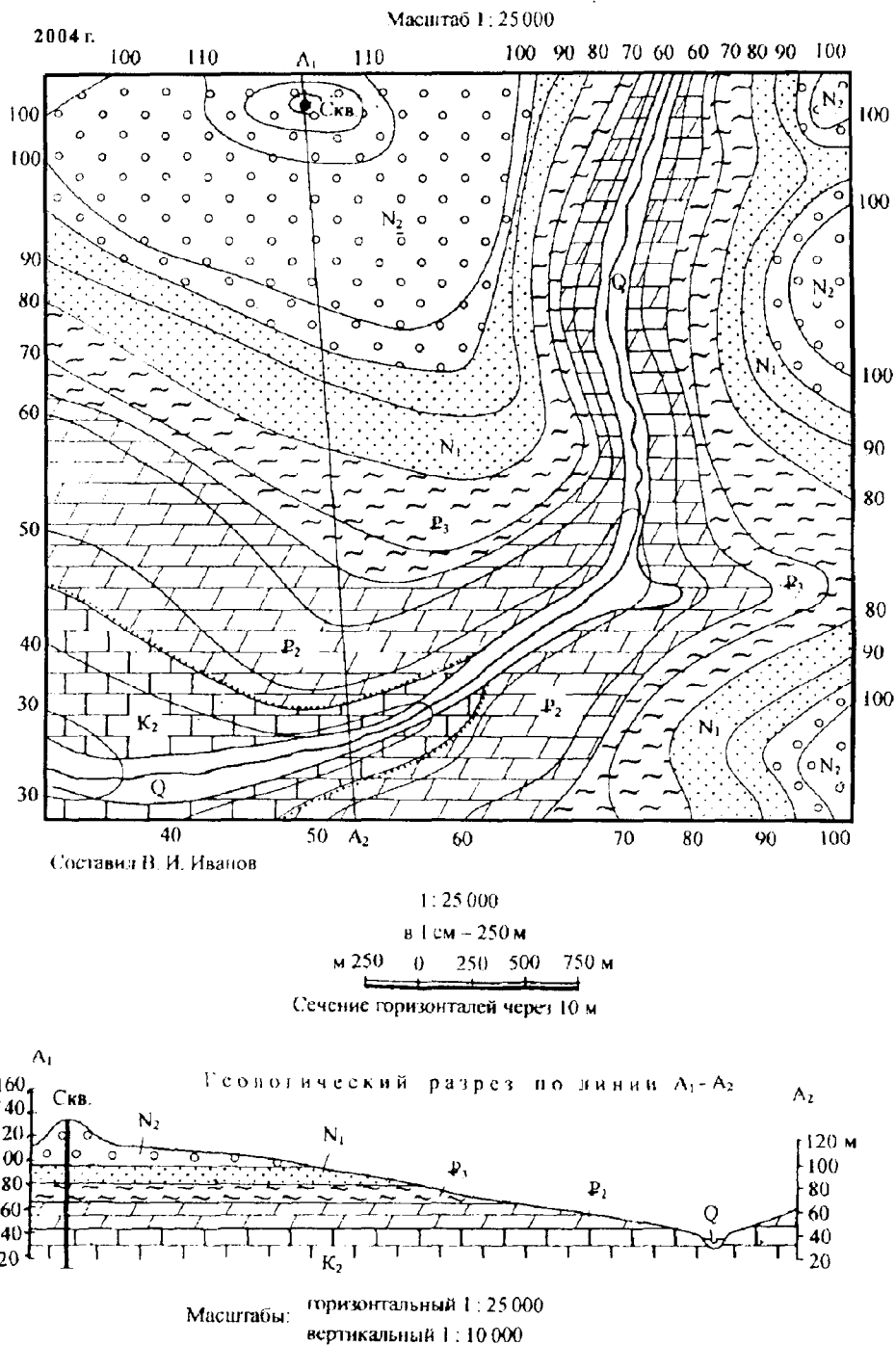


Рис. 3.4. Геологическая карта и геологический разрез территории, сложенной горизонтально залегающими породами. Условные обозначения указаны на рис. 3.3

3.2. НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

Кроме первичного ненарушенного горизонтального залегания пород, образующегося в процессе осадконакопления, в природе наблюдаются тектонически нарушенные формы залегания слоев, которые делятся на три типа: *наклонное*, *складчатое*, или так называемые *пликативное*, характеризующееся изгибом слоев без разрыва их сплошности, и *разрывное*, или *дизъюнктивное*, при котором слои или массивы пород в результате образования в них разрывов теряют сплошность.

Нередко горизонтально залегающие, наклонные или складчатые формы залегания слоев осложняются разрывными нарушениями.

В результате тектонических движений может возникнуть обратная стратиграфическая последовательность наложения, когда более древние слои залегают на более молодых. Такое залегание называется *опрокинутым*.

Простейшим типом тектонических нарушений является наклонное залегание слоев, частным случаем которого может быть *моноклиналиное залегание*.

Моноклиналино залегающими называются слои в пределах некоторого участка, наклоненные строго в одну сторону и имеющие постоянный угол наклона. Если такое залегание наблюдается на значительном протяжении, то говорят о моноклиналиной структуре, или *моноклинали*, то есть выделяют самостоятельную тектоническую структуру. В качестве примера можно привести залегание меловых и палеогеновых отложений Горного Крыма, где слои наклонены на запад-северо-запад с углами падения 5–10° и более.

Элементы залегания слоя

Для точной характеристики геологической структуры необходимо иметь представление о залегании слоев, то есть о положении их в пространстве относительно стран света и поверхности Земли. Для решения этой задачи существует понятие об элементах залегания слоя (или любой наклонной плоскости — сброса, надвига, стенки трещин, жил, поверхности интрузивного тела и т. д.), которыми являются простирание, падение и угол падения.

Простирание — это протяженность слоя на горизонтальной поверхности Земли. Оно определяется ориентировкой линии простирания.

Линия простирания слоя — любая горизонтальная линия, лежащая в плоскости наложения, то есть линия пересечения подошвы или кровли слоя с горизонтальной плоскостью. Таких линий в плоскости слоя можно провести множество; отличаются они абсолютными высотными отметками (рис. 3.5 (I , линии ab , a_1b_1 , a_2b_2)).

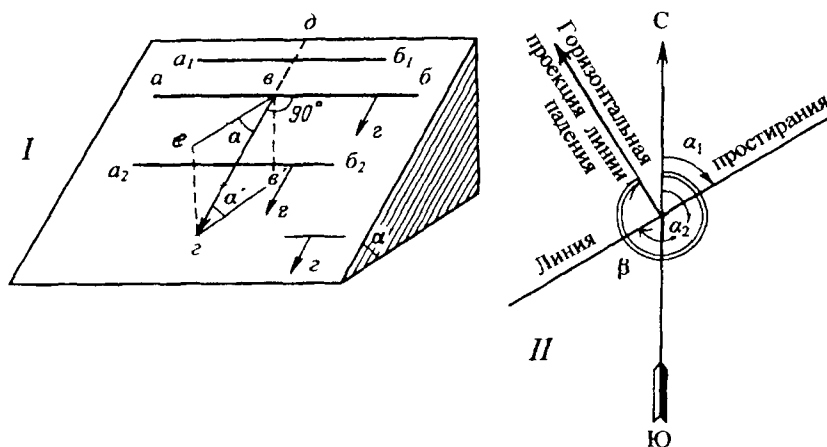


Рис. 3.5. Элементы залегания слоя (I) и их соотношение в плане (II)

В тех случаях когда слой плоский, линия простираения представляет собой прямую линию. Если слой изгибается по простираению, то соответственно будет изгибаться и линия простираения. В этом случае простираение в каждой точке может быть измерено по касательной к этой точке.

Азимут линии простираения (или просто азимут простираения) — это горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана по ходу часовой стрелки до линии простираения. Азимут простираения может меняться от 0 до 360°. Так как любая линия простираения имеет два взаимно противоположных направления, то и азимут простираения может быть выражен двумя значениями, отличающимися на 180° (см. рис. 3.5 (II, α_1 и α_2)).

Падение слоя определяется двумя показателями: направлением падения и углом падения. Направление падения слоя (или любой плоскости) характеризуется ориентировкой его линии падения по отношению к странам света и определяется азимутом линии падения.

Линия падения слоя (см. рис. 3.5 (I, линия eg)) — это линия наибольшего наклона подошвы или кровли слоя. Она перпендикулярна к линии простираения, лежит на плоскости наложения и направлена в сторону ее наклона. Из определения следует, что в плоскости однообразно падающего слоя можно провести произвольное число линий простираения и падения, но все линии простираения будут параллельны между собой; параллельны между собой и все линии падения.

Другая линия, лежащая в плоскости наложения и перпендикулярная к линии простираения, но направленная вверх, в сторону, обратную линии падения, называется *линией восстания слоя* (см. рис. 3.5 (линия vd)).

Азимут линии падения (или просто азимут падения) — это правый векториальный горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана до проекции линии падения на горизонтальную плоскость (см. рис. 3.5 (II, угол β)). Азимут падения может меняться в зависимости от положения слоя в пределах от 0 до 360° . Он имеет, в отличие от азимута простирания, только одно значение.

Так как линии простирания и падения взаимно перпендикулярны, то азимуты их отличаются на 90° . Следовательно, определив азимут падения, можно вычислить азимут простирания, вычитая или прибавляя 90 к значению азимута падения. Обратную операцию — получить азимут падения, зная азимут простирания, — проделать нельзя. Если при выяснении простирания безразлично, по какому концу линии мы будем его ориентировать, то есть разница в азимуте на 180° не изменяет положения в пространстве линии простирания, то о направлении падения этого сказать нельзя. Ошибиться на 180° здесь недопустимо, так как это будет направление, обратное падению слоя.

Для полной характеристики залегания слоя необходимо установить также угол его наклона по отношению к горизонтальной поверхности, то есть угол падения.

Угол падения — это двугранный угол между плоскостью наложения и горизонтальной плоскостью или вертикальный линейный угол между линией падения (vg) и ее проекцией (ve) на горизонтальную плоскость (рис. 3.5 (I, углы α и α')). Угол падения может изменяться от 0 до 90° . При опрокинутом залегании слоев угол падения также составляется линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость и не может превышать 90° .

Горный компас и замеры элементов залегания слоя

Горный компас

При геологической съемке элементы залегания слоя измеряются горным компасом (рис. 3.6). Горный компас монтируется на прямоугольной пластинке (1), имеющей длину 9–11 см и ширину 7–8 см. Он состоит из *магнитной стрелки* (5) и *большого лимба* (круга), разделенного на 360° (2), необходимых для замеров азимутов, а также из *клинометра* (3) и *полулимба* (8) для замеров угла падения слоя. Градуировка большого лимба произведена *против часовой стрелки*.

Компас устанавливается таким образом, чтобы линия, соединяющая север и юг, была параллельна длинной стороне его пластинки. В центре лимба в пластинку ввертывается игла, на которую насажена магнитная стрелка. Чтобы стрелка могла свободно вращаться, в нее

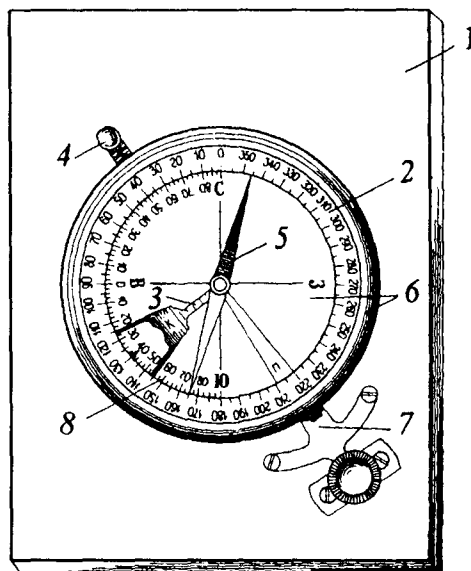


Рис. 3.6. Горный компас: 1 — пластинка; 2 — лимб; 3 — клинометр; 4 — винт, закрепляющий клинометр; 5 — стрелка; 6 — стекло, укрепленное кольцевой пружиной; 7 — арретир; 8 — полулимб

вмонтирована втулка из твердого минерала (агата или рубина) в медной оправе; в эту втулку упирается игла. Хорошо намагниченная и правильно отрегулированная стрелка быстро успокаивается и принимает горизонтальное неподвижное положение, обращаясь северным концом к северному магнитному полюсу. Северный конец стрелки покрыт черной, синей или белой краской, южный конец — только красной или не закрашивается. Под стрелкой на иглу надевается просторное кольцо, укрепленное на конце рычага — арретира (7), которым можно поднимать магнитную стрелку с иглы и закреплять ее в «нерабочем» положении, прижимая к стеклу компаса для того, чтобы конец иглы не изнашивался.

Шкала полулимба градуируется на пластинке компаса и представляет собой половину окружности, на которой нанесены деления от 0° в обе стороны до 90° , то есть соответственно возможному изменению углов падения слоя.

Начало счета делений (0°) расположено против середины короткой стороны пластинки компаса, а концы (90°) — против С и Ю большого лимба. Для отсчетов углов падения служит клинометр (отвес), надетый на иглу под кольцом, поддерживающим стрелку компаса. В расширенной части отвеса прорезано окошечко, в нижнем краю которого выступает короткий заостренный зубец, расположенный по оси отвеса.

При вертикальном положении пластинки компаса и совмещении его длинной стороны с горизонтальной линией зубец отвеса укажет 0° ; при вертикальном направлении длинной стороны компаса — 90° . Точность замера угла падения компасом, снабженным обыкновенным клинометром, колеблется от 1 до 3° . Закрепление отвеса производится рычажком (рис. 3.6, 3.7). Коробка лимба покрывается стеклом, укрепленным кольцевой пружиной (6).

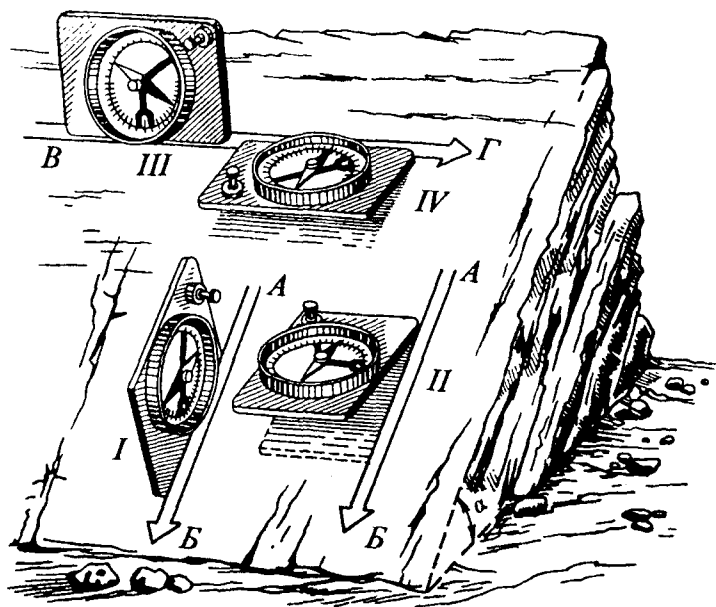


Рис. 3.7. Замеры элементов залегания пород горным компасом: *I* — определение угла падения; *II* — определение азимута падения; *III* — нахождение линии простирания; *IV* — определение азимута простирания

Градуировка большого лимба против часовой стрелки и соответственная перестановка стран света сделаны для ускорения и упрощения производства замеров азимутов. Любое заданное направление обычным компасом определяется при совмещении севера лимба с северным концом магнитной стрелки. Горный же компас дает возможность непосредственно установить направление линии, с которой при измерениях совмещается длинная сторона компаса. Таким образом, здесь с линией С–Ю компаса совмещается не меридиан, а любая другая линия, азимут которой требуется определить.

Допустим, что направление линии, которую мы должны определить, СЗ 300° . Измеряя азимут обыкновенным компасом, совмещаем С лимба с северным концом стрелки (рис. 3.8а). Визируя на заданный

предмет, видим, что определяемая линия проходит через деление СЗ 300° . Если же при замерах азимута этой линии совместить с ней длинную сторону компаса (деления нанесены на лимбе по ходу часовой стрелки), то северный конец стрелки покажет отсчет СВ 60° (рис. 3.8б), что не соответствует действительному азимуту. Истинное направление линии в этом случае надо вычислять. Приложим к линии того же направления длинную сторону горного компаса, лимб которого градуирован против часовой стрелки (рис. 3.8в). В этом случае северный конец стрелки непосредственно покажет отсчет СЗ 300° , что точно соответствует заданному условию.

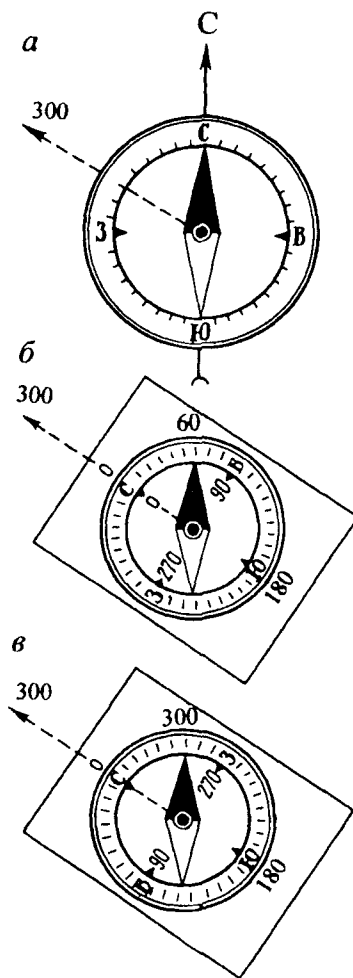


Рис. 3.8. Замеры азимута обыкновенными компасами с круглым (а) и прямоугольным (б) основаниями и горным компасом (в)

Из этого примера следует основное правило пользования горным компасом: *при производстве замера азимута направляют компас северной стороной на визируемый предмет, совмещая длинную сторону пластины компаса (то есть его линию С–Ю) с направлением измеряемой линии, и непосредственно берут на лимбе отсчет по северному концу магнитной стрелки компаса.*

Таким образом, горный компас отличается от обыкновенного компаса следующими тремя особенностями:

- деления на большом (круглом) лимбе нанесены против часовой стрелки, и в обратном порядке обозначены восток и запад; то есть справа от севера — запад, а слева — восток. Это сделано для того, чтобы сразу по показанию северного конца магнитной стрелки прочесть азимут измеряемого направления;
- для замера угла падения слоя имеются клинометр (отвес) и полулимб с делениями от 0° до 90° в обе стороны;
- основание горного компаса имеет прямоугольную форму, длинная сторона которой параллельна воображаемой линии, соединяющей на лимбе С–Ю (0° – 180°).

Замеры элементов залегания слоя горным компасом

Для замера элементов залегания слоя горным компасом необходимо прежде всего выбрать наиболее ровную площадку, совпадающую со склонностью. Определить элементы залегания можно двумя способами.

Первый способ применяют обычно *при замерах элементов залегания крутопадающего слоя*. Вначале выявляют положение линии падения и значение угла падения. Для этого на выбранной расчищенной плоскости слоя устанавливают горный компас вертикально (при вертикальном положении компаса отвес качается свободно), длинной стороной на ребро, отвесом вниз. Магнитная стрелка должна быть при этом закреплена (см. рис. 3.7(I)). Удерживая компас в таком положении, вращают его по поверхности слоя. Наблюдая при вращении за показанием отвеса, замечают на полулимбе по клинометру наибольший отсчет. Это и будет истинный угол падения слоя α . В направлении длинной стороны компаса прочерчивают или мысленно проводят на плоскости слоя прямую AB , которая покажет направление линии падения.

Для определения азимута падения компас поворачивают, не отрывая от линии AB , до совмещения основания его с плоскостью слоя. Короткая сторона компаса в этот момент покажет направление линии простирания. Затем, не отрывая короткую сторону компаса от плоскости слоя, приводят его в горизонтальное положение (см. рис. 3.7(II)). *Необходимо при замере азимута падения держать компас так, чтобы*

север лимба (северная сторона компаса) был направлен в сторону падения слоя. Затем отпускают магнитную стрелку и по северному концу ее на лимбе компаса читают значение азимута падения. Поскольку азимут простираения будет отличаться от азимута падения на 90° , то его можно не измерять компасом, а вычислять, прибавив к величине азимута падения или отняв от нее 90° . Например, если азимут падения СВ 30° , то азимут простираения будет ЮВ 120° и СЗ 300° . Из двух отсчетов берется тот, который находится в северных румбах (СЗ 300°), но записываются оба: СЗ 300
ЮВ 120.

Второй способ замера элементов залегания дает хорошие результаты при пологом залегании слоя. В этом случае сначала выявляют не линию падения, а линию простираения слоя. Горный компас в вертикальном положении длинной стороной ставят на поверхность слоя и, поворачивая, находят такое его положение, при котором отвес показывает ноль на полулимбе (см. рис. 3.7(III)). Необходимо следить за тем, чтобы компас оставался в строго вертикальном положении, а длинная сторона его совпадала бы с плоскостью слоя. При найденном нулевом отсчете клинометра длинная сторона компаса совпадает с линией простираения измеряемой плоскости слоя. В направлении простираения прочерчивают линию вдоль длинной стороны компаса (ВГ). Для нахождения линии падения компас кладут основанием на поверхность слоя, совмещая его короткую сторону с линией простираения; с длинной стороной компаса в этот момент совпадает линия падения. Замер азимута падения производится вышеописанным способом (см. рис. 3.7(II)). Азимут простираения вычисляется так же, как в случае крутопадающего слоя, но его можно измерить и непосредственно, для чего с линией простираения слоя совмещают длинную сторону компаса; при этом концы стрелок покажут отсчет двух азимутов простираения (см. рис. 3.7(IV)). Для определения угла падения горный компас снова приводят в вертикальное положение и прикладывают длинной стороной к найденной линии падения. Значение угла падения берется по отвесу компаса (см. рис. 3.7(I)).

При записи азимутов падения и простираения, кроме угла (в градусах), записывается и азимутальная четверть, в которой находится этот угол, в буквенном выражении (СВ, ЮВ, ЮЗ, СЗ). Запись элементов залегания следующая: Аз. пад. СЗ $320 < 42$; аз. пр. СВ 50 .

Обозначение градусов не ставится, чтобы не спутать градус с нулем. Замеры и запись элементов залегания опрокинутых слоев производятся так же, как и нормально залегающих, только в записи добавляют, что залегание опрокинутое.

Точное определение элементов залегания достигается многократными контрольными измерениями. При определении элементов зале-

гания *вертикально падающих слоев*, даек, жил, плоскостей разрыва, трещин кливажа и т. п. следует измерять только азимут простираания. С этой целью компас в горизонтальном положении прикладывают длинной стороной к плоскости слоя, жилы или другого объекта. При этом концы стрелки покажут отсчеты азимута простираания слоя. Азимут падения в таком случае измерить невозможно, так как проекция линии падения на горизонтальную плоскость при вертикальном положении слоя выражается точкой.

Иногда приходится измерять простираание также при неясности направления падения и угла падения. Такие случаи часто встречаются в сложнодислоцированных и в то же время недостаточно обнаженных районах. Установив наличие вытянутой грядки слоя или линейно вытянутых глыб, проектирующих выход слоя на дневную поверхность, измерение проводят, встав на одном конце линии выхода и визируя на какую-либо удаленную точку на противоположном конце его выхода. В этом случае компас держат северной стороной по направлению визируемой точки, совместив его длинную сторону с визируемой линией, а отсчет также берут по северному концу магнитной стрелки. Затем определяют азимутальную четверть и направление падения слоя по отношению к странам света и далее записывают следующим образом: простираание СВ 40, падение ЮВ. Другое значение азимута простираания будет отличаться на 180° (то есть ЮЗ 220).

При геологических наблюдениях в некоторых случаях замеряется азимут восстания слоя. Определение его производится так же, как и замер азимута падения, только отсчет берется по южному концу магнитной стрелки компаса. Иначе значение азимута восстания слоя можно получить, прибавив (или отняв) 180° к отсчету азимута его падения.

Замеренные горным компасом азимуты являются магнитными и часто значительно отличаются от истинных (географических) в силу несоответствия магнитного и географического меридианов. Для получения «истинного азимута» вводится поправка на магнитное склонение, то есть на угол между направлениями магнитного меридиана и географического. Для каждой части земного шара величина магнитного склонения периодически изменяется и поэтому вычисляется, публикуется в специальных таблицах и указывается на детальных картах. Склонение магнитной стрелки бывает восточным и западным, а величина его колеблется от незначительных долей градуса до $10\text{--}13^\circ$ и более. Поправки вводятся следующим образом: величина восточного склонения прибавляется к величине произведенного замера, а западного — вычитается из нее. Например, склонение γ — В 7; замер магнитного азимута β — ЮВ 100; истинный азимут $\alpha = \beta + \gamma = 100 + 7 = \text{ЮВ } 107$ (рис. 3.9(I)). Склонение γ — З 10; замеренный азимут СВ 80; истинный азимут $\alpha = \beta - \gamma = 80 - 10 = \text{СВ } 70$ (рис. 3.9(II)).

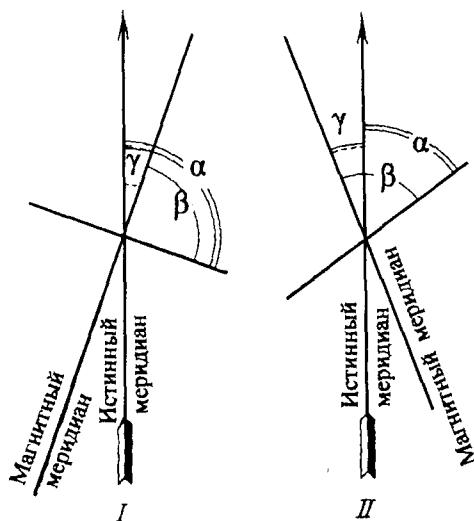


Рис. 3.9. Схема, поясняющая введение поправки на магнитное склонение: I — в случае восточного; II — в случае западного склонения; α — истинный азимут; β — магнитный азимут; γ — магнитное склонение

Поправку на магнитное склонение можно внести перед работой с горным компасом, повернув лимб нулевым делением (или делением 360°) по отношению к метке «север» (С) на число делений, соответствующих магнитному склонению в данном районе: при восточном склонении — по ходу, при западном — против часовой стрелки. После этого показания азимутов, измеренные компасом, будут истинными по отношению к географическому меридиану.

ГНПП «Геологоразведка» Министерства природных ресурсов России выпустило в 1998 г. компас горный геологический (КГГ-1) несколько усовершенствованной конструкции, предназначенный для ориентирования на местности, определения элементов залегания слоев горных пород, проложения съемочных маршрутов, приближенного определения превышений, визирования и других работ в полевых условиях.

Устройство компаса

Компас (рис. 3.10) состоит из корпуса (1) и крышки с вырезом (2) для визирования. На внутренней стороне крышки установлено зеркало (3) для снятия отсчетов при различных видах визирования. На корпусе имеются прорезь (4) и мушка (5) для горизонтального визирования на местности, а также барабан крышки (6), который служит для определения углов падения и направления падения горных пород. Круглый уровень (7) расположен на верхней поверхности корпуса компаса.

В корпусе имеется магнитная стрелка (8), северный конец которой окрашен в синий цвет, южный — в красный. Для арретирования (закрепления в неподвижном положении) и разарретирования стрелки компас снабжен кнопкой (9), расположенной на верхней поверхности корпуса.

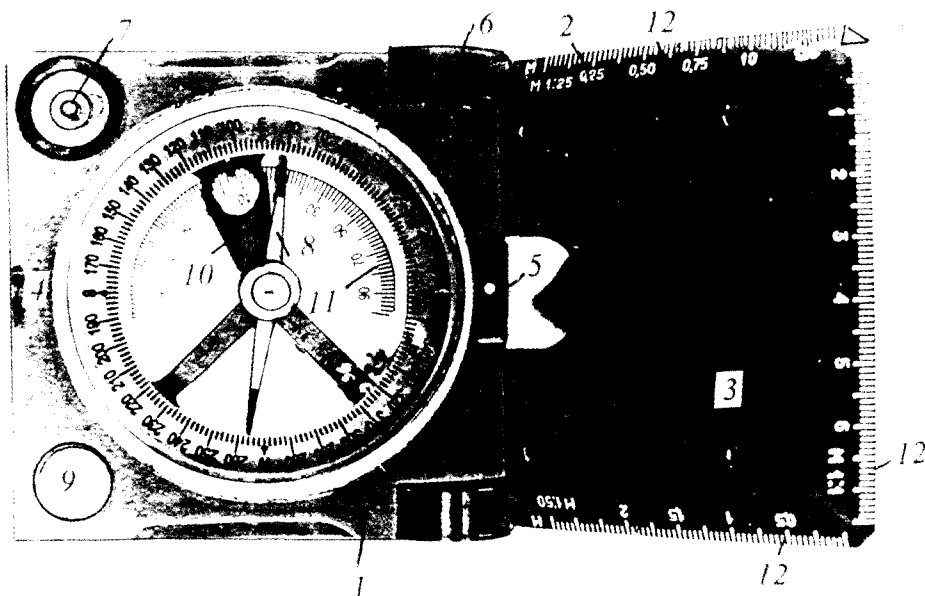


Рис. 3.10. Компас горный геологический (КГГ-1): 1 — корпус; 2 — крышка; 3 — зеркало; 4 — прорезь; 5 — мушка; 6 — барабан; 7 — уровень; 8 — магнитная стрелка; 9 — кнопка; 10 — отвес; 11 — шкала для замера углов; 12 — масштабные линейки

Для использования компаса в качестве эклиметра служит отвес (10) со шкалой (11). Разарретирование отвеса производится нажатием кнопки на нижней поверхности корпуса. Для внесения поправки на магнитное склонение в нижнюю поверхность корпуса вмонтирована трибка. На нижней поверхности крышки компаса нанесены масштабные линейки (12).

Использование компаса по назначению

Ориентирование на местности (определение сторон горизонта).

1. Открыть крышку, нажать и поворотом зафиксировать кнопку арретира стрелки.
2. С помощью круглого уровня установить корпус компаса в горизонтальное положение.
3. Вращая корпус компаса, совместить северный конец стрелки с заостренным концом, обозначающим «север».
4. По соответствующим отметкам можно определить направление на восток — «E», юг — «S», запад — «W».

Определение азимута.

Азимут — угол в градусах между направлением на север и направлением на ориентир, измеренный по ходу часовой стрелки. Азимут определяется ориентированием компаса с помощью мушки и прорези, расположенных на корпусе, на предмет, выбранный в качестве ориентира на местности. Для осуществления возможности одновременно видеть ориентир и изображение шкалы со стрелкой необходимо крышку с зеркалом установить под углом ($40-60^\circ$) к плоскости корпуса компаса.

Использование компаса в качестве эклиметра.

1. Открыть крышку компаса так, чтобы на барабане крышки против метки на корпусе установился «0».
2. Ребро крышки направить на вершину измеряемого объекта.
3. Нажимая и отпуская кнопку арретира, освободить, а затем зафиксировать отвес и по шкале определить угол наклона.
4. Определив угол и зная одну из сторон прямоугольного треугольника, можно определить искомую высоту объекта или расстояние до него.

Определение элементов залегания слоя горным геологическим компасом КГГ-1 производится так же, как и горным компасом прежней конструкции, описанным выше.

Для определения *азимута падения* слоя требуется.

1. Приложить компас ребром к поверхности напластования слоя так, чтобы «север» на азимутальном лимбе был направлен в сторону наклона слоя.
2. Установив компас в горизонтальное положение с помощью уровня, разарретировав кнопкой стрелку компаса и дав ей успокоиться, взять отсчет со шкалы компаса (с точностью до 2°) по северному концу стрелки.

В некоторых случаях для удобства работы можно использовать крышку компаса, которая прикладывается ребром к поверхности напластования слоя при горизонтальном положении компаса.

Для определения *угла падения* слоя с точностью до 2° компас приложить боковой гранью к поверхности напластования по падению слоя так, чтобы отвес свободно перемещался по своей оси в пределах шкалы (от 0° до $\pm 90^\circ$), для чего использовать кнопку на нижней поверхности корпуса. Отсчет взять по шкале эклиметра после успокоения и фиксации отвеса путем отпускания кнопки.

Для определения угла падения слоя, наклона разрывного нарушения с точностью до 5° можно использовать крышку компаса, совместив плоскость которой с поверхностью напластования слоя (или разрывом) при горизонтальном положении компаса. Отсчет взять на барабане крышки против риски на корпусе компаса.

Установку *поправки на магнитное склонение* следует производить поворотом шкалы с помощью трибки, шлиц которой находится на нижней поверхности корпуса. Предварительно необходимо ослабить верхнее кольцо, прижимающее защитное стекло и винт, фиксирующий положение трибки.

Нанесение элементов залегания слоя на карту

На рис. 3.11 показано изображение элементов залегания слоя на геологической карте при различных условиях залегания слоев: горизонтальном (*а*), наклонном нормальном (*б*), опрокинутом (*в*) и вертикальном (*г*).

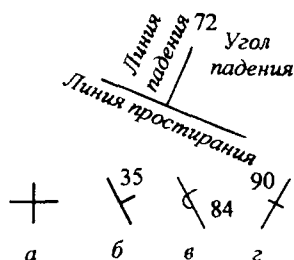


Рис. 3.11. Условные знаки для изображения на геологической карте горизонтального (*а*), нормального (*б*), опрокинутого (*в*) и вертикального (*г*) залегания слоев

Цифрой записывается значение угла падения. При этом длинная линия знака соответствует истинному простиранию слоя, а короткая — истинному направлению его падения. Элементы залегания слоя можно нанести на карту как при помощи транспортира, отсчитывая азимут относительно истинного меридиана (этот способ очень прост и здесь не рассматривается), так и при помощи горного компаса.

Для нанесения элементов залегания слоя на геологическую карту при помощи горного компаса необходимо прежде всего ориентировать карту по странам света, совместив север карты с северным концом магнитной стрелки и севером лимба компаса (рис. 3.12(I)); затем, оставляя карту неподвижной, вращают компас его длинной стороной около точки выхода слоя (точка А) так, чтобы северный конец стрелки показывал замеренный азимут падения, например СВ 50 (рис. 3.12(II)). При таком положении по длинной стороне компаса пройдет горизонтальная проекция линии падения, а с короткой стороной совпадает линия простирания. Значение угла падения записывается в углу знака элементов залегания слоя (рис. 3.12(II), аз. пад. СВ 50 < 60). При нанесении элементов залегания на карту при помощи компаса, а не транспортира, следует иметь в виду, что лимб компаса должен быть повернут на соответствующую величину склонения в градусах, иначе на карту

будут наноситься не истинные данные, а без поправок на магнитное склонение.

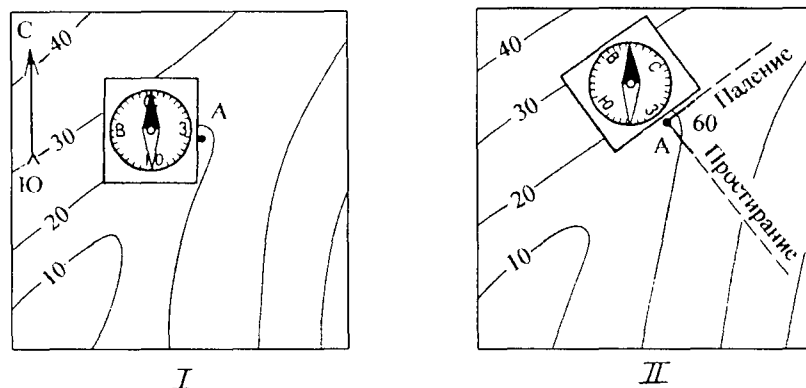


Рис. 3.12. Нанесение элементов залегания слоев на карту при помощи горного компаса: I — ориентировка карты; II — нанесение линий падения и простирания (с поправкой на склонение)

Изображение наклонно залегающих слоев на геологических картах

На геологической карте наклонно залегающие слои изображаются в виде ряда полос различной ширины, представляющих собой выходы слоев на земную поверхность и сменяющих друг друга в возрастной последовательности по падению или восстанию. Ширина этих полос зависит от мощности и угла падения слоев, а также от рельефа местности. При нормальном наклонном залегании слои падают в сторону расположения более молодых отложений, при опрокинутом — наоборот. При пересечении наклонно залегающего слоя речной долиной или оврагом на геологической карте линия выхода его на поверхность изображается так, что образуется так называемый *пластовый треугольник*, вершина которого, лежащая в самой низкой точке рельефа (в русле реки или тальвеге оврага), направлена по падению слоя, а в самой высокой (на водоразделе) — в направлении его восстания.

На рис. 3.13 приведена геологическая карта масштаба 1 : 50 000 с изображением наклонно залегающих слоев. Все породы на этой карте наклонены на северо-восток, что легко проверить, построив разрез по линии A_1A_2 . Слои не могут быть наклонены на юго-запад, тогда в этом случае древние отложения налегали бы на молодые, что при нормальном залегании пород исключено.

Построение разреза через участок с наклонным залеганием слоев см. в параграфе 6.6.

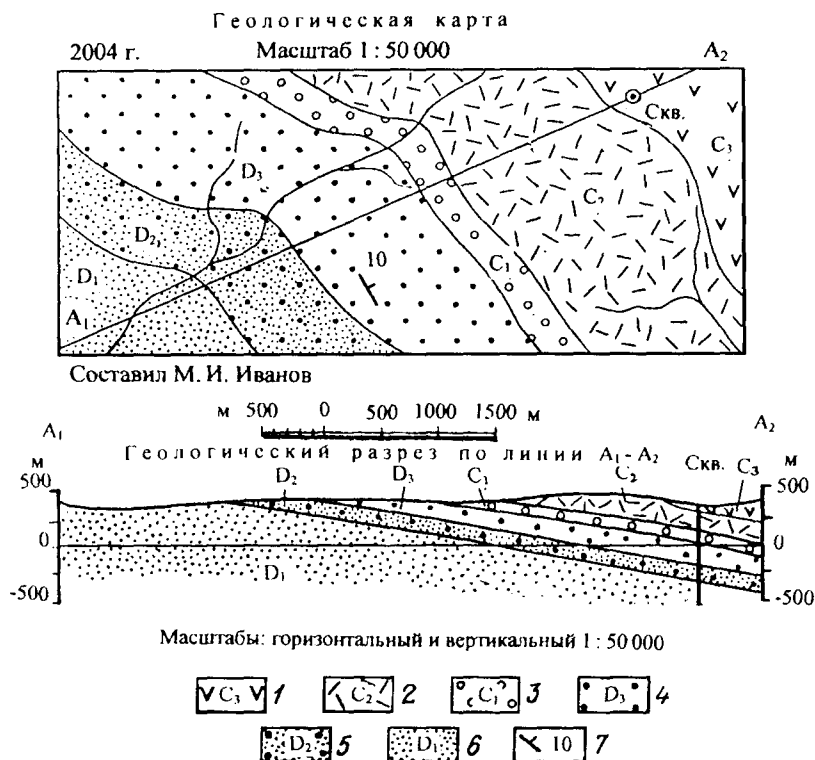


Рис. 3.13. Геологическая карта и геологический разрез района, сложенного наклонно залегающими слоями: *карбон*: 1 — лавы среднего состава верхнего отдела, 2 — лавы кислого состава среднего отдела, 3 — конгломераты нижнего отдела; *девон*: 4 — галечники верхнего отдела, 5 — песчаники с галькой среднего отдела, 6 — песчаники нижнего отдела, 7 — элементы залегания слоев

3.3. СКЛАДЧАТОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

В результате эндогенных (тектонические движения, метаморфизм), а иногда и экзогенных (подводно-оползневые явления, гляциодислокации и др.) процессов горные породы сминаются в складки — волнообразные изгибы слоев (рис. 3.14).

Деформированные таким образом породы относят к складчатому залеганию, которое является частным случаем нарушенного залегания, так как в большинстве случаев нарушается первоначальное горизонтальное или слабонаклонное (первые градусы) положение слоев. В складки сминаются толщи, в разрезе которых чередуются породы с разными физико-механическими свойствами. Это слоистые осадочные, вулканогенно-осадочные и полосчатые метаморфические породы.



Рис. 3.14. Складка в метаморфических полосчатых породах Становой области

Общим признаком складчатого залегания на геологической карте является симметрично повторяющееся расположение полос относительно центральной непарной полосы. О волнообразном залегании пород свидетельствуют и элементы залегания, которые обычно указывают на падение в разные стороны пород одного и того же возраста.

Элементы строения складок

Основные элементы строения складок показаны на рис. 3.15.

Замок складки — это участок перегиба слоев с внешней стороны.

Ядро — участок перегиба слоев с внутренней стороны.

Крылья — фрагменты слоев, заключенные между их изгибами в замках соседних складок. Крылья могут представлять собой как прямолинейные, так и изгибающиеся отрезки слоев. На рис. 3.15 видно, что у двух соседних складок одно крыло общее.

Угол падения крыла — это угол, измеренный в вертикальной плоскости между линией падения слоя в крыле складки и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Если продолжить крылья складки в область замка, то они пересекутся под определенным углом, который называют *углом складки*.

Одним из основных элементов складок является *осевая поверхность* (или осевая плоскость), которая делит угол складки пополам и проходит через точки перегиба слоев. Осевая поверхность может быть плоской, а может и изгибаться. Линия, образующаяся при пересечении осевой поверхности с поверхностью какого-либо слоя, называется *шарниром складки* (рис. 3.16).

Шарнир проходит через точки перегиба слоя. Поскольку в складки сминается много слоев, то и шарниров у складки много, их количество совпадает с количеством слоев. В зависимости от характера деформаций пород шарниры могут представлять собой прямую или волнистую

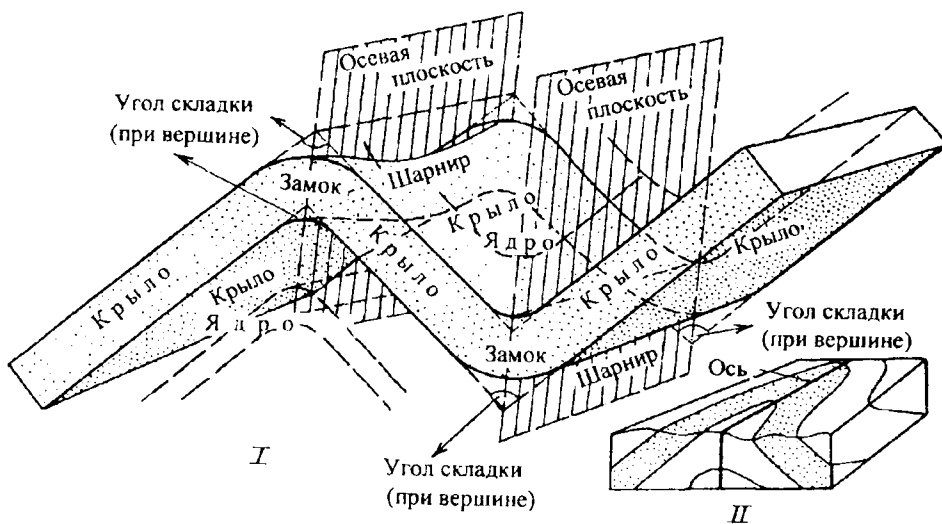


Рис. 3.15. Основные элементы строения складок: замок, ядро, крылья, угол складки, шарнир, осевая поверхность (или плоскость), ось складки (по А. Е. Михайлову)



Рис. 3.16. Отпрепарированный шарнир лежащей складки

линию. В случае волнистого шарнира выделяют отрезки его погружения и воздымания относительно дневной поверхности. Периодическое воздымание и погружение шарнира называют ундуляцией.

Ось складки — это линия, образующаяся при пересечении осевой поверхности с поверхностью рельефа (см. рис. 3.15(II)). Ось, в отличие от шарнира, у складки одна. В общем случае положение на карте оси и шарниров может не совпадать. Но в масштабе карты это несовпадение не проявляется.

Антиклинальные и синклиналильные складки

Все многообразие складок по возрастному соотношению слоев в ядре и замковой части делится на *антиклинальные* и *синклиналильные* (рис. 3.17).

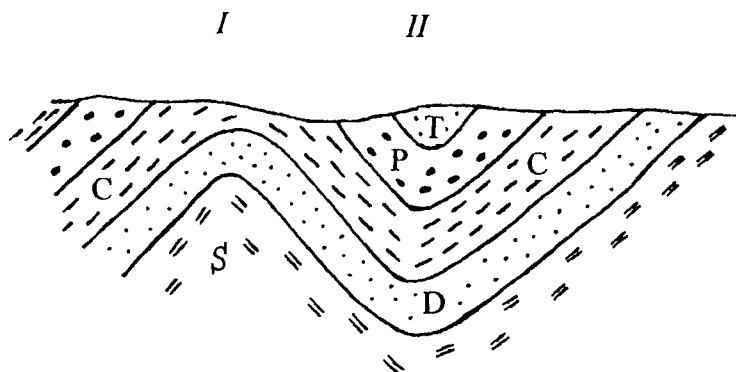


Рис. 3.17. Антиклинальная (I) и синклиналильная (II) складки в разрезе.

Буквами показан возраст пород (S — силуриймовый, D — девоний, C — карбоновый, P — пермский, T — триасовый)

У *антиклинальных* складок в ядре находятся более древние породы, чем в замковой части. Поскольку на геологических картах мы не видим замковую часть (она уничтожена эрозией), то при определении типа складки сравнивают возраст пород в ядре (центральная часть складки на карте) и на ее крыльях (так как породы крыльев слагали ее эродированный замок). Для антиклинальных складок возраст пород в ядре (центральной части) будет древнее, чем на их крыльях (см. рис. 3.17).

В *синклиналильных* складках в ядре находятся более молодые породы, чем в замке. На геологических картах соответственно в центральной части (ядре) будут обнажаться более молодые породы, чем на крыльях.

Морфологически антиклинальные складки часто обращены выпуклостью вверх — к дневной поверхности, синклиналильные — выпуклостью вниз. Однако в случае лежащих складок этот критерий не работает и единственный способ определить тип складки — возрастной анализ пород в ядре и замке складок.

Морфологическая классификация складок и особенности их изображения на геологических картах

Складки различаются между собой по морфологии, что определяется условиями их образования. В настоящее время нет единого классификационного признака, по которому можно было бы детально типизировать складки, поэтому существуют классификации по отдельным признакам.

В плане складки делят по соотношению длины к ширине. Под длиной складки понимают расстояние (a) по оси складки между двумя соседними точками перегиба шарнира (рис. 3.18). Ширина складки соответствует кратчайшему расстоянию (b) между осями двух соседних антиклинальных или синклиналильных складок. Высотой складки ($в$) называется расстояние по вертикали между замком антиклинальной складки и смежной с ней синклиналильной складки, измеренное по одному и тому же слою. Если соотношение длины к ширине больше трех, то такие складки называют линейными (рис. 3.19(I)). Если это соотношение меньше трех, но больше единицы, то складки относят к брахиформным (рис. 3.19(II)). При равной длине и ширине складки называют изометричными (рис. 3.19(III)). В этом случае синклиналильные складки принято называть мульдами, а антиклинальные — куполами.

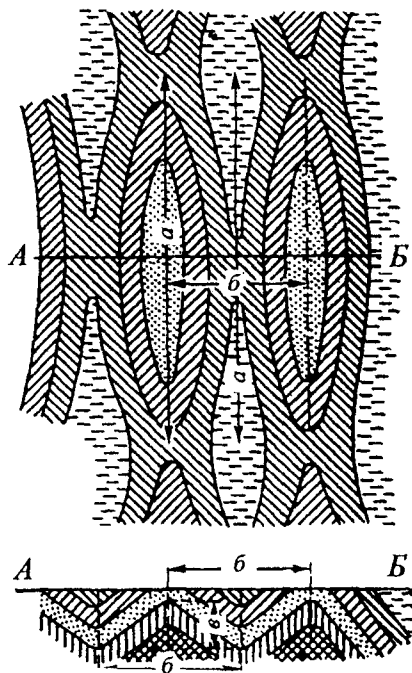


Рис. 3.18. Размеры складок (a , b , $в$) в плане и на разрезе AB (по А. Е. Михайлову)

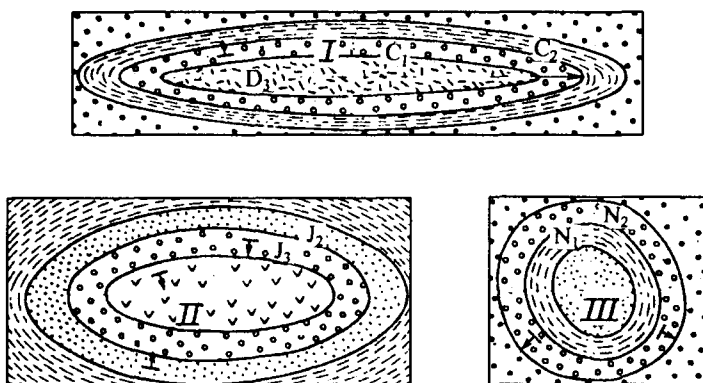


Рис. 3.19. Деление складок в плане по соотношению длины к ширине:

I — линейные; *II* — брахиформные; *III* — изометричные.

Буквами обозначен возраст пород (D_3 — позднедевонский, C_1 — раннекарбонный, C_2 — среднекарбонный, J_2 — среднегорский, J_3 — позднегорский, N_1 — ранненеогеновый, N_2 — поздненеогеновый)

По морфологии в разрезах складки классифицируются по положению осевой поверхности, углу складки, форме замка, взаимному расположению крыльев, углу наклона крыльев, по соотношению мощности пород на крыльях и в замке складок.

По *положению осевой поверхности* складки делят на *прямые, наклонные, опрокинутые, лежащие, пыряющие* (рис. 3.20).

У *прямых складок* осевая поверхность имеет вертикальное положение. На геологических картах у таких складок одинаковая ширина выхода разновозрастных слоев по обе стороны от оси, углы наклона крыльев одинаковые, но падают крылья в разные стороны.

Наклонные складки характеризуются наклонной осевой поверхностью, но при этом крылья падают в разные стороны. В плане у таких складок будет разная ширина выхода разновозрастных слоев по обе стороны от оси. Ширина выхода слоев будет больше у крыла с меньшим углом падения. Значки элементов залегания будут показывать, что крылья падают в разные стороны, но углы наклона слоев отличаются по обе стороны от оси складки.

У *опрокинутых складок* осевая поверхность имеет наклонное положение, а крылья падают в одну сторону. При этом одно крыло называется нормальным, потому что в этом крыле кровля любого слоя залегает выше, чем его подошва. Углы наклона нормального крыла чаще всего меньше, чем у другого — опрокинутого крыла. Если мысленно восстановить вертикальное положение осевой поверхности, то нормальное крыло будет по-прежнему падать в ту сторону, как и при опрокинутом залегании. В опрокинутом крыле (отсюда его название) кровля любого слоя будет залегать

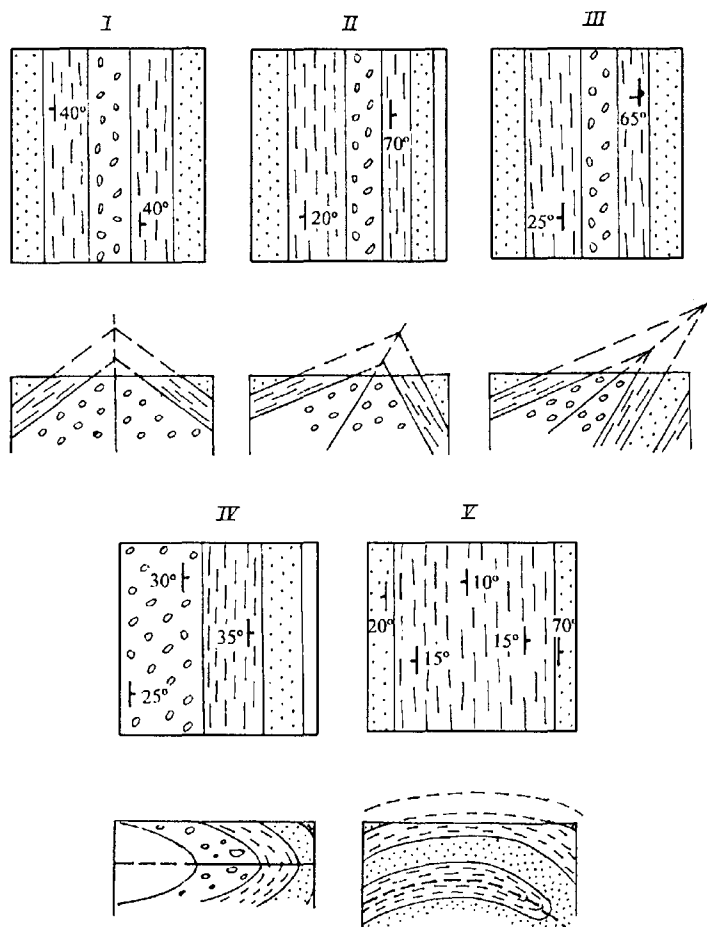


Рис. 3.20. Складки в плане и разрезе с различным положением осевой поверхности:

I — прямые; II — наклонные; III — опрокинутые; IV — лежащие; V — выходящие

ниже, чем его подошва. Угол наклона у опрокинутого крыла чаще более крутонадающий. Если мысленно восстановить вертикальное положение осевой поверхности, то опрокинутое крыло будет падать в другую сторону, нежели в опрокинутой складке. На геологических картах опрокинутая складка диагностируется по наличию на одном из ее крыльев значка опрокинутого залегания. Этот значок указывает, какое крыло опрокинуто. По значкам элементов залегания видно, что оба крыла падают в одну сторону. Из-за того, что опрокинутое крыло часто имеет больший угол наклона по сравнению с нормальным, то и ширина выхода слоев в опрокинутом крыле будет меньше, чем в нормальном.

Лежачими называются складки, у которых осевая поверхность горизонтальна. Такие складки диагностируются преимущественно на геологических разрезах. На геологических картах такие складки выявить

сложно, так как обнажается обычно одно крыло и такое залегание можно принять за наклонное, если на поверхности не обнажается замковая часть.

У *пыряющих* складок осевая поверхность изогнута и меняет свой азимут падения на противоположный. Выявить подобные складки можно только в результате применения специальных методов структурного картирования.

По *величине угла в замковой части* складки делят на открытые (угол более 90°), средние (угол от 30 до 90°), сжатые (угол меньше 30°). Определить вид складки по величине угла можно, только построив геологический разрез в крест простирания оси складки и измерив на нем величину угла складки, образованного продолжением крыльев в замковую часть.

По *взаимному расположению крыльев* выделяют нормальные, изоклиальные, веерообразные складки (рис. 3.21). У нормальных складок крылья падают в разные стороны относительно осевой поверхности. В зависимости от наклона осевой поверхности у таких складок будут меняться и углы наклона крыльев. К нормальным складкам относится большинство прямых и наклонных складок, частично опрокинутые.

У *изоклиальных* складок крылья параллельны друг другу. Чаще других изоклиальными бывают опрокинутые и лежащие складки. На геологических картах для изоклиальных опрокинутых складок будут характерны одинаковые азимуты падения и углы падения крыльев.

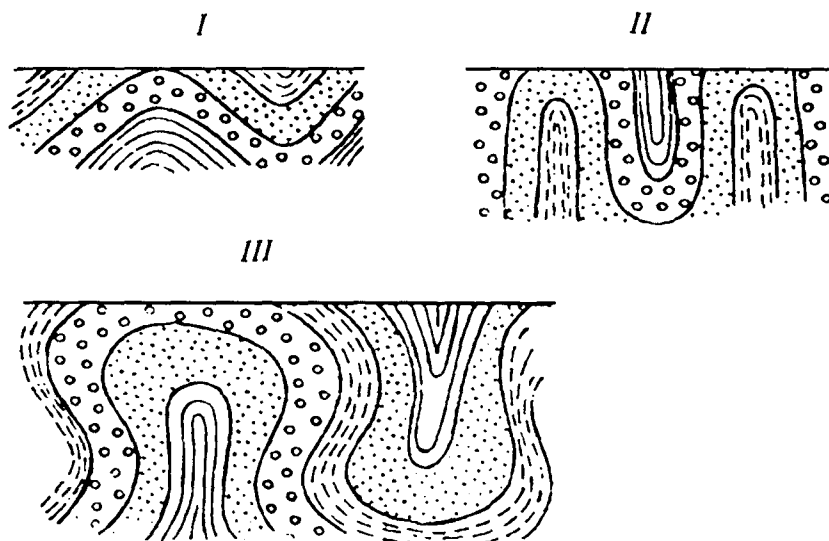


Рис. 3.21. Виды складок по взаимному расположению крыльев:
I — нормальные; II — изоклиальные; III — веерообразные

Для *веерообразных* складок характерно пережатие крыльев, что делает их похожими на веер.

Диагностировать складки по взаимному расположению крыльев лучше всего в разрезе. Однако по элементам залегания крыльев можно судить о виде складки и при анализе геологической карты. Если на карте видно, что крылья падают в разные стороны — значит, мы имеем дело с нормальными складками. В случае, когда крылья падают в одну сторону (опрокинутое залегание) и под одинаковым углом, складки будут изоклинальными.

По *форме замка складки* делят на: округлые (аркообразные), гребневидные, килевидные, сундучные. Их морфологические особенности показаны на рис. 3.22. Вид складки по форме замка хорошо определяется в разрезе. На геологических картах оценить форму замка можно по соотношению ширины выхода пород в ядре складки и на ее крыльях. Широкая полоса выхода слоев в ядре складки и узкие полосы пород на ее крыльях могут указывать на *округлые* и *сундучные* складки. В ядре сундучных складок падение пород будет близко к горизонтальному. В *килевидных* складках, наоборот, ширина выхода слоев в ядре будет значительно меньше ширины выхода слоев на ее крыльях. В ядерной части складки углы наклона слоев будут больше, чем на ее крыльях.

По соотношению мощностей в замке и на крыльях выделяют *концентрические* складки (мощность в замке и на крыльях одинаковая), *подобные* складки (мощность в замке больше, чем на крыльях) и *складки с утоненным замком* (рис. 3.23).

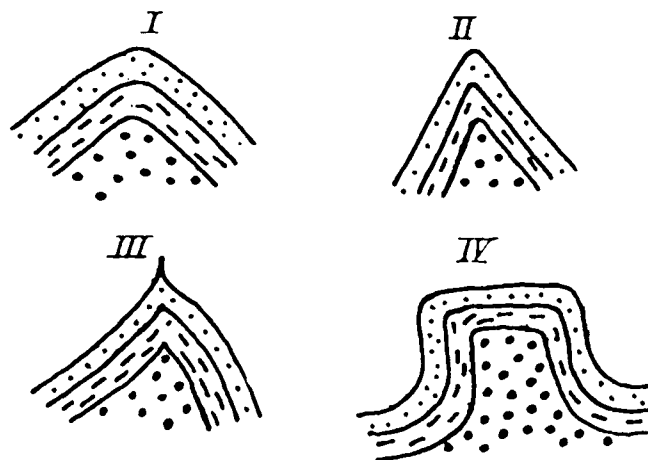


Рис. 3.22. Виды складок по форме замка: I — округлые; II — гребневидные; III — килевидные; IV — сундучные

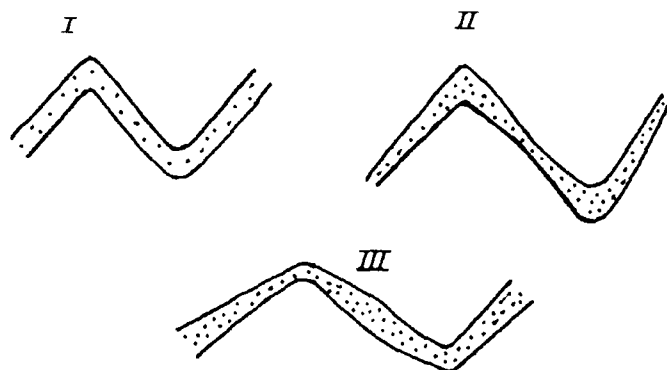


Рис. 3.23. Виды складок по соотношению мощностей пород в замке и на крыльях:
I — концентрические; II — подобные; III — с утоненным замком

Замыкание складок

В процессе складкообразования на горные породы воздействует сложное поле напряжений, в результате чего не только изгибаются слои с образованием замков и крыльев, но часто происходит деформация и самого замка складок. В результате чего шарниры имеют не форму прямой линии, а волнообразно изгибаются, при этом то погружаясь на глубину, то воздымаясь к поверхности. Этот процесс погружения и воздымания шарниров получил название ундуляции. При погружении или воздымании шарнира мы видим, как слои в замковой части пересекаются с поверхностью рельефа. Если шарнир расположен горизонтально, то выходы слоев мы видим по обе стороны от оси складки (как в западной части складок на рис. 3.24), если шарнир начинает воздыматься или погружаться, то границы слоев сходятся к оси складки и соединяются (замыкаются), образуя своеобразные углы (в восточной части складок на рис. 3.24 участки замыкания показаны штриховой

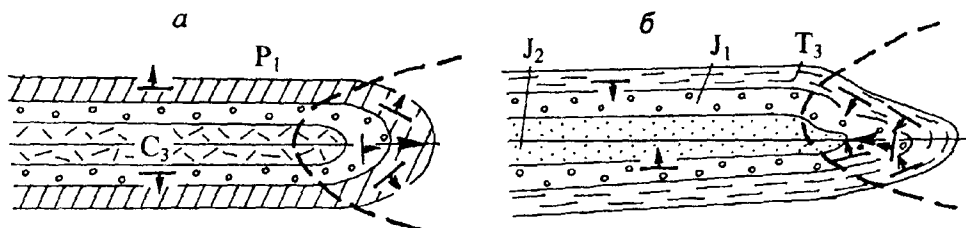


Рис. 3.24. Замыкание периклиналиных антиклинальных (а) и центриклиналиных синклиналиных (б) складок. Стрелками показаны направления падения крыльев складок и шарниров. Штриховой утолщенной линией показаны участки замыкания складок (по А. Е. Михайлову).

Буквами показан возраст пород: C_3 — раннекарбоновый, P_1 — раннепермский, J_1 — раннеюрский, J_2 — среднеюрский, T_3 — позднетриасовый

утолщенной линией). Выделяют два типа замыкания складок: периклинальное (рис. 3.24а), когда погружение ширниров идет от ядра складки, это характерно для антиклинальных складок, и центриклинальное замыкание (рис. 3.24б), когда погружение шарниров идет к ядру складок, что характерно для синклинальных складок.

Флексуры

К складкам относятся и коленообразные изгибы слоев, которые получили название флексур (рис. 3.25). У флексур выделяют одно крыло приподнятое (отрезок AB), одно опущенное (отрезок $BГ$) и смыкающее (отрезок BB), которое соединяет приподнятое и опущенное крылья. По соотношению направления падения смыкающего крыла с двумя другими выделяют согласные флексуры, когда и смыкающее крыло и два других падают в одну сторону; и несогласные флексуры — когда смыкающее крыло падает в противоположную сторону, нежели приподнятое и опущенное (рис. 3.26).

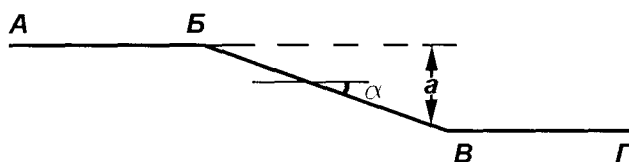


Рис. 3.25. Флексура — коленообразный изгиб слоев. Крылья: AB — приподнятое, BB — смыкающее, $BГ$ — опущенное. Угол α — угол наклона смыкающего крыла, расстояние a — вертикальная амплитуда смещающего крыла

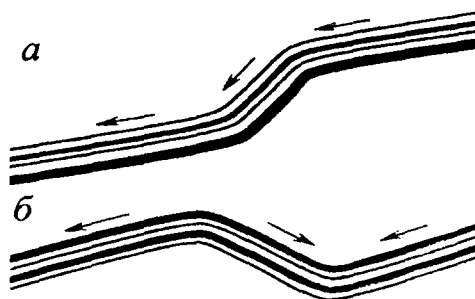


Рис. 3.26. Согласная (а) и несогласная (б) флексуры. Стрелками показаны направления наклона крыльев флексур

Глава 4

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывы в горных породах весьма разнообразны. Различают трещины, представляющие собой расколы, вдоль которых не происходит заметных перемещений, и разрывы, где отделившиеся блоки горных пород смещаются относительно друг друга. В разрывных нарушениях выделяют следующие главные элементы: поверхность разрыва, или сместитель, сместившиеся блоки, или крылья, и величину смещения — амплитуду.

При составлении и чтении геологических карт и разрезов большое значение имеет умение распознать разрывы со смещениями.

4.1. ТИПЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Среди разрывов со смещениями различают несколько типов, разных по своему строению. Наиболее обычны среди них сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги.

К *сбросам* относятся нарушения, у которых поверхность разрыва (сместитель) наклонена в сторону опущенного блока. На рис. 4.1 приведена схема строения сброса в разрезе и плане. У сбросов различают следующие элементы: поднятое крыло *А*, опущенное крыло *Б*, сместитель *ГГ'*, угол падения сместителя α , вертикальную амплитуду *вб*, горизонтальную амплитуду *ав* и амплитуду по сместителю (истинное смещение) *аб* (рис. 4.1(*Г'*)). Иногда определяется так называемая стратиграфическая амплитуда, то есть величина смещения по нормали к поверхности наложения пород. По углу наклона сместителя различают: пологие сбросы (с углом падения сместителя до 45°), крутые (с углом падения сместителя от 45 до 80°) и вертикальные (с углом падения сместителя от 80 до 90°).

Взбросами называются нарушения, в которых поверхность разрыва (сместитель) наклонена в сторону приподнятого блока. Во взбросах различаются те же элементы, что и в сбросах, и их так же делят по углу падения сместителя, как и сбросы (см. рис. 4.1 (*II*), (*II'*)).

Широко распространены групповые сбросы и взбросы, нередко образующие закономерные сочетания. Структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и сложены на

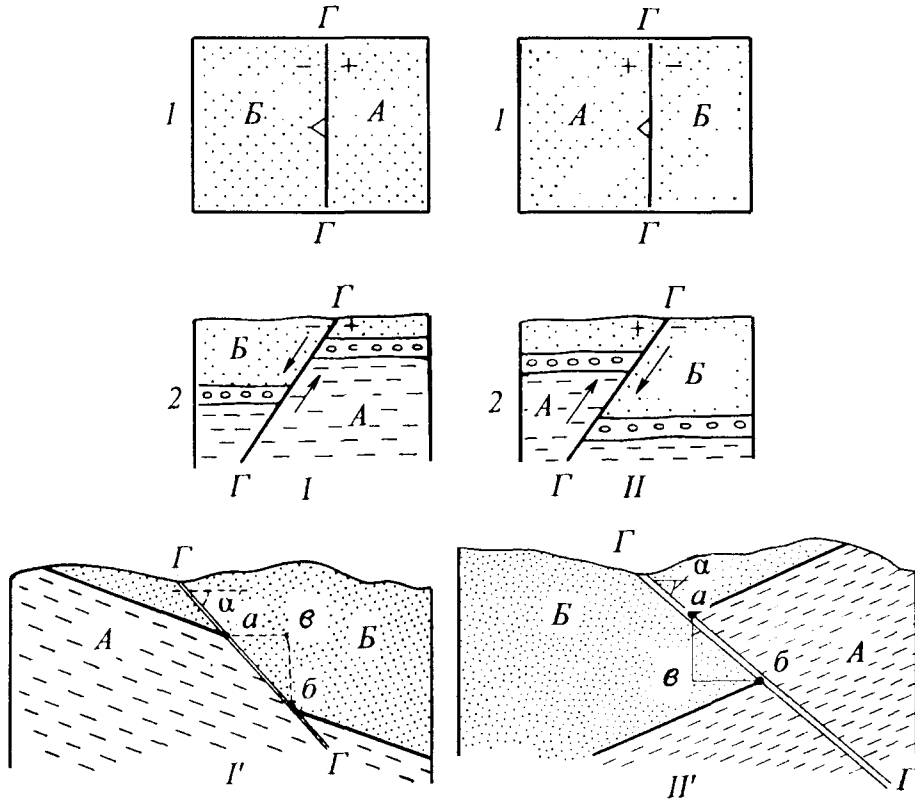


Рис. 4.1. Сбросы и взбросы: *I* — схема строения сброса: 1 — в плане, 2 — в разрезе; Γ — элементы сброса на разрезе; *A* — относительно приподнятый блок (лежащий бок), *B* — относительно опущенный блок (висячий бок), $\Gamma\Gamma$ — сместитель сброса, α — угол падения сброса, ab — истинное смещение, av — горизонтальная амплитуда, bv — вертикальная амплитуда; *II* — схема строения взброса: 1 — в плане, 2 — в разрезе; II' — элементы взброса на разрезе: *A* — относительно приподнятый блок (висячий бок), *B* — относительно опущенный блок (лежащий бок), $\Gamma\Gamma$ — сместитель взброса, α — угол падения взброса, ab — истинная амплитуда взброса, av — вертикальная амплитуда взброса, bv — горизонтальная амплитуда взброса

земной поверхности более молодыми породами, чем породы, обнажающиеся в их краевых приподнятых частях, называются *грабенами* (рис. 4.2 (*I*), (*I'*)). В противоположность грабенам *горсты* представляют собой структуры, образованные сбросами и взбросами; центральные части их относительно приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем породы, обнаженные в краевых опущенных частях (рис. 4.2 (*II*), (*II'*)).

Следующую группу разрывов образуют *сдвиги*. К ним относятся все разрывы, смещения блоков в которых происходят в горизонтальном

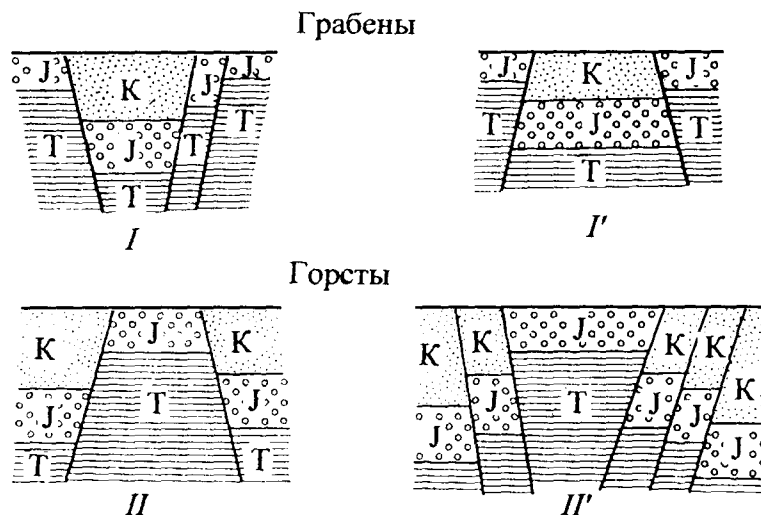


Рис. 4.2. Схемы строения грабенов и горстов в разрезах. Грабены, образованные: I — сбросами; I' — взбросами; горсты, образованные: II — сбросами, II' — взбросами. Индексами указан возраст пород: Т — триас, J — юра, К — мел

направлении. В сдвигах различаются крылья, сместитель, угол падения сместителя и амплитуда смещения. По углу падения сместителя сдвиги делятся на горизонтальные, пологие, крутые и вертикальные; по относительному перемещению крыльев различаются правые и левые сдвиги (рис. 4.3 (I)).

Особую группу разрывов составляют *надвиги*. К ним относятся разрывы взбросового строения, обычно тесно связанные со складками. По углу падения сместителя надвиги делятся на три вида (см. рис. 4.3 (II)):

- крутые — с углом падения сместителя более 45° ;
- пологие — с углом падения сместителя менее 45° ;
- горизонтальные — с приблизительно горизонтальным расположением сместителя.

Помимо описанных выше разрывов, имеющих обычно местное, локальное распространение, в земной коре развиваются и крупные, региональные разрывные структуры, протягивающиеся на десятки и многие сотни километров. К ним относятся тектонические покровы и глубинные разломы.

Тектоническими *покровами* (или *шарьяжами*) называются крупные надвиги, по которым вдоль пологих или горизонтальных поверхностей перемещаются не отдельные складки, а целые складчатые комплексы. В покровах выделяются перемещенные массы верхнего, надвинутого крыла, называемые аллохтоном, и оставшиеся на месте массы нижнего, перекрытого крыла — автохтоны.

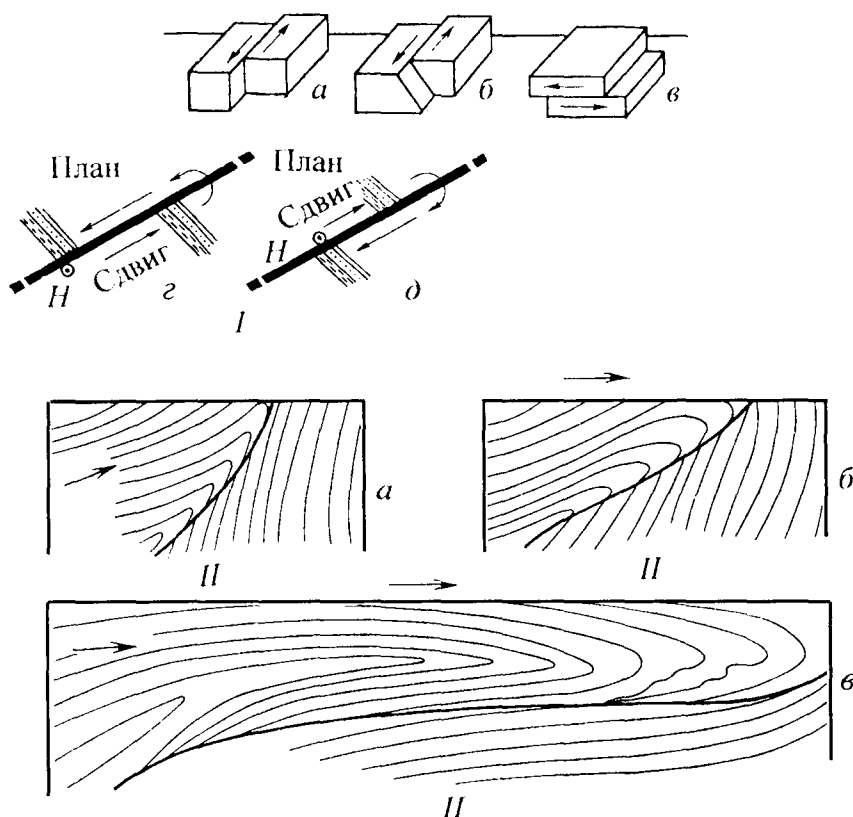


Рис. 4.3. Сдвиги и надвиги. I — различные виды сдвигов: а — вертикальный, б — наклонный, в — горизонтальный, з — левый, д — правый (H — наблюдатель, жирная линия — сместитель, пунктиром показаны смещенные слои); II — различные виды надвигов на разрезах: а — крутой, б — пологий, в — горизонтальный

Глубинные разломы представляют собой линейные зоны, в которых сосредоточены разрывы, интенсивная складчатость и трещиноватость. Их ширина может составлять километры или первые десятки километров. Глубинные разломы характеризуются большой протяженностью, глубиной проникновения, нередко ниже подошвы земной коры, и длительным развитием, растягивающимся на несколько периодов или даже целые эры. Зоны глубинных разломов имеют повышенную проницаемость, и к ним часто приурочены эффузивные и интрузивные породы и жильные образования. Глубинные разломы могут быть выражены различно: в складчатых областях они обычно имеют взбросовое и сдвиговое строение, а на платформах чаще сбросовое; вдоль последних нередко возникают опускания с образованием крупных региональных грабенов, называемых рифтами. Примером последних может служить Байкальский рифт.

4.2. ИЗОБРАЖЕНИЕ РАЗРЫВОВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ И РАЗРЕЗАХ

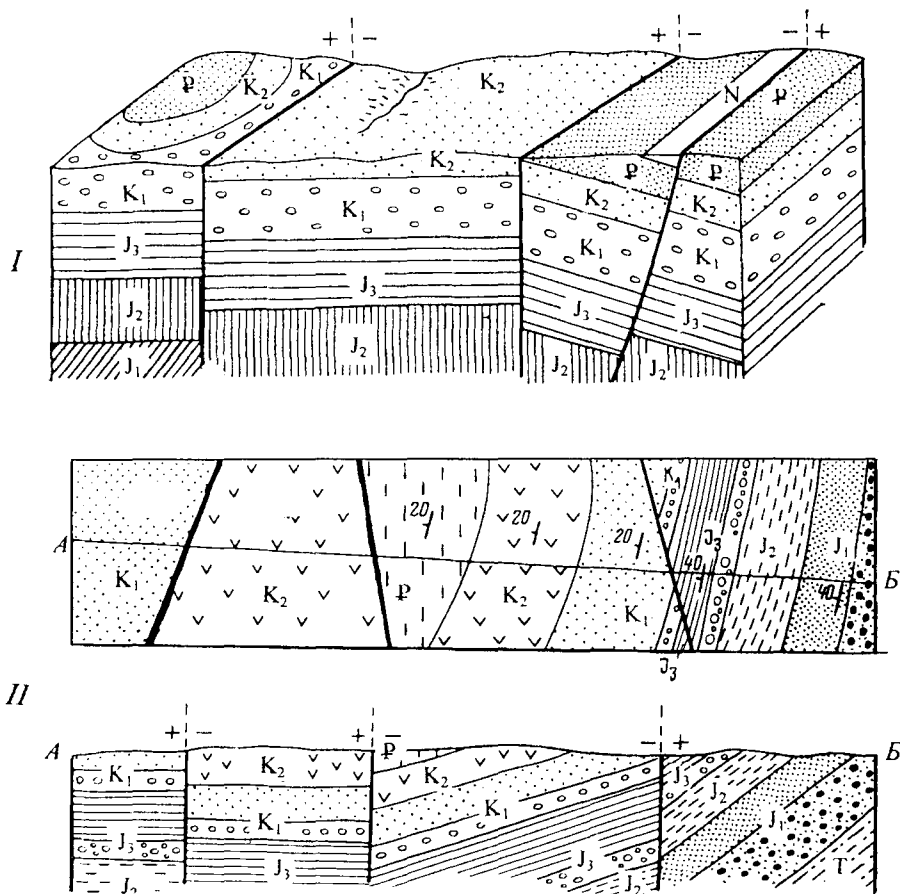
Из приведенных выше определений разрывных нарушений видно, что большое значение имеет выявление в структуре опущенного и приподнятого крыльев. Для этого сравнивают возраст пород, обнаженных на поверхности по разные стороны от сместителя (рис. 4.4 (I)).

Поднятым крылом окажется то, которое на земной поверхности сложено более древними породами; в опущенном крыле на поверхности обнажены относительно более молодые породы. На геологических картах разрывы изображаются жирными черными линиями. На сместителе с помощью черных штришков (при наличии данных) указывается направление падения сместителя, а цифрой — угол его падения. При изображении разрывов на разрезах на линию профиля рельефа наносят точки выхода разрывов на поверхность. Затем показывают сместитель в соответствии с его направлением наклона и углом падения. Если конкретных данных об ориентировке разрывов нет, то они показываются вертикальными. При построении геологического разреза через разрывные нарушения сначала изображаются их сместители. По существу, разрез делится разрывами на отдельные отрезки или блоки, в пределах которых горные породы могут изображаться без связи со смежными участками. В том случае, если сместитель пересекает один и тот же слой или стратиграфический горизонт, его изображение на разрезе на разных крыльях разрыва позволит определить амплитуду его смещения. На рис. 4.4 (II) приведен пример составления разреза горизонтально и наклонно залегающих слоев, нарушенных разрывами.

4.3. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ, ОСЛОЖНЯЮЩИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ

Разрывные или дизъюнктивные нарушения (дислокации) иногда очень сильно нарушают складчатость. Складки разбиваются сбросами, взбросами, надвигами и сдвигами. Эти нарушения комбинируются в грабены, горсты, ступенчатые формы и чешуйчатые надвиги. Поверхности нарушения сплошности слоев (сместители) в складках могут располагаться с различной ориентировкой по отношению к простиранию складок и их частей. Они могут быть продольными, поперечными и диагональными. Поверхности разрывов при пологих и горизонтальных надвигах чаще располагаются вдоль складчатых структур. Если сместители имеют вертикальное положение, то их выходы на поверхность протягиваются в виде прямых линий независимо от форм рельефа местности.

При пологом падении сместителя и неровном рельефе линии этих разрывных нарушений будут не прямыми, а изгибающимися. Изгибы линий разрывов зависят от рельефа местности и от падения сместителя.



Масштаб 1 : 10 0000

Рис. 4.4. Сбросы в плане и на разрезе: *I* — блок-диаграмма участка земной коры со сбросами; *II* — фрагмент геологической карты и геологический разрез района, сложенного горизонтально и наклонно залегающими слоями, нарушенными сбросами (АВ — линия разреза)

При чтении геологической карты с дизъюнктивными нарушениями для установления типа разрывной структуры необходимо вначале определить падение слоев, установить складчатую форму, определить положение сместителя и затем уже решить, какое крыло структуры опущено и какое относительно приподнято или надвинуто.

Определение относительного смещения блоков складчатой структуры по линии сброса, взброса или надвига. Для этого необходимо по линии разрыва (рис. 4.5) в точке определения смещения установить, какие горные породы по возрасту соприкасаются, то есть какие породы

располагаются по одну и другую стороны разрыва. Тот блок, который сложен относительно более древними породами на денудированной поверхности, будет приподнятым, а блок, или крыло, по другую сторону разрыва — относительно опущенным, если, конечно, разлом рассекает неподвернутое крыло опрокинутой складки. Если сместитель падает в сторону опущенной части структуры, это сброс, если же сместитель падает в сторону приподнятой части, это может быть взброс или надвиг. На протяжении линии разрывного нарушения одна структурная форма может сменяться другой. Например, сброс может сменяться взбросом или надвигом (шарнирные формы). Поэтому для определения типа смещения в дизъюнктивном нарушении необходимо в нескольких точках до разрыва определить соприкосновение разновозрастных пород.

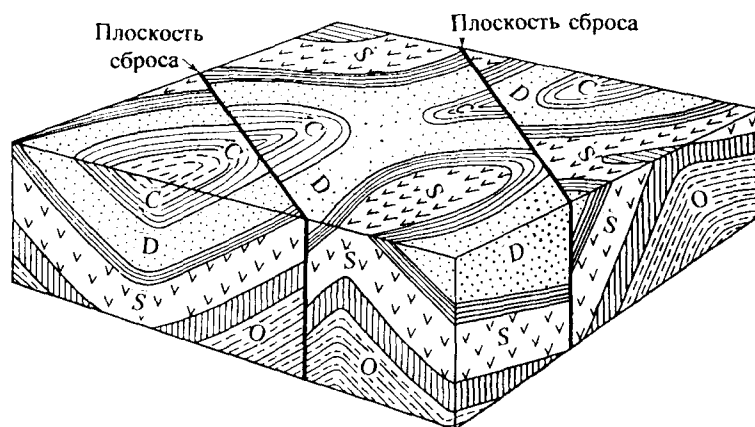


Рис. 4.5. Блок-диаграмма участка складчатых форм, нарушенных сбросами

Определить опущенное и относительно приподнятое крыло в сбросах или взбросах, рассекающих поперек или по диагонали складчатую форму, можно по конфигурации смещенных частей складки (рис. 4.6). Опущенная часть антиклинальной складки при сбросе или взбросе более узкая, чем приподнятая эродированная часть. В синклинальных формах, наоборот, опущенная часть складки будет более широкой. При сбросах и взбросах не происходит смещения осевых линий при переходе их с одного бока структуры на другой, этим они отличаются от сдвигов.

Сдвиги в складчатых формах выражаются горизонтальным смещением блоков и на геологических картах выглядят как смещенные по линиям разрыва части без изменения ширины складок по обе стороны разрыва, но с разрывом и относительным горизонтальным смещением разорванных частей осевых линий складок.

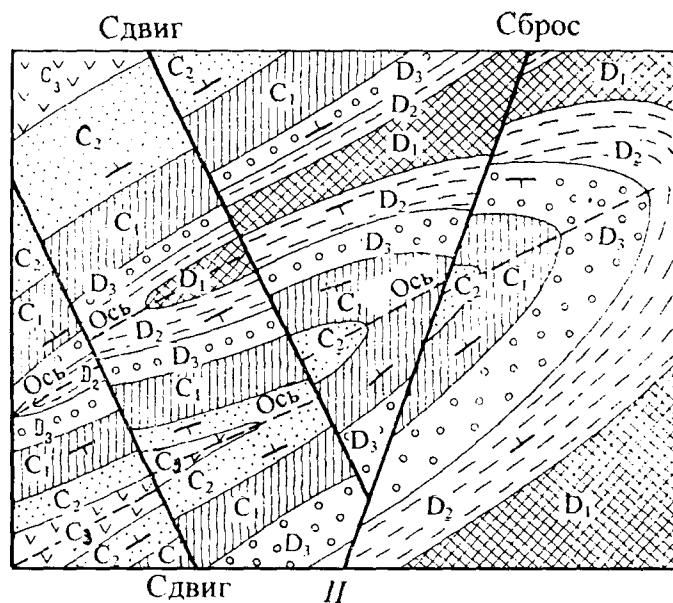
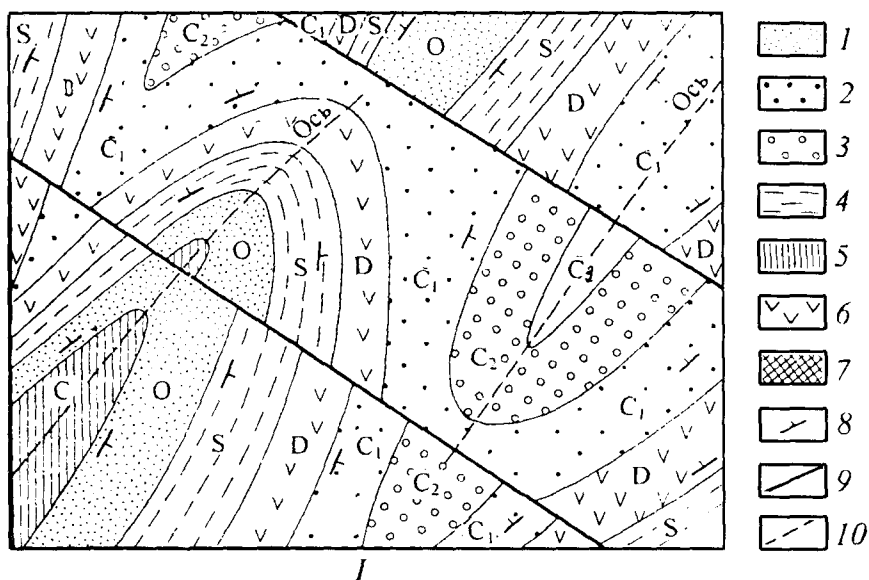


Рис. 4.6. Разрывные нарушения на геологических картах:
 I — складки, нарушенные сбросами; II — складки, нарушенные сдвигами и сбросом;
 1 — песчаники; 2 — галечниковые песчаники; 3 — конгломераты; 4 — глины;
 5 — сланцы; 6 — туфы; 7 — кремнистые породы; 8 — элементы залегания;
 9 — разрывы; 10 — оси складок. Возраст пород показан индексами

Глава 5

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ И РАЗРЕЗАХ

5.1. ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Геологическая карта отражает строение поверхности верхней части земной коры. Она позволяет не только понять геологическое устройство поверхности Земли, но и составить представление о строении земной коры на ту или иную глубину. В зависимости от того, какие особенности строения хотят отразить на геологических картах, их делят на несколько типов.

Собственно *геологическая* карта строится на топографической основе и представляет собой изображение с помощью условных знаков возраста, состава и условий залегания обнаженных на земной поверхности горных пород. Но строятся они и для глубинных горизонтов земной коры как карты со «снятыми верхними толщами пород».

Карты *полезных ископаемых* составляются на геологической основе с нанесением на них выявленных месторождений полезных минералов и площадей их распространения. Карты с изображением состава пород называют *литологическими*.

На *тектонических картах* указываются основные структурные элементы земной коры, деформации пород и условия их геологического развития. Карты, характеризующие распространение и условия залегания подземных вод, называются *гидрогеологическими*.

На *геоморфологических картах* изображаются основные элементы рельефа земной поверхности, разделенные по происхождению и времени образования. Существуют и другие, в еще большей степени специализированные геологические карты. При необходимости составляются карты *глубинных горизонтов*.

В курсе общей геологии рассматриваются лишь собственно геологические карты. При их составлении принята весьма важная условность, к которой вынуждены прибегать геологи. Это связано с тем, что более 90 % поверхности суши покрыто породами четвертичного возраста, представленными различными по происхождению континентальными образованиями: делювиальными, аллювиальными, озерными, элювиальными, золовыми, ледниковыми и др. Поэтому если формально следовать

приведенному выше определению геологической карты как картины распространения горных пород на поверхности, то на карте должны быть показаны почти повсеместно породы четвертичного возраста, а более древние толщи — лишь в виде небольших участков, обнажающихся из-под них. Между тем именно дочетвертичные, которые принято называть коренными, породы вмещают большую часть полезных ископаемых, и поэтому геологическая карта с изображением на большой площади пород четвертичного возраста была бы мало полезной.

С другой стороны, покров четвертичных отложений также нередко содержит полезные ископаемые, например строительные материалы, россыпные месторождения золота, касситерита и др. Для того чтобы выйти из возникшего затруднения, обычно *собственно геологической картой* принято называть такую, которая отражает строение поверхности при условно максимальном снятии покрова четвертичных континентальных отложений. Он сохраняется лишь там, где невозможно установить строение коренных пород под четвертичными отложениями, или в тех случаях, когда последние заключают полезные ископаемые либо имеют морское происхождение. Четвертичные континентальные образования изображаются на особых картах, которые относятся к специальным геологическим и называются *картами четвертичных отложений*. Коренные породы на таких картах обычно не подразделены.

Масштабы геологических карт весьма различны. Различают мелко-масштабные геологические карты, имеющие масштабы от 1 : 500 000 и мельче (например, геологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000 и др.). Следующая группа карт охватывает среднемасштабные геологические карты, изображающие строение какой-либо определенной геологической области, т. е. области со сходными чертами геологического строения и развития (например, геологическая карта Урала, Кавказа и др.). Масштабы этих карт 1 : 100 000 и 1 : 200 000. Третью группу образуют крупномасштабные геологические карты, имеющие масштабы 1 : 50 000 и 1 : 25 000. К последней группе относят детальные геологические карты, которые составляют для районов распространения тех или иных полезных ископаемых (например, угля, нефти, железа и др.), а также для небольших районов, охватывающих какое-либо одно месторождение или его часть. Масштабы этих карт 1 : 10 000 и крупнее.

5.2. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

На геологических картах горные породы подразделяются по их относительному возрасту. Поэтому при составлении геологических карт необходимо прежде всего детально изучить возрастную (геохронологическую) последовательность пород, участвующих в строении изучаемого

района. В связи с этим важнейшей задачей является *определить относительный возраст* горных пород, установить, какие породы образовались раньше и какие позднее и к какой геохронологической единице они относятся.

Среди существующих методов определения *относительной* геохронологии наиболее распространенными являются стратиграфический, петрографический и палеонтологический (см. главу 6 тома I учебника).

Стратиграфический метод заключается в изучении взаимоотношений слоев друг с другом, прослеживании их на площади и установлении последовательности образования слоев во времени. Обычно в природе слой или пласт, находящийся внизу, является более древним, чем вышележащий. Однако это бывает не всегда. Первичное залегание слоев может быть нарушено последующими тектоническими движениями. Слои часто не прослеживаются на большие расстояния, а выступают на поверхность только в отдельных обнажениях, и, следовательно, приходится их сопоставлять по внешним признакам, что иногда удается сделать условно либо вообще невозможно. Поэтому стратиграфический метод не всегда дает однозначные результаты и его приходится дополнять другими методами.

Относительный возраст слоев иногда определяют также путем изучения состава горных пород и сопоставления с аналогичными породами других участков — это *литолого-петрографический метод*. Однако нередко один и тот же слой складывается различными породами. В таких случаях метод сопоставления слоев по их составу применим для коротких расстояний и неприемлем для районов, удаленных друг от друга.

Наиболее надежным методом определения относительного возраста является *палеонтологический*, заключающийся в изучении остатков животных организмов (фауны) и растений (флоры) в породах. Обнаружение одинаковых палеонтологических остатков в породах на участках, даже значительно удаленных друг от друга, позволяет установить их одновозрастность независимо от условий залегания слоев. Палеонтологический метод всегда применяется вместе со стратиграфическим и петрографическим.

Перечисленные выше методы позволяют определять относительный возраст *стратифицированных* образований, то есть горных пород, залегающих слоями. К ним относятся осадочные, вулканогенные и сохранившие первичную стратификацию регионально метаморфизованные породы.

При решении задач по расчленению и сопоставлению отложений в настоящее время все в более широком масштабе применяются мето-

ды «абсолютной» геохронологии, то есть возраста горных пород и минералов в годах. Наиболее важными из них являются радиологические, или изотопные, методы, использующие естественные радиоактивные изотопы и продукты их распада. Методы абсолютной геохронологии позволяют определять возраст осадочных, магматических и метаморфических горных пород. Они детально описаны в главах 6 и 7 тома I.

Первая геохронологическая и соответствующая ей стратиграфическая шкала были приняты в 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе в Болонье. Вся история Земли по данным эволюции земной коры и органического мира в принятой шкале подразделялась на отрезки времени (геохронологические подразделения) и толщи пород, накопившиеся за это время (стратиграфические подразделения).

Для изображения на геологических картах выделенным подразделениям были присвоены определенный цвет и индекс (буквенно-цифровое обозначение).

В дальнейшем при расширении знаний по геологическому строению Земли первая геохронологическая шкала претерпела ряд существенных изменений.

Как уже отмечалось (глава 6 тома I учебника), в России в последние годы применяется геохронологическая шкала, утвержденная межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) и другими организациями в 1993 г. (табл. 5.1, 5.2, 5.3). Шкала включает следующие подразделения (с учетом дополнений к Стратиграфическому кодексу России 2000 г.).

Геохронологические

1. Акрон
2. Эон
3. Эра
4. Период
5. Эпоха
6. Век
7. Фаза
8. Пора
9. Термохронокриохрон

Стратиграфические

1. Акротема
2. Эонотема
3. Эратема
4. Система
5. Отдел
6. Ярус
7. Раздел
8. Звено
9. Ступень

Необходимо отметить, что включение табл. 5.1, 5.2, 5.3 (см. соотв. табл. 6.1, 6.2, 6.3 в главе 6 тома I данного учебника) как в том I, так и в том II объясняется тем, что при работе с геологической картой в наличии может оказаться лишь один из томов и отсутствие в нем отмеченных таблиц окажется существенным неудобством.

Таблица 5.1

Общая геохронологическая
(стратиграфическая) шкала

Эон (эо- ноте- ма)	Эра (эра- тема)	Под- группа	Длитель- ность, млн лет	Период (система)	Эпоха (отдел)	Цвет на картах
1	2	3	4	5	6	7
Ф А Н Е Р	К		(1,8)	Четвертичный (четвертичная) Q		Желтовато-серый
	А		1,8			
	Й		(23)	Неогеновый (неогеновая) N	Плиоцен N ₂	Желтый
	Н		(65)		Миоцен N ₁	
	О			Олигоцен P ₃ Эоцен P ₂ Палеоцен P ₁	Оранжево-желтый	
	З					
	О		24,8			
	Й		(40,4)			
	KZ					
	— 65					
О			(80)	Меловой (меловая) K	Поздняя (верхний) K ₂	Зеленый
М			(186)		Ранняя (нижний) K ₁	
Е				Юрский (юрская) J	Поздняя (верхний) J ₃ Средняя (средний) J ₂ Ранняя (нижний) J ₁	Голубой
З						
О						
З			(69)			
Й			200	Триасовый (триасовая) T	Поздняя (верхний) T ₃	Лиловый
			(51)		Средняя (средний) T ₂	
					Ранняя (нижний) T ₁	
	251					

1	2	3	4	5	6	7
Ф А Н Е Р О З О Й	П	Верхний палеозой PZ ₃	(44)	Пермский (пермская) P	Поздняя (верхний) P ₂ Ранняя (нижний) P ₁	Оранжево- коричневый
	А	Средний палеозой PZ ₂	— 295	Каменноугольный (каменноугольная) C	Поздняя (верхний) C ₃ Средняя (средний) C ₂ Ранняя (нижний) C ₁	Серый
	Л		(65)			
	Е		— 360	Девонский (девонская) D	Поздняя (верхний) D ₃ Средняя (средний) D ₂ Ранняя (нижний) D ₁	Коричневый
	О	Нижний палеозой PZ ₁	(58)			
	З		— 418	Силурийский (силурийская) S	Поздняя (верхний) S ₂ Ранняя (нижний) S ₁	Серо-зеленый
	О		(25)			
	Й	PZ	— 443	Ордовикский (ордовикская) O	Поздняя (верхний) O ₃ Средняя (средний) O ₂ Ранняя (нижний) O ₁	Оливковый
			(47)			
			— 490	Кембрийский (кембрийская) E	Поздняя (верхний) E ₃ Средняя (средний) E ₂ Ранняя (нижний) E ₁	Сине-зеленый (темный)
			(45)			

Таблица 5.2

**Шкала докембрия
(РС)¹**

Акротема (акрон)	Эонотема (зон)		Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)
	Фанерозой		Палеозой	Кембрий	
П Р О Т Е Р О З О Й	Верхний (поздний) протерозой PR ₂ (1080)		— 535 —	Вендская (вендский) V (65)	Верхний (поздняя) V ₂ (25)
					Нижний (ранняя) V ₁ (40)
		Рифей R	— 600 ± 10 —		
			Верхний (поздний) рифей R ₃ 430		
			— 1030 ± 30 —		
			Средний (средний) рифей R ₂ (320)		
			— 1350 ± 10 —		
			Нижний (ранний) рифей R ₁ (300)		
		— 1650 + 50 —			
		Нижний (ранний) протерозой (карелий) PR ₁ (850)	Верхняя часть Верхний (поздний) карелий PR ₁ ² (250)		
			Нижняя часть Нижний (ранний) карелий PR ₁ ¹ (600)		
— 2500 ± 50 —					
АРХЕЙ AR	Верхний (поздний) архей AR ₂ (650)				
	— 3150 + 50 —				
	Нижний (ранний) архей AR ₁ (> 400)				

¹ Цифры в скобках — продолжительность в млн лет.

Таблица 5.3

Шкала четвертичной системы

Система (период)	Раздел (фаза)		Звено (пора)
Четвертичная (антропогеновая) (четвертичный) Q	Голоценовый Q _H	Плейстоценовый и голоценовый объединенные Q _{PH}	Современное Q _{IV}
	———— 0,01 ———		Верхнее Q _{III}
	Плейстоценовый Q _P		Среднее Q _{II}
			Нижнее Q _I
	———— 0,8 ———	Эоплейстоценовый Q _E	Верхнее Q _{EII}
	———— 1,8 ———	Нижнее Q _{EI}	

Самым крупным стратиграфическим подразделением является акротема (акрон). Выделяются две акротемы (акрона): архей (от греч. «археο» — древний) и протерозой (от греч. «протерос» — первый) (см. табл. 5.2).

Архей — AR, розовый¹, делится на две эонотемы (эона) — нижний (ранний) архей AR₁ и верхний (поздний) архей — AR₂. *Протерозой* — PR, желто-розовый, также делится на две эонотемы (эона): нижний (ранний) протерозой (карелий) — PR₁ и верхний (поздний) протерозой — PR₂. В нижнем (раннем) протерозое выделяются две эратемы (эры): нижняя часть, нижний (ранний) карелий — PR₁¹ и верхняя часть, верхний (поздний) карелий — PR₁². В верхнем (позднем) протерозое большая нижняя часть относится к *рифей* — R, который делится на три эратемы (эры): нижний (ранний) рифей — R₁, средний (средний) рифей — R₂ и верхний (поздний) рифей — R₃. В самой верхней части верхнего (позднего) протерозоя выделяется *вендская* система (период) — V, которая подразделяется на два отдела (эпохи): нижний (раннюю) — V₁ и верхний (позднюю) — V₂.

Весь огромный отрезок геологического времени (более 3,5 млрд лет) и комплексы пород, сформировавшиеся в архее и протерозое, часто объединяют под общим названием *докембрий* — PC.

Фанерозойская эонотема (эон) (от греч. «фанерос» — явный) объединяет три эратемы (эры): палеозойскую — PZ, мезозойскую — MZ и кайнозойскую — KZ (см. табл. 5.1).

Палеозойская эратема (эра) (от греч. «παλαιός» — древний) делится на шесть систем (периодов): кембрийскую (сокращенно кембрий) — E,

¹ Здесь и ниже — цвета на геологической карте.

сине-зеленый; ордовикскую (ордовик) — О, оливковый; силурийскую (силур) — S, серо-зеленый; девонскую (девон) — Д, коричневый; каменноугольную (карбон) — С, серый; пермскую (пермь) — Р, оранжево-коричневый. Мезозойская эратема (эра) (от греч. «мезос» — средний) подразделяется на три системы (периода): триасовую (триас) — Т, лиловый; юрскую (юра) — J, голубой; меловую (мел) — К, зеленый. Кайнозойская эратема (эра) (от греч. «кайнос» — новый) также делится на три системы (периода): палеогеновую (палеоген) — Р, оранжево-желтый; неогеновую (неоген) — N, желтый; четвертичную (антропогенную) — Q, желтовато-серый.

Отделы являются составными частями систем, эпохи — периодов. При разделении системы на два отдела им присваивается название — нижний и верхний, при трехчленном делении — нижний, средний и верхний. Эпохи при двучленном делении периодов называют ранней и поздней, а при трехчленном — ранней, средней и поздней (например, нижнедевонский отдел, но раннедевонская эпоха, среднетриасовый отдел и среднетриасовая эпоха, верхнемеловой отдел, но позднемеловая эпоха).

Для отделов и эпох допускаются *сокращения* (нижний карбон, ранний девон, средний триас). Отделам (эпохам) некоторых систем (периодов) присвоены собственные названия: для юры — нижняя (ранняя) юра или лейас, средняя юра, или доггер, верхняя (поздняя) юра, или мальм; для палеогена — палеоцен, эоцен, олигоцен; для неогена — миоцен, плиоцен.

Отделы на геологических картах имеют *цвет* системы, при этом нижний отдел закрашивается более темным, а верхний отдел — светлым тоном соответствующего цвета.

Индекс отдела состоит из буквенного индекса системы (прописные буквы латинского алфавита) с присоединением к нему справа внизу цифр 1, 2, 3 (более мелкого шрифта) соответственно для нижнего, среднего и верхнего отделов и цифр 1, 2 — для нижнего и верхнего отделов при двучленном делении системы (например, нижний карбон — C₂, верхний карбон — C₃, нижний силур — S₁, верхний силур — S₂, миоцен — N₁, плиоцен — N₂).

Отделы подразделяются на *ярусы*, эпохи — на *века*, которым присваиваются собственные географические названия (например, сакмарский ярус (век) нижней перми; московский ярус (век) среднего карбона).

Индекс яруса (века) образуется путем прибавления справа к индексу отдела начальной или начальной и следующей согласной строчной буквы (прямой шрифт) из латинизированного названия яруса. Две буквы используются в тех случаях, когда в одной системе имеются ярусы, названия которых начинаются с одинаковой буквы. При

этом в индексе более древнего яруса указывается одна начальная буква из названия яруса, а в индексе более молодых ярусов будут две буквы из названия яруса (первая и ближайшая согласная). Примеры: франкский ярус верхнего девона D_3f , фаменский ярус верхнего девона — D_3fm , лландоверийский ярус нижнего силура — S_1l , лудловский ярус верхнего силура — S_2ld . Четвертичная (антропогеновая) система (период) (см. таблицу 5.3.) включает три раздела (фазы); эоплейстоценовый — Q_E , плейстоценовый — Q_P и голоценовый — Q_H . В эоплейстоцене выделяется два звена (пора): нижнее — Q_{E1} и верхнее — Q_{EII} ; в плейстоцене — три звена: нижнее — Q_P , среднее — Q_{II} , верхнее — Q_{III} ; в голоцене — одно звено (современное) — Q_{IV} .

Палеогеновая и неогеновая системы ранее объединялись в третичную систему. В настоящее время выделяется третичная надсистема — Tg .

До 1970 г. использовались иные обозначения: палеоген имел индекс Pg , мел — Cg , кембрий — Cm , кайнозой — Kz , мезозой — Mz , палеозой — Pz , протерозой — Pt , архей — A .

На геологических картах употребляются деления и наименования стратиграфического порядка: эратемы (группы), системы, отделы, ярусы. Не следует смешивать подразделения стратиграфические и геохронологические. Например, нельзя сказать, что «человек появился в четвертичной системе». Правильным будет выражение: «Человек появился в четвертичном периоде». Нельзя говорить: «породы каменноугольного периода», надо: «породы каменноугольной системы». Временные подразделения, соответствующие нижнему, среднему и верхнему отделам какой-либо системы, следует именовать как раннюю, среднюю, позднюю эпохи (например, раннеюрская эпоха или ранняя юра и т. д.). Не рекомендуется говорить: «нижнеюрская или верхнеюрская эпоха», так как *время не бывает нижним и верхним*. Деление на нижнее, среднее и верхнее — чисто стратиграфическое, относящееся к последовательности наложения, образования пород, и употребляется на колонках, разрезах и картах. Например, для раннеюрской эпохи на карте дается нижний отдел юрской системы.

5.3. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Оформление геологических карт и другой геологической графики выполняется в соответствии с инструкциями для карт масштаба 1 : 200 000 (1995 г.) и 1 : 50 000; 1 : 25 000 (1986 г.). При этом существуют некоторые различия в правилах оформления геологической графики разного масштаба. Ниже приводятся правила оформления геологических карт масштаба 1 : 200 000.

Для указания состава, времени формирования и условий залегания горных пород на геологических картах применяются *четыре типа*

условных знаков: цветовые, буквенно-цифровые (индексы), штриховые и прочие.

Цветовые знаки применяются для обозначения возраста стратифицированных осадочных, вулканических и метаморфических пород, а также состава интрузивных и новейших (неогеновых и четвертичных) вулканических пород. Каждая система обозначается определенным цветом и буквенным индексом (см. табл. 5.1, 5.2, 5.3), более дробные подразделения (отдел, ярус) закрашивают цветом соответствующей системы. При этом более древние подразделения имеют темный тон соответствующего цвета, а более молодые — светлый тон того же цвета. Например, отложения нижнего отдела меловой системы закрашиваются ярко-зеленым цветом, а верхнего отдела меловой системы — более светлым тоном того же зеленого цвета. Интенсивность раскраски подбирают так, чтобы все стратиграфические подразделения на геологической карте имели достаточно четкие цветовые различия и легко читалась топографическая основа. Для раскраски магматических пород применяются цвета, указанные в табл. 5.4.

Таблица 5.4

**Цвета, применяемые для раскраски магматических пород
на геологической карте**

Породы	Состав	Цвет
Интрузивные	Кислые	Красный
	Щелочные	Красновато-оранжевый
	Средние	Темно-малиновый
	Основные	Темно-зеленый
	Ультраосновные	Фиолетовый
Неоген-четвертичные эффузивные	Кислые и средние	Оранжевый
	Основные	Зеленый

Буквенными и цифровыми обозначениями (индексами) указывается возраст, а для интрузивных и вулканических пород — и состав.

В составлении *индекса* существуют определенные правила. Для стратифицированных отложений в начале ставится латинизированное название системы в виде одной заглавной (первой) буквы слова: например, каменноугольная система — С. Отдел обозначается арабской цифрой, помещенной справа внизу у индекса системы: например, нижний отдел каменноугольной системы — С₁. Индекс яруса составляется путем прибавления справа от индекса отдела одной или двух строчных

букв (прямой шрифт) из латинизированного названия яруса. Две буквы используются в случае, когда в одной системе имеются ярусы, названия которых начинаются с одинаковой буквы. При этом в индексе более древнего яруса указывается одна начальная буква из названия яруса, а в индексе более молодого — первая и ближайшая согласная из его названия. Пример: франский ярус верхнего девона — D_{3p} фаменский ярус верхнего девона — D_{3fm} . Индекс подъяруса составляется путем прибавления к индексу яруса справа внизу цифры 1 (для нижнего) и цифры 2 (для верхнего) при двучленном делении и цифр 1, 2, 3 — при трехчленном делении яруса. Пример: верхнеальбский подъярус нижнего мела — K_1al_3 . Нередко возникает необходимость введения, помимо общепринятых стратиграфических подразделений, местных подразделений, которые должны быть увязаны с подразделениями общепринятой шкалы. Наиболее обычными для местных подразделений являются серия и свита. Индексы их образуются путем прибавления справа к возрастному индексу двух строчных латинских букв: первой и ближайшей согласных из названия этого подразделения, написанных курсивом. Пример: C_1vkz — кызыльская свита визейского яруса нижнего карбона.

Следует подчеркнуть, что индекс может быть составлен из одного или нескольких стратиграфических подразделений, однако в нем обязательно должно присутствовать обозначение системы. В том случае, когда появляется необходимость указать в одном стратиграфическом подразделении присутствие двух систем, отделов или ярусов, индекс составляется посредством знака плюс (+) или тире (–). Плюс ставится в том случае, если объединяются полностью два соседних подразделения (например, $C+P$), когда же объединяются части систем, применяется знак тире (например, $C-P$); причем на первом месте всегда указывается индекс более древнего подразделения.

Для обозначения генезиса осадочных горных пород применяются строчные латинские буквы: m — морские, g — ледниковые, f — флювиогляциальные, a — аллювиальные и т. д. Ставятся эти буквы перед обозначением системы: например, aQ_{iv} — аллювиальные современные отложения. При чтении индекса следует соблюдать определенный порядок — от более крупного подразделения последовательно к более мелкому: например, индекс C_1t_1 будет читаться так: «цэ» — один, «тэ» — один.

Индексация магматических пород по вещественному составу производится с помощью следующих прописных и строчных букв греческого алфавита.

Интрузивные породы

Граниты	γ (гамма малая)
Диориты	δ (дельта малая)
Сиениты	ζ (кси малая)

Габбро	v (ню малая)
Пироксениты, перидотиты, дуниты	σ (сигма малая)
Нефелиновые сиениты	ε (эпсилон-кси)

Промежуточный состав магматических пород индексируется двумя буквами, обозначающими группы пород (например, гранодиорит — γδ). Щелочной характер магматических пород отмечается добавлением слева к основному индексу буквы ε (эпсилон), например εγ — щелочной гранит.

Эффузивные породы

Риолиты (липариты)	λ (лямбда малая)
Трахиты	τ (тау малая)
Андезиты	α (альфа малая)
Базальты	β (бета малая)

Для указания возраста магматических пород рядом с индексом породы ставится индекс, указывающий возраст: например, γC₃ — позднекаменноугольные граниты. Таким же образом индексируются и вулканические породы на картах масштаба 1 : 200 000, пример: βD₂ — среднедевонские базальты.

Состав горных пород может быть отражен штриховыми условными знаками. Наиболее употребительные штриховые знаки приведены на рис. 5.1.

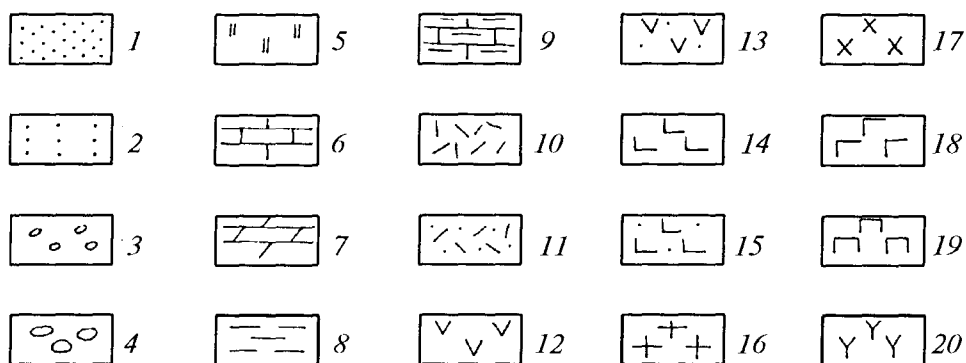


Рис. 5.1. Штриховые условные знаки: 1 — пески; 2 — песчаники; 3 — галечники; 4 — конгломераты; 5 — кремнистые породы (яшмы, опоки, диатомиты); 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — глины; 9 — мергели; 10 — лавы кислого состава; 11 — туфы кислого состава; 12 — лавы среднего состава; 13 — туфы среднего состава; 14 — лавы основного состава; 15 — туфы основного состава; 16–20 — интрузивные породы (16 — кислого состава, 17 — среднего состава, 18 — основного состава, 19 — ультраосновного состава, 20 — щелочного состава)

Геологические границы на картах изображаются различными знаками (рис. 5.2). Установленные геологические границы даются сплошными тонкими черными линиями, предполагаемые — пунктиром (прерывистыми линиями), границы между различными по составу, но разновозрастными породами — точечными (пунктирными) линиями. Разрывные нарушения показываются черной утолщенной сплошной линией (достоверные), пунктирной (предполагаемые) и пунктирной линией с точками (скрытые под более молодыми образованиями). Знаками черного цвета изображаются элементы залегания слоев.

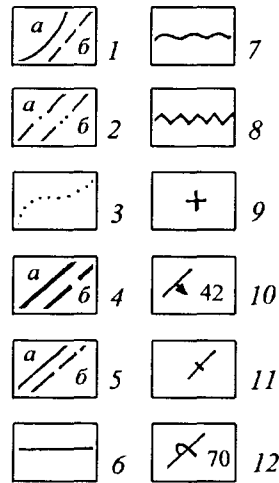


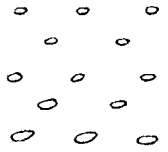
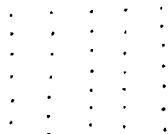
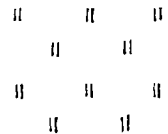
Рис. 5.2. Прочие условные обозначения:

1 — границы разновозрастных подразделений стратифицированных и интрузивных (*a* — установленные, *б* — предполагаемые); 2 — те же границы, скрытые под вышележащими образованиями (*a* — установленные, *б* — предполагаемые); 3 — границы разновозрастных образований (фациальные). Разрывные нарушения: 4 — главные (*a* — установленные, *б* — предполагаемые); 5 — второстепенные (*a* — достоверные, *б* — предполагаемые). Обозначения взаимоотношений геологических подразделений на стратиграфических колонках: 6 — согласное залегание; 7 — размывы; стратиграфические (параллельные) несогласия; 8 — угловые несогласия. Элементы залегания слоев: 9 — горизонтальные; 10 — наклонные; 11 — вертикальные; 12 — опрокинутые

5.4. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОЛОНКИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Средне-, крупномасштабные и детальные геологические карты сопровождаются стратиграфической колонкой и разрезами.

На *стратиграфической колонке* в возрастной последовательности снизу вверх от древних к молодым показываются дочетвертичные стратифицированные осадочные, вулканические и метаморфические породы, развитые на территории, изображенной на карте (рис. 5.3). Четвертичные отложения и интрузивные породы на колонке не изображаются.

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
НЕОГЕНОВАЯ	Плиоцен		N ₂		28	Конгломераты мелкогалечные серые
	Миоцен		N ₁		17	Глины зеленовато-серые
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Оligocene		P ₃		22	Песчаники кварцевые серые
МЕЛОВАЯ	Верхний Туронский		K _{2t}		25	Кремнистые породы опокovidные серые

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Четвертичная система	Q	Нерасчлененные аллювиальные отложения
Неогеновая система	N ₂	Плиоцен Конгломераты
	N ₁	Миоцен Глины
Палеогеновая система	P ₃	Олигоцен. Глины
Меловая система	K _{2t}	Верхний отдел. Туронский ярус. Кремнистые породы
		Конгломераты мелкогалечные
		Глины
		Песчаники кварцевые
		Кремнистые опокovidные породы
		Геологические границы
	• 1	Буровые скважины и их номер

Рис. 5.3. Стратиграфическая колонка

Стратиграфическая колонка состоит из ряда вертикальных граф (7–8), включающих в себя (слева направо):

- общую стратиграфическую шкалу с указанием системы, отдела, яруса;
- индекс стратиграфического подразделения;
- колонку, в которой штриховыми знаками изображается состав и цветом (как на карте) возраст стратиграфических подразделений, положение находок органических остатков, а также взаимоотношения подразделений между собой (см. рис. 5.2);
- мощность (в метрах) или интервалы мощности при ее изменчивости выделенных на карте подразделений;
- характеристику подразделений с указанием местных стратиграфических подразделений (серия, свита и т. д.), краткого описания вещественного состава с перечнем важнейших ископаемых органических остатков.

Ширина всех граф, кроме колонки и характеристики пород, принимается 1–1,5 см; колонки — 3–4 см, а графа характеристика подразделений — по необходимости.

Стратиграфические подразделения в колонке раскрашиваются и индексируются в полном соответствии с цветами и индексами подразделений, выделенных на геологической карте. Выделенные древние подразделения, не вскрытые на геологической карте, в колонке показываются на $2/3$ ее ширины.

Вертикальный масштаб стратиграфической колонки выбирается так, чтобы ее высота не превышала размеров вертикальной рамки карты и на ней можно было бы отразить основные особенности строения выделенных подразделений. Колонка строится по максимальным мощностям отложений, но если из-за большой мощности каких-либо подразделений длина колонки излишне возрастает, то допускается делать «разрыв» внутри однородных по составу интервалов разреза, изображаемый тонкой двойной (с промежутком в 2 мм) волнистой линией.

Литологический состав отложений в колонке изображается горизонтально расположенными штриховыми условными знаками (см. рис. 5.1). Нижняя часть колонки ограничивается сплошной черной линией.

Геологические разрезы представляют собой изображение залегания пород в плоскости вертикального сечения земной коры на ту или иную глубину от ее поверхности. Геологические разрезы являются обязательным элементом геологической карты и должны наглядно отражать условия залегания геологических тел, развитых на карте. Они могут составляться по геологической карте, данным буровых скважин, геофизическим или каким-либо иным материалам. На геологической карте

разрезы составляются по прямым линиям в направлениях, которые дают наиболее полное представление о залегании пород, слагающих изображенную на карте территорию. При необходимости разрезы могут составляться и по ломаной линии. При наличии опорных скважин разрезы следует проводить через них. Вертикальный и горизонтальный масштабы разрезов в большинстве случаев должны соответствовать масштабу карты. На концах разреза ставятся прописные буквы русского алфавита с цифрой справа внизу, при этом каждый разрез обозначается одной буквой. Если разрез строится по ломаной линии, на ее изгибах указывается также буква. Например, один разрез $A_1-A_2-A_3$, при этом A_2 стоит на изломе, другой B_1-B_2 , если линия разреза прямая. Для каждого листа геологической карты обычно составляется 1–3 разреза. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и др.) указываются одним знаком в виде сплошных линий. Глубина разреза обуславливается теми данными, которыми располагает составитель.

5.5. ЗАРАМОЧНОЕ ОФОРМЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Обычно геологическая карта, условные обозначения к ней, стратиграфическая колонка и геологические разрезы монтируются на одном листе (рис. 5.4). Геологическая карта помещается на середине листа так, чтобы северная рамка карты находилась в верхней его части. Название карты размещается над северной частью рамки, здесь же указываются числовой масштаб, а слева над северной рамкой год составления карты. Автор-составитель карты указывается под рамкой карты слева внизу. Слева от западной рамки карты помещается стратиграфическая колонка, у восточной рамки — условные обозначения, внизу под картой — геологические разрезы.

Условные обозначения составляются в виде двух вертикальных рядов прямоугольников. Условные обозначения представляют собой систематизированный свод всех примененных на геологической карте и разрезах условных знаков и объяснение их содержания.

Условные обозначения помещаются справа от геологической карты в определенной последовательности (сверху вниз):

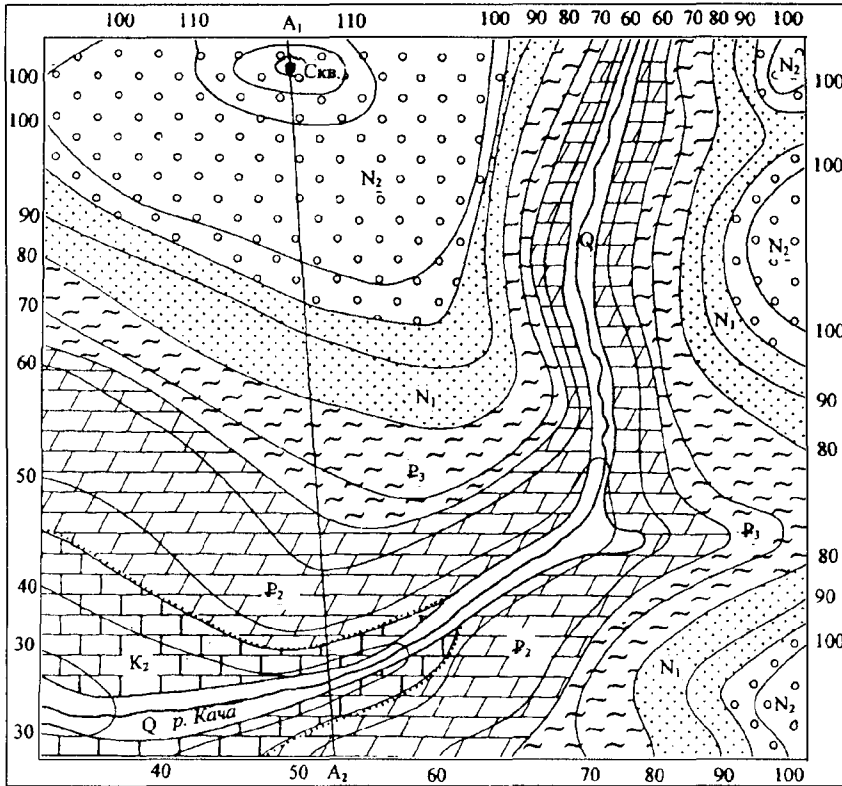
- геологические подразделения;
- штриховые знаки вещественного состава пород;
- прочие условные знаки (разрывные нарушения, геологические границы и др.).

Геологические подразделения составляются в виде двух вертикальных рядов прямоугольников (гранок размером 8×15 мм) в возрастной последовательности от молодых (сверху) к древним. В левом ряду размещаются стратифицированные подразделения (ярусы, свиты и т. д.),

Геологическая карта бассейна р. Кача

2004 г.

Масштаб 1 : 25 000



Составил В. И. Иванов

1 : 25 000

в 1 см - 250 м

м 250 0 250 500 750 м

Сечение горизонталей через 10 м



Рис. 5.4. Образец зарамочного оформления геологической карты

в правом — в возрастной последовательности нестратифицированные (интрузивные, жильные и др.).

Гранки раскрашиваются, а внутри гранок помещаются индексы в точном соответствии с геологической картой.

В левом ряду слева под фигурной скобкой указывают названия систем и отделов, справа — более мелкие общие и местные подразделения (ярусы, свиты и т. д.) и после них кратко вещественный состав (см. рис. 5.4). Нижняя граница гранок отражает взаимоотношения подразделений: согласные — прямая линия, параллельные несогласия — волнистая, угловые несогласия — зубчатая линия.

В правом ряду слева под фигурной скобкой указывают генезис и возраст нестратифицированных подразделений, например позднедевонские интрузивные образования. Справа помещаются более детальные сведения о возрасте и составе пород.

Сокращение слов в условных обозначениях не допускается.

Глава 6

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Геологический разрез — это графическое изображение на вертикальной плоскости условий залегания горных пород, их возраста, состава, мощности, формы геологических тел, складчатых и разрывных нарушений и т. д. Иными словами, геологический разрез — это геологическая карта вертикальной плоскости. При построении разреза геолог мысленно «разрезает» территорию по определенной линии, затем «убирает» одну половину, «смотрит», что видно на вертикальном срезе, и на основании «увиденного» строит геологический разрез.

Геологический разрез — важнейший элемент геологической графики, он дополняет и уточняет геологическую карту, давая наглядное представление об изменении геологического строения с глубиной. Геологические разрезы обычно строятся вместе с картой.

6.1. ВЫБОР ЛИНИИ РАЗРЕЗА

Приступая к составлению разреза, необходимо выбрать линию, вдоль которой он будет строиться. Если предполагается построить несколько разрезов, то необходимо выбрать и несколько линий разрезов. Количество разрезов зависит от сложности геологического строения территории. Если строение простое — можно обойтись одним разрезом, если сложное — выбирают несколько линий разрезов, ориентируя их таким образом, чтобы они пересекли участки с наиболее сложным геологическим строением. Это могут быть интрузивные многофазовые комплексы, сложная складчатость, разрывные нарушения и т. д.

Линии разрезов предпочтительнее ориентировать перпендикулярно простиранию пород и основных структур. В этом случае на разрезе будут показаны участки с разным геологическим строением, их взаимоотношения между собой, будут сохранены истинные углы наклона горных пород и т. д. Обычно составляют разрезы, которые пересекают весь лист карты от рамки до рамки по прямой линии. При сложном геологическом строении, когда невозможно провести прямую линию вкрест простирания всех структур, допускается построение разрезов по ломаной линии. Ломаные линии выбираются также в том случае, если необходимо на одном разрезе показать участки с разным геологичес-

ким строением, не попадающие на прямую линию. Положение разреза показывают на геологической карте тонкими черными линиями. Точки пересечения линии разреза с рамкой карты и точки излома обозначают прописными буквами русского алфавита с цифровым индексом справа внизу за рамкой карты. Например, $A_1-A_2-A_3$, B_1-B_2 и т. п. При построении разреза необходимо иметь в виду, что слева располагаются западный, северо-западный, юго-западный и южный концы разреза. Таким образом, ориентировка разреза должна соответствовать «падению» линии разреза на горизонтальную рамку карты; меридиональные разрезы «роняют» направо.

При построении разрезов, кроме информации, получаемой при анализе геологической карты, используют данные буровых скважин, канав и геофизических материалов. Глубина, на которую строят разрез, зависит от масштаба геологической карты, глубинности ранее проведенных геологоразведочных работ, величины эрозионного вреза, а также от надежности глубинной интерпретации геологических и геофизических данных. На практике разрез в выбранном масштабе изображается полосой, ширина которой редко превышает 4–5 см.

6.2. МАСШТАБ РАЗРЕЗА

Для построения разреза необходимо выбрать вертикальный и горизонтальный масштабы. Как правило, вертикальный и горизонтальный масштабы разрезов должны соответствовать масштабу карты. Горизонтальный масштаб практически всегда принимается равным масштабу карты за исключением специальных разрезов, рассмотрение которых выходит за рамки курса. Вертикальный масштаб может быть увеличен для случаев горизонтального и пологонаклонного залегания пород. Необходимость увеличения вертикального масштаба чаще всего вызывается тем, что слои малой мощности, но важные в геологическом отношении, невозможно показать на разрезе в масштабе карты. В этом случае вертикальный масштаб увеличивается до такой степени, чтобы самый маломощный слой мог быть изображен полоской шириной не менее 1–2 мм. Рассмотрим пример, когда масштаб карты 1 : 50 000, а самый тонкий слой имеет мощность 10 м. Если этот слой изображать в масштабе 1 : 50 000, то он будет иметь на разрезе толщину всего 0,2 мм и его будет технически невозможно изобразить на карте. Целесообразно взять масштаб 1 : 10 000 или 1 : 5 000, в первом случае слой на разрезе выразится полоской в 1 мм, во втором случае ширина полоски составит 2 мм. Необходимо избегать чрезмерного увеличения вертикального масштаба, так как это ведет к искажению (увеличению) углов наклона слоев горных пород и разрывных нарушений на разрезе,

а вместе с ними и к искажению представлений о геологическом строении территории. Разрез при этом утрачивает свое главное назначение — давать наглядное представление о геологическом строении на глубину. Для частей района, сильно отличающихся геологическим строением, могут быть составлены разрезы с разными вертикальными масштабами, в пункте смены масштаба на линии разреза и самом разрезе делается разрыв шириной 0,5 мм.

6.3. ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

Геологические разрезы должны полностью соответствовать геологической карте по контурам тел, их окраске, крапам, индексам, наклонам и мощности слоев. Поэтому для разрезов не требуются отдельно условные обозначения, для их чтения достаточно условных обозначений к карте. Если же на разрезе изображаются геологические объекты, которых нет на карте, то в условные обозначения обязательно вносятся соответствующие обозначения с указанием «только на разрезах». На разрезах, которые помещаются отдельно от геологической карты, условные обозначения обязательны, принцип их составления не отличается от условных обозначений для геологической карты. При малой мощности каких-либо стратиграфических подразделений допускается их объединение в подразделение, которое можно отразить в масштабе карты.

Четвертичные отложения показывают на разрезе, либо когда их мощность может быть отражена в масштабе разреза, либо когда им придается особое значение (в последнем случае в увеличенном масштабе).

На разрезе отражаются все пересекаемые линией маркирующие горизонты, пласты, линзы и измененные породы. Штриховыми линиями можно показать предполагаемое продолжение геологических границ выше земной поверхности.

Буровые скважины, если они попадают на линию разреза или располагаются вблизи нее (100–1000 м), показывают черными сплошными линиями и черными штриховыми, если они отстоят в стороне и спроецированы на плоскость разреза. Забой скважины ограничивается короткой горизонтальной линией (подсечкой). Около устья скважины указывается ее номер по списку.

На каждом разрезе должны быть показаны:

- гипсометрический профиль местности;
- линия уровня моря (за исключением высокогорных районов);
- линейный вертикальный масштаб с делениями через 0,5 см и оцифровкой в тысячах метров или километров через 1 см с указанием единиц измерения на обоих концах разреза. Шкала высот должна обеспечить отражение всех геологических образований, показанных на карте вдоль разреза;

- возрастные обозначения, привязывающие разрез к карте. При этом буквенно-цифровые индексы пишут либо внутри самого слоя, если мощность позволяет это сделать, либо где-то рядом, не вынося за границу вертикального масштаба, и затем тонкой черточкой указывают, какому слою принадлежит данный индекс. Индексы следует расположить равномерно по разрезу, не концентрируя их в одном месте. Лучше обозначения слоев дать в двух-трех местах, для того чтобы было удобнее читать разрез. Во всяком случае каждый замкнутый контур на разрезе должен быть обозначен индексом¹. Толщина линий геологических границ, разломов, форма и размеры индексов, знаков крапов и др., а также цвета слоев на разрезе должны быть такими же, как и на геологической карте. Нижняя граница самого древнего слоя не проводится, а его цвет сводится на нет отмывкой в пределах неполной мощности, указанной в стратиграфической колонке.

Геологические структуры, имеющие собственные названия, рекомендуется надписывать. Географические ориентиры (реки, озера, вершины гор), через которые проходит линия разреза, отмечаются над гипсометрической линией и сопровождаются их названиями².

Над разрезом дается заголовок «Разрез по линии A_1-A_2 », под разрезом указываются горизонтальный и вертикальный масштабы, например «Масштаб горизонтальный и вертикальный 1 : 200 000».

6.4. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА

Разрез удобнее вначале сделать на миллиметровке, а уже затем перенести на ватман. Подготовленная для построения разреза миллиметровка сгибается по длине так, чтобы меньшая часть была не более 20 мм шириной. На этой полоске обозначают начало и конец разреза, а на широкой части бумаги, где и будет строиться разрез, проводят шкалы высот и нулевую линию, если позволяет вертикальный диапазон разреза. Положение шкал высот выбирается так, чтобы на широкой части бумаги поместился весь разрез. Подготовив таким образом бумагу, ее узкой полосой прикладывают к линии разреза на геологической карте, следя за ориентировкой разреза. Буквы, нанесенные на миллиметровку, должны совпадать с буквами на концах разреза на геологической карте. Затем разными знаками (сплошной линией, пунктирной, точками и т. д.) с карты на узкую полосу

¹ Индексы, вне зависимости от условий залегания слоев, пишутся только горизонтально.

² Названия гор пишутся горизонтально, а рек — вертикально.

миллиметровки переносят места пересечения линии разреза: с горизонталями, указав их цифровые обозначения; геологическими границами с индексами возраста геологических тел между ними; осями складок (обычно их отмечают удлиненными линиями, антиклинали — сплошными, синклинали — пунктиром); разрывными нарушениями. При необходимости здесь же указывают углы наклона слоев, элементы залегания разломов и др. После этого миллиметровка разворачивается в первоначальное положение, и можно приступать к построению разреза.

Построение разреза начинают с рельефа. Для этого отметки горизонталей с узкой полосы миллиметровки вертикальными линиями переносят на широкую полосу. В местах пересечения этих линий с горизонтальными, имеющими такие же абсолютные отметки на шкале высот, что и горизонталю, ставят точки. Соединив эти точки плавной линией, получают гипсометрический профиль местности. После этого с узкой полосы вертикальными линиями сносят на гипсометрический профиль геологические границы и прочие отметки. В дальнейшем при построении разреза задача в значительной степени сводится к соединению между собой выходов на поверхность разновозрастных границ слоев. Дальнейшее построение разреза будет отличаться для различного типа залегания слоев.

6.5. ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ПРИ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ ЗАЛЕГАНИИ СЛОЕВ

При горизонтальном залегании слоев построение разреза сводится к соединению между собой разновозрастных геологических границ. При этом должна получиться горизонтальная линия, которая будет представлять собой кровлю одного слоя и одновременно подошву вышележащего слоя. Если залегание строго горизонтальное (контуры горизонталей параллельны геологическим границам и нигде не пересекают их), то и построенная граница слоя будет горизонтальной. Если залегание с небольшим наклоном (в некоторых местах горизонталю и геологические границы пересекаются под острым углом), то полученная граница будет иметь небольшой наклон. При резком увеличении вертикального масштаба даже слабо наклонное залегание на разрезе может выглядеть крутопадающим.

Правильность построения разреза во многом зависит от того, насколько точно построен гипсометрический профиль. Если имеются грубые ошибки в его построении, то слои на разрезе окажутся значительно наклонены и при этом углы наклона будут разные для каждого слоя. В этом случае необходимо построить профиль заново. Иногда профиль может быть построен формально правильно, но все равно отдельные слои будут иметь не горизонтальное залегание, а наклонное. В этом случае необходимо провести корректировку рельефа «под геологию». Суть данной процеду-

ры заключается в том, что при построении профиля местности точки, в которых линия разреза пересекается с горизонталями, соединяются плавными линиями, предполагая, что рельеф между горизонталями меняется плавно. На самом деле это не совсем так. На фоне общего повышения или понижения профиля местности могут быть небольшие возвышенности или западины, которые не фиксируются горизонталями. Поэтому в промежутках между горизонталями геолог вправе нарисовать такое изменение рельефа, которое согласуется с горизонтальным залеганием слоев, но при этом изменения рельефа по абсолютным отметкам не должны выходить за пределы значений горизонталей.

Соединив между собой разновозрастные геологические границы, получают слои горных пород, которые выходят на дневную поверхность. Необходимо измерить мощность построенных слоев с учетом масштаба. Она не должна превышать мощность, указанную для данного слоя в стратиграфической колонке. Если мощность слоя оказывается больше, то необходимо искать ошибку либо в профиле рельефа, либо в положении геологических границ. Нижние слои, не выходящие на поверхность, необходимо подстраивать снизу, учитывая мощности, приведенные в стратиграфической колонке. Если пробурены скважины и они попадают на линию разреза или находятся вблизи ее, необходимо ориентироваться на мощность слоев по скважине. По скважинам можно получить информацию о выклинивании слоев. Выклиниванием называется постепенное уменьшение мощности слоя до полного его исчезновения. В случае выклинивания видно, что в одной скважине слой есть, а в другой, рядом расположенной, отсутствует. При построении разреза мощность слоя необходимо постепенно уменьшать и слой полностью свести на нет между скважинами. Выклинивание слоя между двумя соседними обнажениями посередине принимается условно, из-за отсутствия информации. На поверхности выклинивание слоя выражается в перекрытии его границ другими слоями.

6.6. ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ПРИ НАКЛОННОМ ЗАЛЕГАНИИ СЛОЕВ

Построение разрезов при наклонном залегании начинается с профиля местности и выпесения на него границ слоев, как описано выше. От каждого выхода слоя на профиле проводится геологическая граница (подошва или кровля слоя), угол ее наклона определяется следующим образом.

Если на карте нанесены элементы залегания слоев, то углы наклона выбираются в соответствии с ними при условии, что вертикальный и горизонтальный масштабы равны и линия разреза перпендикулярна простиранию пород. Если эти условия не выполняются, то необходимо вводить поправку на увеличение вертикального масштаба и косую ориентировку разреза.

Для этих целей существуют специальные таблицы. При малых углах наклона слоев такими поправками можно пренебречь.

Если на карте нет элементов залегания, то направление падения слоев определяется по пластовым треугольникам, о чем сказано в соответствующем разделе настоящего пособия. При нормальном залегании породы наклонены в сторону более молодых слоев. Угол наклона определяется методом радиусов. Из точки кровли слоя, мощность которого известна, проводится окружность радиусом, равным мощности слоя в вертикальном масштабе разреза, а из точки подошвы — касательная к этой окружности. Полученный при этом угол и будет углом наклона слоя. При моноклинальном залегании он будет постоянным для всех горных пород. Если в разрезе выделяются две-три пачки слоев с разными элементами залегания, то угол наклона определяется для каждой толщи отдельно. Наличие толщ с разными углами наклона определяется при анализе геологической карты. Проведя на разрезе одну границу слоя, из других точек строятся параллельные линии, которые будут подошвами и кровлями других слоев. Правильность построения разреза контролируется через мощности слоев, которые не должны превышать указанные в стратиграфической колонке. Если мощности слоев больше, то, скорее всего, угол, под которым построены слои на разрезе, больше истинного, если мощности значительно меньше указанных в стратиграфической колонке, то угол, скорее всего, меньше истинного.

Угол наклона можно определить и непосредственно на разрезе, если рельеф построен правильно. Нужно соединить линией подошву (или кровлю) слоя, которая выходит на поверхность в нескольких местах¹. В результате должна получиться поверхность, угол наклона которой соответствует истинному. Затем параллельно ей проводят кровли и подошвы других слоев. Особенно это важно в районе развития квест, так как по наклону бронирующего слоя легко определить его элементы залегания.

На некоторых геологических картах с горизонтальным или пологим залеганием слоев нанесены стратонизогипсы (горизонтالي подземного рельефа) кровли или подошвы одного из слоев. По абсолютным отметкам стратонизогипс следует уточнить границы такого слоя на разрезе.

Мощности слоев должны быть постоянными по всему разрезу (если нет данных о их изменении) и согласовываться со стратиграфической колонкой. Небольшие отклонения можно исправить, скорректировав положение рельефа между горизонталями (как в случае горизонтального залегания) и углов наклона слоев. При больших расхождениях в мощности слоев необходимо существенно уточнять рельеф.

¹ Эрозионные останцы или окна.

6.7. ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ПРИ СКЛАДЧАТОМ ЗАЛЕГАНИИ СЛОЕВ

При построении разреза со складчатым залеганием пород необходимо выделить на карте оси крупных и мелких осложняющих складок и вывести их на профиль местности. Геологические границы, ближайшие к осям складок, короткими штрихами наклоняют в сторону осей синклинальных складок и в сторону от осей антиклинальных складок. Углы наклона слоев на крыльях складок определяются исходя из элементов залегания, если их нет, то можно использовать метод радиусов, как это было описано при построении разреза с наклонным залеганием. При использовании метода радиусов необходимо брать крыло, не осложненное мелкой дополнительной складчатостью, иначе углы будут сильно искажены. Определив угол наклона слоя в крыле складки, под этим углом параллельно проводят серию слоев в сторону оси синклинали или от оси антиклинали. При этом необходимо иметь в виду, что крыло синклинальной складки одновременно является и крылом соседней антиклинали. Если по другую сторону оси складки ширина выхода одноименных слоев такая же, то слои проводятся под такими же углами до соединения их с одноименными слоями смежного крыла складок. Различная ширина выходов слоев на крыльях складки может быть обусловлена разными углами наклона крыльев или дополнительной складчатостью. Узкие выходы слоев в одном крыле говорят о крутом залегании слоев, а широкие выходы в другом — о пологих углах наклона. В этом случае складки будут наклонные по положению осевой поверхности. При рисовке складок надо обратить внимание на геологическую карту: форма замков складок на разрезе повторяет форму их замыканий на геологической карте. Дополнительная складчатость «читается» при анализе геологической карты, можно провести оси дополнительных складок и увидеть ундуляцию их шарниров. В первом случае угол наклона необходимо найти методом радиусов, во втором — угол может быть такой же, как и на противоположном крыле, но на разрезе показывают дополнительную складчатость. Мощность смятого в складку слоя должна оставаться постоянной по разрезу, если нет данных о ее изменении.

Разрывные нарушения на разрезе проводят вертикально или наклонно, если есть для этого данные: на карте короткие штрихи от сместителя в сторону его наклона с цифрой угла падения; пластовые треугольники вдоль сместителя и др. Определив по карте поднятые и опущенные крылья, а также по возможности вертикальную амплитуду разрыва, следует эти сведения учесть при построении разреза.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

«Абсолютная» геохронология 175
Агматиты 128
Азимут линии простирания 140
Акротема (акрон) 179
Алевриты 99
Алевролиты 99
Амфиболиты 125
Андезиты 76
Антрацит 112
Архей 179

Б

Базальты 79
Березиты 130
Битумы 112
Бластомилониты 129
Бобовые железные руды 110
Бокситы 101

В

Века 180
Взбросы 164
Вид симметрии 10
Вторичные процессы 69
Вулканическая брекчия 81
Вулканические горные породы 59
 пирокластические 59
 эффузивные (излившиеся) 59
Вулканический туф 81

Г

Габбро 78
Геологические разрезы 188
Глина 101
Глубинные разломы 167
Гнейсограниты 128
Гнейсы 125

Горизонтальное залегание слоев 134

Горные породы
 афировые 63
 магматические 56
 метаморфические 56
 неполнокристаллические 58
 осадочные 56
 пирокластические 58
 полнокристаллическая 58
 порфировые 63
 стекловатые 59

Граниты 73

Гранодиориты 74

Грейзены 130

Д

Дациты 74
Дендриты 19
Диабазы 80
Диагностические свойства 20
Диафторит 114
Динамометаморфизм
 (катакластический
 метаморфизм) 114
Диориты 76
Докембрий 179
Друзы 16
Дуниты 80

Ж

Железомарганцевые конкреции 110
Железомарганцевые корки 110

З

Залегание
 дизъюнктивное 139
 опрокинутое 139
 пликативное 139
Замок складки 154

Звено 181
Знаки ряби 92

И

Известняки
 оолитовые 106
 плотные 106
 хемогенные 106
Изоморфизм 12
Изоморфные смеси 12
Изотопные методы 175
Индекс 180
Интрузивные (внедрившиеся)
 горные породы 59
 глубинные (абиссальные) 59
 полуглубинные (гипабиссальные) 59
Иризация 22
Ископаемая рыба 92
Ископаемые угли 112

К

Кайнозойская эратема (эра) 180
Каменная соль 109
Каолины 101
Карты
 геологическая 172
 геоморфологическая 172
 полезных ископаемых 172
 тектоническая 172
Катаклазиты 129
Кварциты
 вторичные 130
Классификация минералов 28
Конгломерат 96
Конкреции 19
Кристаллизация магмы 58
Кристаллобласт 115
Кристаллобластез 115
Кровля слоя 132
Крылья 154
Ксенобласт 115

Л

Лёсс 99
Летучие компоненты 57
Линия восстания слоя 140

Линия падения слоя 140
Линия простиранья слоя 139
Листвениты 130
Литолого-петрографический метод 174

М

Магма 57
Магматические породы
 кислые 67
 мафические 68
 нормальной щелочности 67
 основные 67
 салические 68
 средние 67
 субщелочные 67
 ультрамафические 68
 ультраосновные 67
 щелочные 67
Мезозойская эратема (эра) 180
Мел (писчий) 106
Метаморфизм
 контактовый (контактово-термальный) 114
 прогрессивный 113
 региональный 113
 регрессивный 114
Метаморфизованные породы 113
Метаморфические породы 113
Метасоматоз 114
Мигматиты 128
 ветвистые 128
 плойчатые 128
 полосчатые 128
 сетчатые 128
Милониты 129
Минерал 6
 акцессорный 56
 породообразующий 56
 типоморфный 15
Моноклинально залегающие слои 139
Монокристалл 16
Мощность 132

Н

Неосома 128
Неравнокристаллическое
 строение 58

- Несогласие
 параллельное 134
 стратиграфическое 133
 угловое 134
Нефелиновые сиениты 77
Нефть 112
- О**
- Окраска минералов
 аллохроматическая 21
 идиохроматическая 21
 псевдохроматическая 21
Оолиты 19
Опока 108
Ортогнейсы 125
Ортосланцы 125
Осадочные породы 87
 глинистые 87
 обломочные 87
 органогенные (биогенные) 87, 103
 хемогенные 87, 103
 эдафогенные 89
Осевая поверхность 154
Ось симметрии 9
Ось складки 156
Отделы 180
Относительная геохронология 174
Относительный возраст горных пород 173
- П**
- Падение слоя 140
Палеозойская эратема (эра) 179
Палеонтологический метод 174
Палеосома 128
Нарагнейсы 125
Нарасланцы 125
Перидотиты 80
Период 179
Пироксениты 79
Плагиогнейсы 125
Пласт 132
Плоскость симметрии 8
Побежалость 22
Поверхности наложения 132
Подошва 132
Покровы 166
Полиморфизм 10
Полиморфная модификация 10
Пористость 90
Пропилиты 130
Простирание 139
Протерозой (PR) 179
Процессы минералообразования 13
Псевдоморфоз 20
Птигматиты 128
- Р**
- Разделы 181
Риолиты 73
Роговики 129
- С**
- Сбросы 164
Свита 183
Секрции 19
Серия 183
Сиениты 77
Симметрия 8
Система 179
Скарны 130
Складки
 веерообразные 160
 гребневидные 161
 изоклиналильные 160
 килевидные 161
 наклонные 158
 нормальные 160
 округлые 161
 опрокинутые 158
 сундучные 161
Сланцеватость 117
Сланцы 117, 125
 аргиллитовые (глинистые) 125
 кристаллические 117
Слоистость 90
 волнистая 92
 косая 92
Слой 132
Согласное залегание слоев 133

Спайность 25
Стратиграфическая колонка 185
Стратиграфический метод 174
Структура 57, 88
Структуры
 пегматитовые 65
 порфировидные 58
 равнокристаллические 58
Структуры метаморфических пород
 бластомилонитовые 116
 брекчиевидные 116
 гетеробластовые 115
 гомеобластовые 115
 гранобластовые 115
 катакlastические 116
 кристаллобластовые 115
 лепидобластовая 115
 лепидогранобластовые 116
 милонитовые 116
 нематобластовая 115
 нематогранобластовые 116
 пойкилобластовые 116
 порфиробластовые 116
 реликтовые 116
Суглинки 100
Сунеси 100

Т

Текстура 57, 88
 массивная 66
 миндалекаменная 67
 пенная 67
 поверхностей слоя 92
 пористая 67
 пузырчатая 67
 пятнистая 66
 флюидальная 66
Текстуры метаморфических пород 116
 волокнистая 117
 гнейсовая (гнейсовидная) 116
 линзовидно-полосчатая 117
 массивная 117
 однородная 117
 очковая 117
 плойчатая 117
 полосчатая 117
 пятнистая 117
 сланцеватая 116

Тектонические брекчии 129
Теневые граниты 128
Тефра 81
Трахиты 77
Трепел 108

У

Угол падения 141, 154
Уголь
 бурый 112
 каменный 112
Ультраметаморфизм 114

Ф

Фазы 181
Фанерозойская эонотема (эон) 179
Фации
 амфиболитовая 127
 гранулитовая 127
 зеленых сланцев 125
 эпидот-амфиболитовая 126
Филлиты 125, 126
Фонолиты 77
Фосфориты 111

Ц

Цветовые знаки 182
Центр симметрии 9

Ш

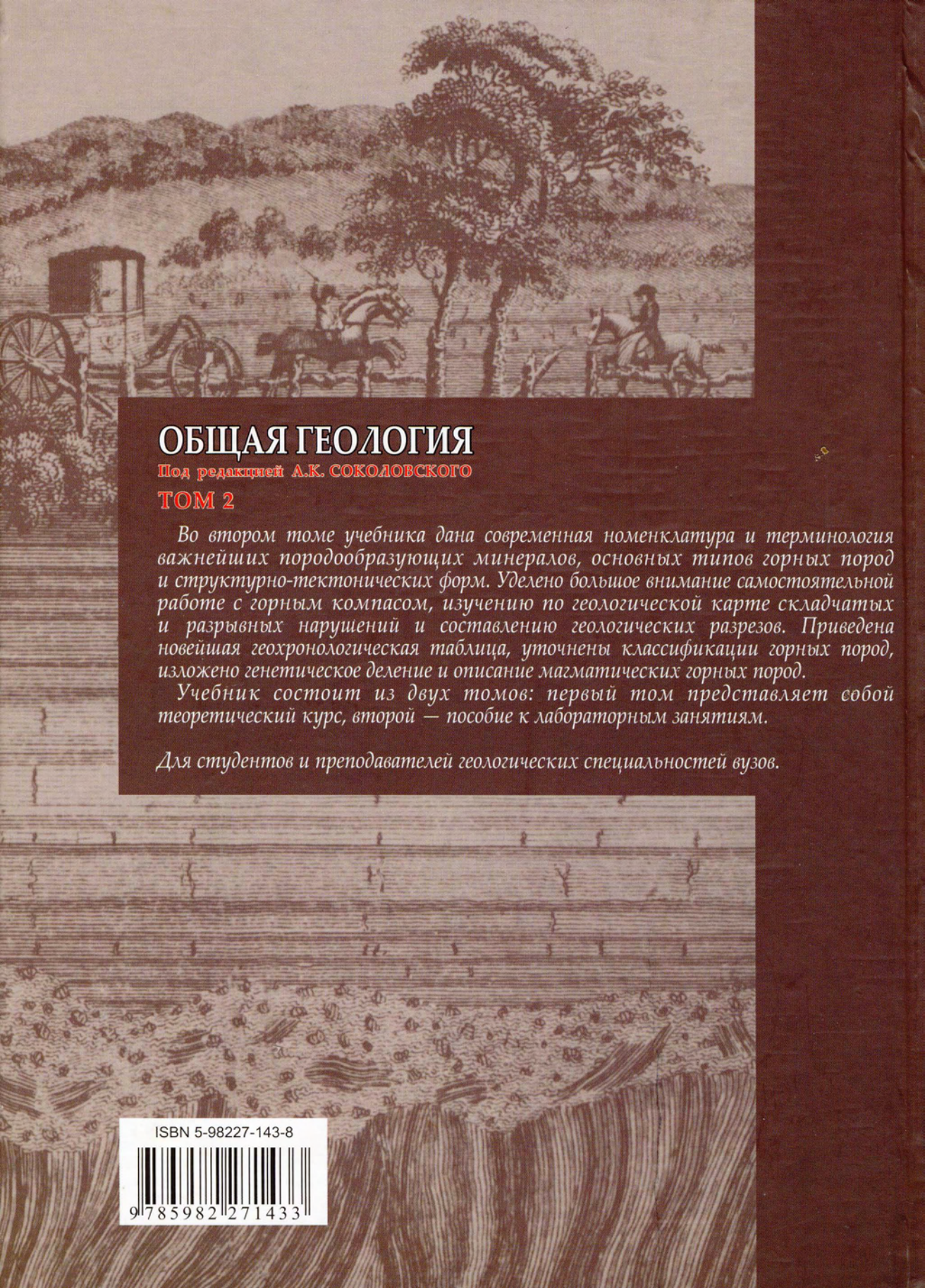
Шарнир складки 154
Шарьяжи 166

Э

Экзогенные процессы 14
 магматический 14
 пегматитовый 14
 пневматолитово-гидротермальный 14
Эндогенные процессы 14
 контактово-метасоматический 15
 метаморфический 14
Эпохи 180

Я

Ядро 154
Ярусы 180



ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Под редакцией А.К. СОКОЛОВСКОГО

ТОМ 2

Во втором томе учебника дана современная номенклатура и терминология важнейших породообразующих минералов, основных типов горных пород и структурно-тектонических форм. Уделено большое внимание самостоятельной работе с горным компасом, изучению по геологической карте складчатых и разрывных нарушений и составлению геологических разрезов. Приведена новейшая геохронологическая таблица, уточнены классификации горных пород, изложено генетическое деление и описание магматических горных пород.

Учебник состоит из двух томов: первый том представляет собой теоретический курс, второй — пособие к лабораторным занятиям.

Для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

ISBN 5-98227-143-8



9 785982 271433