

Министерство образования и науки Российской Федерации

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

А.Н. ПАВЛОВ

СПРАВОЧНОЕ РУКОВОДСТВО
К ПРАКТИЧЕСКИМ ЗАНЯТИЯМ
ПО ГЕОЛОГИИ



Санкт-Петербург
2004

УДК 550.3

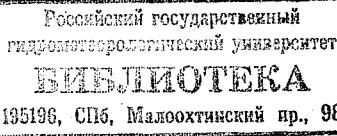
Павлов А.Н. Справочное руководство к практическим занятиям по геологии. – СПб.: РГГМУ, 2004. – 54 с.

Приводится основная информация по химическому, минеральному и петрографическому составу земной коры, базовым методам ее изучения и изображения. Материалдается в соответствии с программой дисциплин «Геофизика» и «Геология» для направлений «Гидрометеорология» и «Экология и природопользование»

Руководство оформлено в виде справочника с комментариями: определения, табличный материал, иллюстрации.

Для студентов и преподавателей, ведущих практические занятия и учебные полевые практики по геологии.

Рецензент: И.А. Одесский, проф. СПГИ (технический университет)



© А.Н. Павлов, 2004

© Российский государственный гидрометеорологический
университет (РГГМУ), 2004

Тема 1. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1.1. Земная кора

1. Каменная оболочка Земли. Синоним понятия «литосфера». Ее верхняя граница проводится по поверхности суши, дну морей и океанов, а нижняя – по поверхности Мохоровичича. Такое понимание земной коры преобладает среди геологов.

2. Самая верхняя оболочка земного шара, доступная непосредственному наблюдению. К ней относят нижнюю часть атмосферы, гидросферу и верхнюю часть литосферы. Такой трактовке придерживается большинство геохимиков и минерологов.

(Подробнее см. в конспекте лекций по курсу «Геофизика», 2004. А.Н. Павлов).

Средний химический состав земной коры

Первые работы по определению среднего химического состава земной коры были выполнены американским химиком Ф.В. Кларком (1889 г). Позже их продолжили многие крупные ученые, среди которых следует выделить имена В.М. Гольдшмидта, В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, А.П. Виноградова. Сегодня средние содержания, называемые еще числами Кларка (по предложению акад. А.Е. Ферсмана), известны для 92 элементов таблицы Менделеева. Их выражают в различных единицах: г/т, вес. %, атомные %, объемные % (см. табл. 1.1). Кроме среднего состава земной коры средние показатели вычислены также для различных типов пород, каменных метеоритов, океанических и речных вод.

1.2. Минералы

Минералы представляют собой природные химические соединения, реже самородные элементы. Они возникают в результате разнообразных геологических процессов, совершающихся в земной коре, и встречаются преимущественно в твердом, а иногда в жидком и газообразном состоянии. Твердые минералы обладают определенным кристаллическим строением и химическим составом слагающего их вещества. В минералах жидких (самородная ртуть) и газообразных (углекислый газ, сероводород и др.) такая зависимость свойств от строения вещества отсутствует (А.Г. Бетехтин).

В этом руководстве речь пойдет о минералах как твердых телах.

Таблица 1.1.

Выборочные данные о среднем составе земной коры по А.Е. Ферсману (вес. %)

№ п/п	Химические элементы	Числа Кларки
1	Кислород	49,13
2	Кремний	26,00
3	Алюминий	7,45
4	Железо	4,20
5	Кальций	3,25
6	Натрий	2,40
7	Магний	2,35
8	Калий	2,35
9	Водород	1,00
10	Титан	0,61
11	Хлор	0,20
12	Сера	0,10
Остальные 80 элементов		0,96
		100,00

PS. А.Е.Ферсман при оценках среднего состава учитывал гидросферу и атмосферу.
См. определение земной коры 2.

По внутреннему строению и внешней форме минералы могут быть кристаллическими и аморфными телами.

1.3. Элементы кристаллографии

Кристаллом называют твердое тело, в котором слагающие его атомы, ионы, молекулы расположены закономерно по геометрическим законам пространственных групп и соответствующих решеток (рис. 1.1).

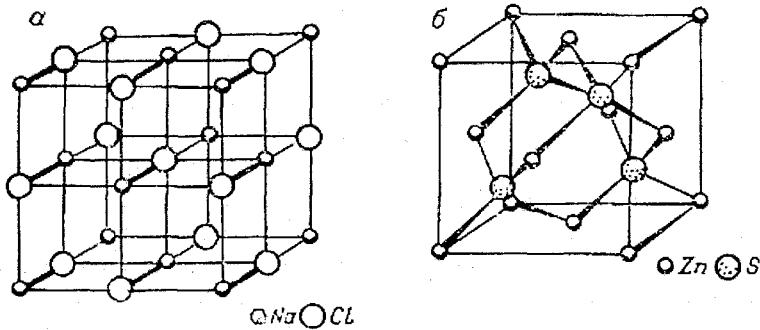


Рис. 1.1. Примеры моделей кристаллических решеток галита (NaCl) и сфалерита (ZnS).

К основным свойствам кристаллических веществ относят однородность, анизотропию, способность к самоограничению и симметрию.

Однородность – равноправие всех частей кристалла (любая часть кристалла обладает свойствами целого при одинаковой с ним ориентации в пространстве).

Анизотропия – зависимость свойств от направления.

Самоограничение – формирование естественных граней в процессе роста кристалла.

Симметрия – одно из коренных свойств мироздания. Это – уравновешенность, сбалансированность и связь систем и миров. Симметрию как идею можно сформулировать следующим образом:

1. Любой объект обладает различными свойствами, в которых он может быть описан (параметризован).

2. С каждым из параметров или группой параметров может быть совершена какая-то операция: перемещение, отражение, поворот и т.д. и т.п.

3. Если после какой-то операции получают тождественный результат, т.е. объект не отличается от своего первоначального вида, говорят, что в этих параметрах по отношению к данной операции объект симметричен.

Из такого понимания симметрии вытекает два простых следствия:

1. Можно выбрать любые параметры, характеризующие объект, и подбирать для них операции, которые бы дали тождественный результат.

2. Можно задаться операциями и подбирать параметры, в которых также будет получен тождественный результат.

Иными словами, нет вещей не симметричных. Все симметрично, но в определенных характеристиках для соответствующих операций преобразования.

Для кристаллов симметрия выражается в правильном расположении их ребер, граней и углов относительно некоторых элементов пространства (точек, осей и плоскостей).

Здесь заданы параметры и для них найдены операции преобразования: отражение через точку, поворот вокруг осей и отражение через плоскость. Точки, оси и плоскости называются **элементами симметрии кристаллов** (см. рис. 1.2).

Центр симметрии (С) – точка, являющаяся геометрическим центром кристалла. Она находится внутри кристалла. Через нее проходят и делятся пополам все линии, соединяющие любые соответствующие точки на поверхности кристалла.

Ось симметрии (L) – линия, при повороте вокруг которой все ребра, грани и углы кристалла занимают место своих аналогов. Кристалл как бы совмещается сам с собой. В зависимости от угла такого элементарного поворота (α) и числа совмещений при повороте на 360° (n) выделяют оси разных порядков:

L_2 – ось второго порядка ($\alpha = 180^\circ$, $n = 2$),

L_3 – ось третьего порядка ($\alpha = 120^\circ$, $n = 3$),

L_4 – ось четвертого порядка ($\alpha = 90^\circ$, $n = 4$),

L_6 – ось шестого порядка ($\alpha = 60^\circ$, $n = 6$).

Плоскость симметрии (P) – плоскость, рассекающая кристалл на две зеркально равные части.

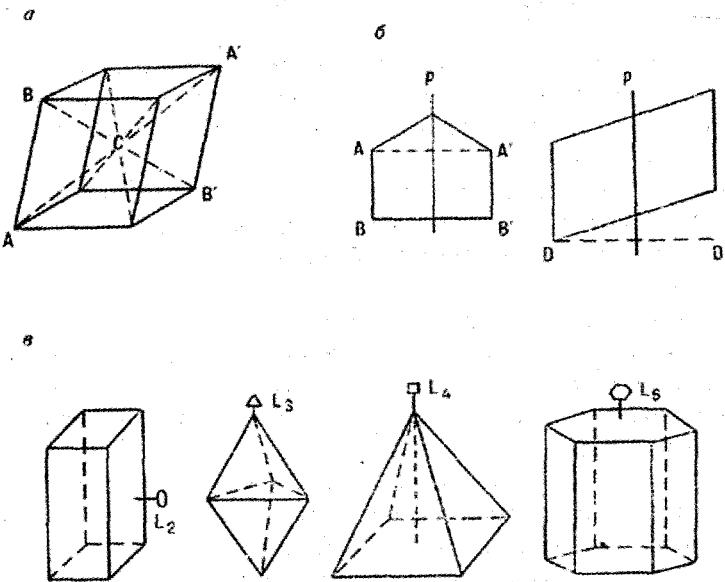


Рис. 1.2. Иллюстрация элементов симметрии.
 а – центр симметрии С; б – фигура с плоскостью симметрии (слева) и без нее (справа); в – многогранники с осями симметрии (L) второго, третьего, четвертого и шестого порядков.

Вид симметрии – совокупность всех элементов симметрии кристалла. Он записывается по определенному правилу: *вначале оси (от высоких порядков к низким), затем плоскости и последним обозначается центр (если он имеется)*. Перед элементом симметрии ставится число, обозначающее количество этого элемента (единица не ставится). Например, для куба вид симметрии выглядит следующим образом:

$$3L_44L_36L_29PC.$$

На основе основных теорем кристаллографии было выведено 32 вида симметрий, классифицированных в 7 кристаллографических систем, называемых сингониями. (*Сингония* – от греч. угол).

Характерные признаки для сингоний:

1. Триклинная – может быть только С.
2. Моноклинная – наличие только одной Р, или одной L_2 , или их сочетания и С.
3. Ромбическая – обязательное наличие оси L_2 , отсутствие осей выше второго порядка.
4. Тригональная – всегда есть **одна** ось L_3 .
5. Тетрагональная – обязательное наличие **одной** оси L_4 .
6. Гексагональная – всегда есть ось L_6 .
7. Кубическая – любой вид симметрии в этой группе симметрий имеет **4L₃**.

Простые формы кристаллов. Под ними понимают совокупность граней, связанных элементами симметрии (все грани, которые могут быть построены из одной заданной грани с помощью элементов симметрии кристалла).

Всего насчитывается 47 простых форм. Главнейшими из них являются следующие:

1. *Моноэдр* – одна грань, пересекающая ось симметрии под прямым углом. Пример: основание пирамиды.
2. *Пинакоид* – две одинаковые параллельные грани (грани спичечного коробка).
3. *Диздр* – две равные грани, имеющие общее ребро.
4. *Призма* – несколько граней, которые пересекаются в ребрах (три грани, четыре, шесть).
5. *Пирамида* – несколько равнобедренных треугольников, пересекающихся в параллельных ребрах.

6. *Бипирамида* (*дипирамида*) – две пирамиды, соединенные основаниями.

7. *Тетраэдр* – четыре равных, пересекающихся в ребрах, треугольника (разносторонние, равнобедренные, равносторонние).

8. *Ромбоэдр* – совокупность шести равных ромбов.

9. *Куб* – совокупность шести равных квадратов.

10. *Октаэдр* – совокупность восьми одинаковых равносторонних треугольников.

11. *Ромбододекаэдр* – совокупность двенадцати одинаковых ромбов.

12. *Пентагон-додекаэдр* – совокупность одинаковых пятиугольников.

Моноэдр, пинакоид, диэдр, призма и пирамида представляют собой открытые простые формы. Они не замыкают собой пространство.

Остальные названные формы являются закрытыми.

Сложные формы кристаллов – сочетания, комбинации простых форм. В сложных формах часто наблюдаются зачаточные, недоразвитые грани. Они между собой не пересекаются.

Задание

Для нескольких моделей кристаллов записать вид симметрии, определить их принадлежность к кристаллографической группе (сингонии), назвать простые формы, из которых построены грани моделей.

1.4. Морфология и основные физические свойства минералов

В естественных условиях минералы обычно встречаются либо в виде относительно хорошо образованных кристаллов, либо в виде различного рода сростков, землистых скоплений, налетов, натеков, корок, но чаще всего образуют сплошные зернистые массы мономинерального или полиминерального состава, которые называются горными породами.

При визуальном определении вида минералов используют их внешние признаки, называемые физическими свойствами. Главными из них являются следующие:

1. *Твердость* – способность минерала сопротивляться внешнему механическому воздействию. Ее величину определяют по

шкале Мооса, относящейся к категории иерархических шкал. В ней переходы между разными уровнями не отражают единой закономерности изменения свойств. Эта шкала имеет физическую основу в виде минералов-эталонов. Каждый последующий минерал способен нанести царапину на поверхности предыдущего минерала.

Таблица 1.2.
Шкала твердости

Минерал	Эталон твердости (по Моосу)	Число твердости (по К.Д. Хрущеву), кгс/мм ² (кгс – килограмм-сила)
Тальк	— 1	2,4
Гипс	— 2	36
Кальцит	— 3	109
Флюорит	— 4	189
Апатит	— 5	536
Ортоклаз	— 6	795
Кварц	— 7	1 120
Топаз	— 8	1 427
Корунд	— 9	2060
Алмаз	— 10	10060

Есть и легко доступные «эталоны» – аналоги эталонам шкалы Мооса: ноготь пальца – 2,5, медная монета – 3, стекло – (5,5 – 6), нож – 6.

2. *Спайность* – способность минерала при раскалывании давать гладкие ровные блестящие поверхности. Для спайности определяется степень совершенства и простая форма кристалла. По степени совершенства обычно выделяют несколько видов спайности:

- весьма совершенная – легко расщепляется руками на пластинки или листочки (слюды, гипс, тальк);
- совершенная – кристаллы раскалываются при слабом ударе молотком на ровные гладкие выколки (галит, кальцит);
- средняя – поверхность скола может быть неровной (флюорит);
- несовершенная и весьма несовершенная – сколы характеризуются только неровной поверхностью или изломом (кварц).

3. *Цвет* – весьма разнообразен. Один и тот же минерал может иметь разную окраску, обычно определяемую примесями (сфалерит, турмалин, флюорит, кварц). Но есть значительное число минералов с характерным и достаточно устойчивым цветом (малахит, азурит, пирит).

4. *Цвет черты* – цвет минерала в порошке. Это достаточно устойчивый признак. Черту получают при прочерчивании минералом по поверхности фарфоровой пластинки (*не глазированной*). Цвет черты может не совпадать с цветом минерала. Например, пирит имеет золотисто-желтый цвет, а цвет черты у него практически черный. Этот признак может быть обнаружен только у достаточно мягких и окрашенных минералов.

5. *Блеск* – признак, зависящий в основном от показателя преломления и величины отражательной способности. В зависимости от этих характеристик блеск может быть металлическим и неметаллическим (стеклянным, алмазным, шелковистым, перламутровым, жирным).

6. *Излом* – характер поверхности, получаемый при раскалывании минерала. Является характерным признаком при отсутствии спайности и минералов аморфных. Выделяют в основном следующие виды изломов:

- раковистый (обсидиан, опал, кремень);
- землистый (бурый железняк, каолин, боксит, мел);
- зернистый (в основном при агрегатном скоплении минералов, например, мрамор – природное скопление минералов кальцита – CaCO_3);
- занозистый (иногда у кремния).

При макроскопической диагностике часто используются некоторые дополнительные и специфические свойства:

плотность, хрупкость, ковкость, упругость, магнитность, вкус, горючесть, запах, гигроскопичность, люминисценция, а также простейшие химические реакции.

Таблица простейшей диагностики минералов, используемая при полевых определениях,дается на практических занятиях.

1.5. Классификация минералов

Классификация – это один из наиболее сильных и наиболее разработанных методов познания реального мира. В минералогии существует несколько классификаций. Ниже приводится одна из них (табл. 1.3).

Таблица 1.3

**Схема кристаллохимической классификации и распределение
минералов по ее основным таксонам**

Тип	Подтип	Класс	Число минеральных видов	
			относительное, %	абсолютное
I. Гомоатомные и близкие к ним соединения	1. Самородные элементы 2. Интерметаллиды		3,67	99
			1,33 2,34	36 63
II. Сульфиды и аналогичные соединения		1. Сульфиды 2. Прочие (арсениды, антимониды, висмутиды, теллуриды и др.)	16,62	449
			12,99 3,63	351 99
III. Кислородные соединения	1. Оксиды и гидроксиды 2. Оксосоли	1. Оксиды 2. Гидроксиды 3. Сульфаты 4. Бораты 5. Карбонаты 6. Вольфраматы 7. Хроматы 8. Теллуриты 9. Прочие (иодаты, нитраты)	75,12	2029
			18,44 9,26 4,18 61,68 25,14 18,20 9,25 3,67 3,41 0,52 0,41 0,41 0,67	363 250 113 1666 679 492 250 99 92 14 11 11 18
IV. Галоидные соединения		1. Хлориды 2. Фториды 3. Прочие (бромиды, иодиды)	4,59 2,63 1,63 0,33	124 71 44 9

Задание

Для нескольких образцов минералов определить их физические свойства, дать название и указать класс, к которому относится каждый образец.

1.6. Горные породы

Горными породами называют естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел (Геологический словарь, 1973). Выделяют три основных типа горных пород: *изверженные, осадочные и метаморфические*.

Характерными признаками горных пород являются структура и сложение (текстура).

Структура – совокупность признаков, определяемых морфологическими особенностями составных частей горной породы и их пространственными взаимоотношениями.

Текстура – особенности пространственных взаимоотношений составных частей породы, которые макроскопически определяют ее общий внешний облик (макроструктуру – массивность, слоистость, сланцеватость и т.п.).

Извещенные горные породы. Первоисточником всех горных пород является магма – огненно-жидкая масса, возникающая в земной коре или в верхней мантии. Образующиеся из магмы горные породы называются *магматическими* (или *изверженными*). См. табл. 1.4.

Таблица 1.4
Классификационная схема изверженных горных пород

Группы по химическому составу	Главные составляющие минералы	Группы по условиям залегания; структуры	
		Интузивные породы. Кристаллическая структура	Эффузивные породы. Плотнокристаллическая и порфировая структуры
1	2	3	4
Кислые (65-75)%SiO ₂	1) Полевые шпаты (ортоклаз и плагиоклаз Ab > An) 2) Кварц 3) Биотит, или мусковит, или роговая обманка	Гранит	Липарит

1	2	3	4
Средние (52-65)% SiO_2	1) Полевой шпат - ортоклаз (или заместители полевых шпатов) 2) Роговая обманка или биотит	Сиенит	Трахит
	1) Полевой шпат - плагиоклаз ($\text{Ab} > \text{An}$) 2) Роговая обманка или биотит	Диорит	Анdezит
Основные (45-52)% SiO_2	1) Полевой шпат - плагиоклаз ($\text{Ab} < \text{An}$) 2) Авгит или оливин	Габбро	Базальты, диабазы

Примечание

1. Ab – альбит, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. An – анортит, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.
2. Плагиоклазы – большая группа минералов, представляющая собой изоморфный ряд альбита и анортита молекул.
3. Минералогический состав, указанный во втором столбце, имеет отношение только к интрузивным породам. Для эффузивных пород определяющим является химический состав.
4. В таблицу не введены ультраосновные породы [SiO_2 – (33-45)%]. Дунит, перидотит, пироксенит (минеральный состав – оливин, пироксен).

Интрузивные породы – породы, возникшие из магмы застывшей в глубинах земной коры (медленное застывание). Они всегда имеют кристаллическую или порфировидную структуру. Наиболее распространенными породами этого класса являются граниты, сиениты, диориты и габбро.

Эффузивные породы – образованы из магм или лав, затвердевших на земной поверхности или на небольших глубинах (быстрое застывание). Характерными структурами для них являются плотнокристаллическая, порфировая и стекловатая. Типичные представители – липарит, трахит, андезит, базальт и диабаз.

Кристаллическая структура – выражена как совокупность минеральных зерен различного размера. Возникает при медленном остывании магматического расплава. По величине зерен различают структуры:

- крупнозернистые (зерна больше 5 мм);
- среднезернистые (зерна от 2 до 5 мм);
- мелкозернистые (зерна меньше 2 мм).

Встречаются и разнозернистые структуры (смешанного типа).

Порфировидная структура – основная масса породы представлена в виде среднезернистой кристаллической структуры, но в нее включены крупные кристаллы (порфировые включения). Порфировые включения образуются из вещества, которое находится в магме в избытке. При кристаллизации они возникают первыми.

Структуры кристаллические и порфировидные характерны для интрузивных пород (гранит, диорит, габбро и др.).

Плотнокристаллическая структура – формируется из стекловатой массы и рассеянных в ней очень мелких кристаллических зерен, которые визуально не обнаруживаются. Иногда такие структуры называют скрытокристаллическими, или афанитовыми.

Стекловатая структура – представлена вулканическим стеклом (обсидиан).

Плотнокристаллические и стекловатые структуры образуются при быстром охлаждении магмы и лавы, которое происходит при их излиянии на дневную поверхность Земли или при внедрении в приповерхностные слои. В этих условиях кристаллы не успевают образовываться. Эти структуры характерны для эфузивных пород (липариты, андезиты, базальты и т.п.).

Порфировая структура – основная масса является плотнокристаллической и содержит отдельные кристаллы значительных размеров, обычно правильной формы. Такая структура отражает две фазы кристаллизации: вначале медленную, а затем быструю. Это возможно тогда, когда магма, застывающая на глубине, по каким-то причинам прорывается в верхние слои, изливаясь на поверхность или проникая в узкие трещины холодной земной коры. Эта структура характерна для эфузивных пород.

Текстурные особенности пород, так же как и их структура, отражают условия образования. Наиболее характерными видами текстур являются следующие:

Массивное сложение – все минералы в породе распределены равномерно. В случае, когда в породе имеются минералы пластинчатой или шестоватой формы, они не имеют определенной ориентировки. Такое сложение еще называют однородным, или изотропным. Оно отражает условия спокойной кристаллизации (отсутствие существенных тектонических движений и течений в материнском магматическом расплаве).

Флюидальная текстура – образуется при наличии тектонических движений и течений магматического расплава. Пластинчатые и шестоватые минералы ориентированы в направлении течений и тектонических напряжений. Такие текстуры называют еще анизотропными.

Миндальекаменная текстура – образуется при быстром охаждении магматических расплавов при низком давлении. При этих условиях в породе возникают многочисленные шарообразные пузырьки газа. Формируются пузырчатые лавы. Позже полости от пузырьков заполняются опалом, халцедоном, кальцитом и другими минералами. В результате порода приобретает миндалекаменное сложение.

Гранит (granum – зерно) – групповое название для полнокристаллических равномернозернистых или порфировидных пород, состоящих из кварца и существенно преобладающего полевого шпата, в значительной мере щелочного с подчиненным содержанием (до 10–15 %) цветных минералов, среди которых чаще всего присутствуют биотит, мусковит, роговая обманка и реже пироксен.

Сиенит – бескварцевая полнокристаллическая горная порода, состоящая существенно из щелочных полевых шпатов и одного или нескольких цветных минералов (особенно характерен амфибол).

Диорит – глубинная магматическая порода, состоящая из плагиоклаза и одного или нескольких цветных минералов, чаще всего обыкновенной роговой обманки. Встречается также биотит или пироксен. Цветных минералов около 30 %. Иногда в небольших количествах присутствует кварц (кварцсодержащие или кварцевые диориты).

Габбро – интрузивная равномернозернистая порода, состоящая преимущественно из основного плагиоклаза, лабрадора, пироксена, оливина, роговой обманки.

Липарит – кайнотипная эфузивная порода, в основной массе стекловатая или скрытокристаллическая. В ней встречаются вкрапленники кварца, калий-натриевого полевого шпата, плагиоклаза и нередко в небольших количествах цветного минерала, особенно слюды. Липарит – эфузивный аналог гранита.

Трахит – кайнотипная эфузивная порода, обычно порфировая, содержащая щелочные полевые шпаты, иногда вместе с плагиоклазом среднего состава, и один или несколько цветных минералов (чаще биотит и авгит). Эфузивный аналог сиенита.

Андезит – кайнотипная эфузивная порода порфировой структуры, состоящая существенно из плагиоклаза и одного или нескольких цветных минералов (амфибола, биотита, авгита и ромбического пироксена). В более основных разностях встречается оливин. Эфузивный аналог диорита. В областях современного и древнего вулканизма вместе с базальтами образует основную массу излившихся пород.

Базальт – темная кайнотипная вулканическая порода. Эфузивный аналог габбро. Состоит преимущественно из основного плагиоклаза (лабрадора, аортита), авгита и часто оливина. Обычно присутствует магнетит или ильменит. В основе имеет афанитовую структуру, содержит порфировые выделения авгита, часто вместе с оливином, основным плагиоклазом и роговой обманкой. Базальты нередко обладают пористой текстурой, в некоторых случаях – миндалекаменной. Часто имеют столбчатую отдельность (характерная форма блоков горной породы, образующаяся при естественном или искусственном раскалывании).

Диабаз – полнокристаллическая палеотипная изверженная порода основного состава, имеющая специфичную диабазовую (оффитовую) структуру. По минералогическому составу аналог габбро. Диабазы обычно встречаются в виде малых интрузий или слагают центральные части эфузивных покровов (наиболее раскристаллизованные участки).

P.S.

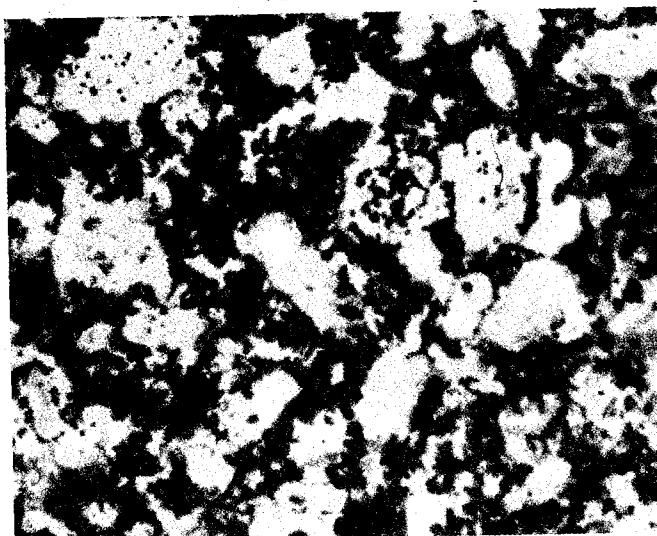
Порода кайнотипная – магматическая, главным образом эфузивная, порода различного возраста, свежая как по виду, так и по степени сохранности.

Порода палеотипная – афанитовая или порфировая эфузивная порода измененного облика (вне зависимости от возраста).

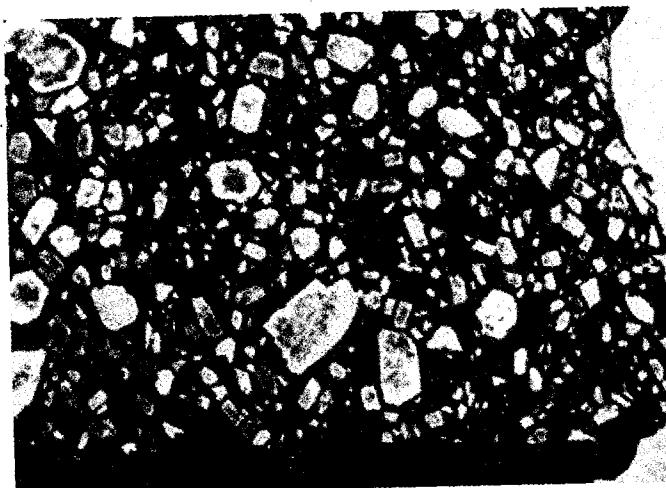
Визуальный различительный признак пород в ряду кислые-основные [от гранита (липарит) к габбро (базальты, диабазы)] – постепенный переход от светлых разностей к темным и почти черным.

В табл. 1.5 и комментариях к ней приведены только главнейшие виды изверженных пород. В действительности их существует гораздо больше. Все они представляют собой промежуточные и переходные разности между указанными тремя химическими группами. Однако не все породы имеют одинаковое распространение в земной коре. Установлено, что среди интрузивных пород граниты и близкие к ним породы составляют 95 %. Среди эфузивных пород преобладают базальты и породы близкие к ним (98 %). Граниты и базальты имеют примерно одинаковое распространение.

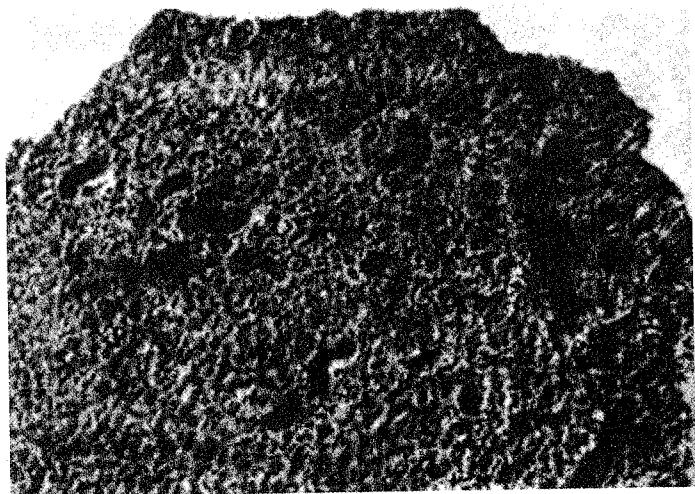
**Примеры некоторых основных типов структур
и текстур горных пород.**



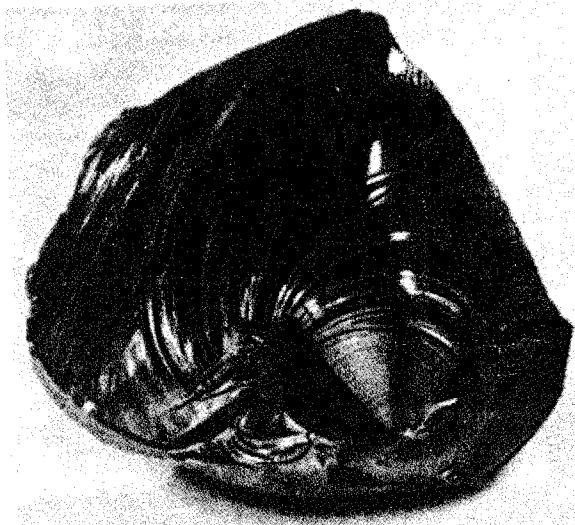
Зернистая кристаллическая структура (гранит)



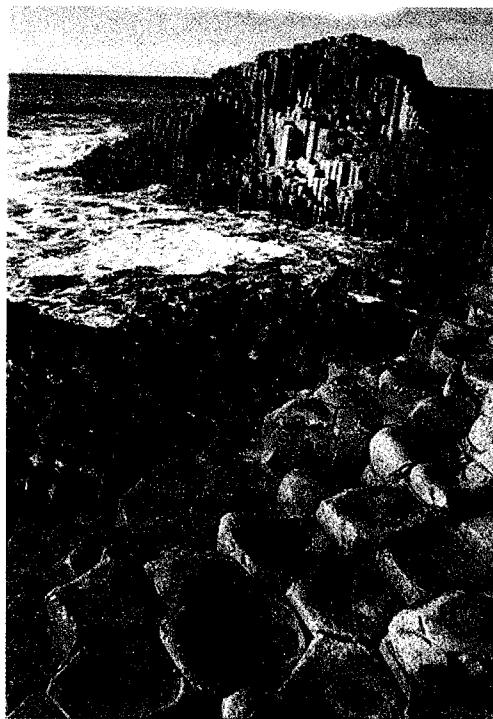
Порфировая структура (лава).



Вулканический шлак (форма застывшей пенистой лавы)



Стекловатая структура (обсидиан – вулканическое стекло)



Столбчатая отдельность



Полосчатая текстура (лава липаритового состава)



Подушечная текстура (базальты подводного происхождения)

Задание

Для нескольких образцов изверженных горных пород определить структуру, текстуру, минеральный состав, дать название и указать класс, к которому относится каждый образец (в объеме табл. 1.5).

Осадочные горные породы. Эти породы являются продуктом механического и химического взаимодействия земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой. Они классифицированы по условиям их образования:

- Обломочные (терригенные).
- Хемогенные и органогенные.

Осадочные горные породы формируются из **осадков**, которые представляют собой первичные, еще не измененные продукты взаимодействия литосферы с атмосферой, гидросферой и биосферой. Чтобы стать горными породами они должны претерпеть несколько стадий эволюционных изменений (уплотнение, дегидратацию, различные формы вторичного минералообразования и т.д.).

Обломочные горные породы представляют собой обломки и нерастворимые продукты выветривания материнских пород, которые чаще всего перенесены от места их появления (иногда на значительные расстояния). Перенос осуществляется водными потоками и течениями, ветром и льдом. Обломки могут и не перемещаться, во всяком случае, существенно). Тогда они остаются угловатыми (см. табл. 1.5).

Обломочные породы делятся на две категории – рыхлые и сцепленные. Цементы, скрепляющие обломочные элементы, бывают нескольких типов:

- известковый,
- железистый,
- опаловый,
- кремнистый,
- кварцевый и
- глинистый.

Иногда обломки цементируются лавой.

В основу классификации обломочных пород положен структурный признак – размер породообразующих частиц (табл. 1.5).

Таблица 1.5
Классификация обломочных горных пород

Размер обломков, мм	Класс пород	Породы			
		рыхлые		сцепленные	
		обломки угловатые	обломки округлые	обломки угловатые	обломки округлые
>100	Псефиты	Отломник	Валунник	Отломная брекчия	Валунный конгломерат
10-100		Щебень	Галечник	Щебнистая брекчия	Галечный конгломерат
2-10		Дресва	Гравелит	Дресвяная брекчия	Гравийный конгломерат
1-2	Псаммиты	Грубозернистый песок		Грубозернистый песчаник	
0,5-1		Крупнозернистый песок		Крупнозернистый песчаник	
0,25-0,5		Среднезернистый песок		Среднезернистый песчаник	
0,1-0,25		Мелкозернистый песок		Мелкозернистый песчаник	
0,05-0,1	Алевриты	Крупнозернистый алеврит		Крупнозернистый алевролит	
0,01-0,05		Мелкозернистый алеврит		Мелкозернистый алевролит	
<0,01	Пелиты	Глина		Аргиллит	

Особое место в приведенной классификации занимают пелиты. В последнее время их выделяют в самостоятельный тип пород –

глинистые породы (по М.С. Швецову). Этому способствовало обнаружение в них при большом увеличении под электронным микроскопом специфических хемогенных образований, получивших название глинистых минералов (каолинит, гидрослюдя, монтмориллонит и др.).

По существу, эти породы занимают промежуточное положение между типичными обломочными и химическими образованиями. Их образование определено реакциями химического разложения первичных пород, но, как правило, они не возникают из истинных водных растворов. Правда, одна группа глин, так называемые аутогенные глины (образовавшиеся на месте нахождения), может возникать из коллоидных и даже из истинных растворов при процессах седиментации и диагенеза.

Глинистые частицы связаны между собой, но не цементом, а межмолекулярными силами.

Седиментация – образование всех видов осадков в природных условиях путем перехода осадочного материала из подвижного или взвешенного состояния (в водной или воздушной среде) в неподвижное (осадок).

Диагенез – первичная стадия преобразования осадка при формировании из него горной породы (этимологический смысл слова «диагенез» означает перерождение или преобразование).

Глины отличаются от аргиллитов пластичностью и способностью размокать в воде. Чистые глины и аргиллиты на ощупь гладкие, но в ряде случаев при наличии существенного количества примесей песчаного и алевритового материала приобретают шероховатость.

Хемогенные и органогенные породы. Эти породы возникают в водных бассейнах, иногда и на суше, в результате различных химических процессов и жизнедеятельности животных и растений. Довольно часто они формируются из остатков животных и растений после их гибели. Далее приводится характеристика основных групп хемогенных и органогенных пород.

Карбонатные породы – известняки, доломиты, мергели наиболее широко представлены в этой группе.

Известняки – практически мономинеральные породы, состоящие из кальцита CaCO_3 . Они могут иметь как хемогенное, так и органическое происхождение. Все известняки хорошо реагируют на

действие 5–10%-й соляной кислоты (происходит активное выделение углекислого газа).

Доломиты – практически мономинеральные породы, состоящие из доломита ($\text{Ca}_2\text{Mg} [\text{CO}_3]_2$). Они слабо вскипают при воздействии HCL. Доломиты исключительно хемогенного происхождения. В случаях, когда в них присутствует органика, говорят о вторичном происхождении доломита, образовавшегося под воздействием магнезиальных растворов.

При различных соотношениях в породе кальцита и доломита возникает целая гамма переходных пород.

Мергели – смешанная порода, состоящая наполовину из кальцита и глинистого материала. После реакции на HCL образует грязное пятно из глинистых частиц. Соотношение между карбонатными и глинистыми минералами в мергелях может быть различным. При этом возникает целый ряд переходных пород между глиной и известняками.

Кремнистые породы – состоят из оксидных и гидрооксидных соединений кремния. Могут быть хемогенными и органогенными образованиями. Органогенные разности обычно представлены диатомитом, состоящим из склерупок диатомовых водорослей. Хемогенные представлены трепелом, опокой, кремнем и яшмой.

Трепел – мелоподобная порода, состоящая из мельчайших стяжений опала ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Порода очень легкая и макроскопически трудно отличимая от диатомита.

Опока – уплотненный трепел.

Яшма и кремень – мономинеральные породы, сложенные хальцедоном. Яшма в отличие от кремния ярко окрашена благодаря присутствию в ней разнообразных красителей (хромофоров). Это связано с тем, что яшма имеет преимущественно вулканическое происхождение (при подводном извержении вулканов). Обе породы весьма твердые с характерным раковистым изломом.

Сульфатные породы – состоят из минералов ангидрита (CaSO_4) и гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и заимствуют их соответствующие названия. Имеют хемогенное происхождение, возникая из перенасыщенных растворов в засоленных озерах и лагунах. Ангидриты вблизи поверхности подвергаются гидратации и переходят в гипс. Гипсы, наоборот, на глубине дегидратируют и превращаются в ангидриты.

Галоидные породы – возникают в условиях, аналогичных условиям формирования сульфатных пород, но на наиболее высокой стадии концентрации материнских рассолов. Наиболее распространенными из них являются **каменная соль**, состоящая из галита (NaCl), и **сильвинит**, представленный как скопление минерала **сильвина** (KCl).

Фосфатные породы представляют собой осадочные породы, содержащие 12-40% P_2O_5 и называемые **фосфоритами**. По форме залегания различают конкреционные, или желваковые, фосфориты (обычно шаровидной или неправильной округлой формы) и пластовые, когда они скементированы в плиты конгломерата.

Железистые породы обычно возникают как хемогенные образования.

- **Магнитный желеznяк** – представлен как скопление магнетита.
- **Красный желеznяк** – скопление гематита.
- **Бурый желеznяк** – скопление лимонита.
- **Железисто-карбонатные** породы – включают значительные количества сидерита (FeCO_3).
- **Сернисто-железистые** породы – состоят преимущественно из пирита и марказита (FeS_2). Встречаются обычно в виде конкреций или маломощных линз.

Марганцовистые породы – содержат первые проценты марганца. Чаще всего это гидрокисные соединения марганца, называемые **псиломеланом**. При содержании марганца свыше 10% порода считается рудой. Марганец часто встречается с железом, образуя так называемые железо-марганцевые конкреции. В современном океане их запасы оцениваются триллионами тонн.

Аллитовые породы – отличаются высоким содержанием **глинозема** (Al_2O_3). К ним относятся **латериты** – элювиальный продукт физико-химического выветривания. Если в этих породах содержание глинозема превышает 28 %, они называются **бокситовой рудой**.

Каустобиолиты, или горючие сланцы – возникают из продуктов переработки мягких тканей представителей органического мира. Это органогенные породы. В зависимости от способа переработки (участие кислорода и бактерий) среди них различают **битумы**, **гумусы** и **сапропелиты**.

Битумы – углеводороды метанового ряда. В их состав входят газ, нефть и твердые образования – озокерит (горный воск) и асфальты.

Озокерит – групповое классификационное название битумов, масляная часть которых сложена в основном твердыми углеводородами преимущественно парафинового ряда.

Асфальты – групповое классификационное название некоторых видов битумов. Хрупкий или вязкий смолистый минерал темно бурого почти черного цвета. Представляет собой смесь окисленных углеводородов.

Гумусы – углеродсодержащие породы. В зависимости от степени разложения органического вещества образуют ряд:

- *торф* – содержание углерода 50-60 %;
- *бурый уголь* – содержание углерода 70 %;
- *каменный уголь* – содержание углерода 80 %;
- *антрацит* – содержание углерода 90 %.

Сапропелиты – смесь пелита и тонкодисперсного органического вещества. В их состав входят сапропелевые угли и горючие сланцы. Они образуются из сапропеля, накапливающегося в озерных водоемах.

Осадками и осадочными породами покрыто три четверти суши на Земле. Осадками выстлано дно большинства рек и озер. Дно морей и океанов почти полностью выстлано осадками, которые накапливались в течение миллионов лет. Часто говорят, что Земля покрыта осадочным чехлом.

Задание

Для нескольких образцов осадочных горных пород определить структуру, текстуру, состав, дать название и указать класс, к которому относится каждый образец.

Метаморфические горные породы образуются в земной коре из магматических и осадочных пород в результате их глубоких изменений под влиянием высокой температуры, давления, горячих растворов и газов. Метаморфизм – это сложный процесс, сопровождающийся перекристаллизацией минералов, замещением одних веществ другими, разрушением старых структур и образованием новых и т.д. Возникшие при этом метаморфические породы могут подвергаться уже вторичному метаморфизму, если они попадают в соответствующие термодинамические условия.

Минерологический состав метаморфических пород во многом сходен с составом материнских магматических и осадочных пород.

Но для них характерно и присутствие новых минералов (гранаты, хлориты и др.). Однако довольно часто при метаморфизме характерные признаки материнских пород полностью уничтожаются, и возможность их диагностики становится возможной только при очень тщательных полевых исследований.

Важнейшие представители метаморфических пород

Гнейсы – входят в состав средне- и глубоко метаморфизованных комплексов. Исключительно широко распространены. Структура кристаллическая, текстура полосчатая, линейная (называется гнейсовидной). По минералогическому составу ассоциируется с гранитоидами. Гнейсы могут возникать за счет глинистых сланцев, песчаников, гранитов и других пород.



Обнажение гнейсов допалеозойского возраста. Карелия
(фото А. Сорского).

Слюдяные сланцы – обычно встречаются вместе с гнейсами и связаны с ними взаимными переходами. Структура чешуйчатая. Текстура сланцеватая, линейная. Минеральный состав: слюды, роговая обманка, кварц, полевой шпат, гранат и др. Возникновение прослоев или пластов сланцев в гнейсах обусловливается концентрацией по определенным направлениям мусковита и биотита. По преобладанию этих минералов слюдяные сланцы называются соответственно мусковитовыми или биотитовыми.

Амфиболиты – состоят в основном из роговой обманки. В качестве основных примесей присутствуют полевой шпат, биотит и кварц. Структура обычно среднезернистая. Текстура сланцевая, хорошо выраженная. Характерная окраска от темной до черной.

Кварциты – порода почти мономинерального состава. Это кварц с незначительными примесями мусковита и полевых шпатов. Структура средне- и мелкокристаллическая. Текстура массивная, пятнистая, реже полосчатая. Обычно окрашена гидроокислами железа в красный цвет. Одна из наиболее крепких и твердых пород. Разновидности, обогащенные магнетитом и гематитом, носят название *железистых кварцитов*. Их тонкозернистые яшмовидные разности называют еще *джестилитами*. При содержании железа более 45% железистые кварциты являются железной рудой.

Мрамор – крупно-, средне- и мелкозернистая порода. Текстура массивная, пятнистая, нередко полосчатая. Представляет собой пеперекристаллизованный известняк. Практически нацело состоит из кальцита. Чистые разности белые. Разнообразные примеси вызывают различную окраску – серую (до черной), желтоватую, розовую и др. Характерна реакция с соляной кислотой.

Хлоритовый сланец – состоит из хлорита с примесью других минералов (биотита, роговой обманки, полевых шпатов и пр.). Обычно является продуктом низкой ступени метаморфизма в условиях гидротермальной обработки различных по составу пород. Структура чешуйчатая, текстура полосчатая. Имеет характерный грязно-зеленый цвет и низкую твердость.

Тальковый сланец – мягкая, мыльная на ощупь порода с серебристым шелковым отливом, состоящая преимущественно из талька. В качестве примесей характерны гранат, амфибол и др. Структура чешуйчатая, пластинчатая. Текстура полосчатая сланцеватая. Возникает за счет богатых магнием магматических и осадочных пород.

Серпентинит – продукт метаморфизма ультраосновных пород (дунитов, перидотитов). Состоит в основном из серпентина – минерала, замещающего оливин. В качестве примесей содержит ильменит (FeTiO_3), титаномагнетит, хромит, пироксен. Название дано по сходству с раскраской змеи. Структура волокнистая, пластинчатая или скрытокристаллическая. Текстура полосчатая, пятнистая.

Филлит – одна из наиболее распространенных метаморфических пород низких ступеней метаморфизма. Обладает темной, часто

пятнистой окраской с зеленоватым отливом. Структура афанитовая, текстура сланцеватая. Нередко и массивная. Характерные признаки – шелковистый блеск и узловатость.

Роговик – порода типичная для контактного метаморфизма. В качестве материнских пород обычно выступают глинистые и песчано-глинистые породы, но первоосновой могут быть и вулканические (главным образом тонкозернистые) и даже глубинные магматические породы. Окраска серая до черной. Структура афанитовая. Текстура пятнистая, полосчатая, реже массивная. Характерны трещины, по которым развито ожелезнение и по которым порода раскалывается при ударе. Образцы имеют высокую прочность на сжатие и твердость более 7 (по шкале Мооса) – царапает стекло.

С метаморфическими породами связано много важных полезных ископаемых – месторождения железа, меди, вольфрама и других цветных и редких металлов.

Задание

Для нескольких образцов метаморфических горных пород определить структуру, текстуру, состав, дать название и указать тип метаморфизма (динамический, термальный, региональный, контактный), к которому относится каждый образец.

Тема 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ

2.1. Общая характеристика геологических карт

Геологическая карта представляет собой двухмерную модель геологического устройства земной коры, выполненную в географических координатах. Такая модель строится в параметрах возраста и состава горных пород.

В зависимости от решаемых задач выделяется несколько типов карт:

- Собственно геологические.
- Четвертичных отложений.
- Литологические.
- Тектонические.
- Геоморфологические.
- Гидрогеологические.
- Инженерно-геологические.
- Полезных ископаемых.
- Прогнозные карты по отдельным видам минерального сырья или их комплексам.

Собственно геологические карты в зависимости от масштаба делятся на четыре вида:

Обзорные карты. Они дают представление о геологическом строении крупных территорий, отдельных государств, материков и всего мира. Масштабы этих карт обычно достаточно мелкие. Как правило, меньше 1:1 000 000. Однако существует тенденция их укрупнения. Например, государственной съемкой СССР большая часть территории вначале была покрыта съемкой в масштабе 1:1 000 000, позже 1:500 000. Топографическая основа таких карт обычно сильно упрощена.

Региональные карты. Изображают геологическое строение отдельных регионов, обладающих определенным единством геологического строения. К такого рода картам можно отнести, например, геологические карты Донбасса, Урала, Кавказа, Западной Сибири и т. д. Масштаб региональных карт обычно укладывается в рамки 1:1 000 000 – 1:200 000. Их топографическая основа упрощена.

Для удобства пользования обзорные и региональные карты обычно делятся на отдельные листы.

Детальные геологические карты. Подробно изображают геологическое строение относительно небольших территорий. Масштаб колеблется от 1 : 200 000 до 1 : 25 000. Составляются полистно в рамках соответствующих топографических планшетов международной разграфки. Топографическая основа тоже обычно упрощена – разрежена сеть горизонталей, сняты второстепенные пути сообщения и населенные пункты.

Крупномасштабные геологические карты. Составляются в масштабе 1 : 25 000 и крупнее – до 1 : 1000 и 1 : 500. Топографической основой служат топографические планшеты, часто составляемые специально для площади картирования. Крупномасштабные карты обычно составляются для районов и участков, на которых размещены месторождения полезных ископаемых.

Кондиционность геологических карт

Под кондиционностью понимается обеспеченность карты соответствующего масштаба фактическим материалом. Речь идет о детальности и обоснованности стратиграфического расчленения осадочных и метаморфических пород и выявлении возраста и состава изверженных пород.

Основными показателями здесь являются:

Количество точек наблюдения, количество детально описанных стратиграфических разрезов, степень использования аэро- и космических материалов, находки окаменелостей и др.

Существуют нормативы с указанием количества точек наблюдения на 1 см² площади карты в соответствии со сложностью геологического строения. В пределах листа точки наблюдения могут распределяться неравномерно. На сложных участках их должно быть больше, на простых – может быть меньше.

При крупномасштабном картировании вопрос о кондиционности контролируется непосредственно в поле на участке съемки.

Подбор топографической основы.

При геологическом картировании регионального и более детального назначения топографическая основа для полевых работ подбирается более крупного масштаба, обычно в соотношении 1:2. Например, при составлении геологической карты масштаба 1:200 000 используется топографическая основа масштаба 1:100 000. При этом топографи-

ческая основа должна охватывать не только площадь картирования, но и прилегающие смежные территории. Это необходимо для уверенной ориентировки на местности и обеспечения корректной географической привязки точек наблюдения (обнажений, горных выработок, геоморфологических профилей, места отбора проб и т.д.).

2.2. Основные параметры геологического картирования

Стратиграфическая шкала

Пространственно-временной смысл этой шкалы и принципы ее использования в геологии в качестве событийной меры датировок геологической информации подробно рассмотрены в конспекте лекций по курсу «Геофизика» (см. тему 5). Ниже еще раз эта шкала приводится в виде сводной таблицы

В ее шапке вначале даны стратиграфические названия: *эонотема*, *эротема*, *система*, *отдел*, а ниже в скобках и названия соответствующих им элементов геохронологической шкалы. В региональных (РСШ) и местных шкалах используют и более дробное расчленение: *ярус*, *подъярус*, *пачка*, *слои* и т. д. Эон – длительный промежуток времени (от греч. *aion* – век, эпоха), объединяющий несколько эр.

1. Эонотема — биостратиграфический эквивалент толщи пород (*литома*), образующей некий структурный этаж. В современной геологии широко используются термины «*фанерозой*» и «*криптозой*», обозначающие два очень длительных временных интервала в геологической истории Земли, первый переводится как «*явная жизнь*», второй — «*скрытая жизнь*» (выделены в 1930 г.). Фанерозой отождествляется с эоном.

2. KZ – кайнозойская эра (эра новой жизни).
3. MZ – мезозойская эра (эра средней жизни).
4. PZ – палеозойская эра (эра древней жизни).
5. PR – протерозойский эон (первичная жизнь).
6. AR – архейский эон (древнейшая жизнь).

Стратиграфическим синонимом *эротемы* является понятие группы. Например, чаще говорят – мезозойская группа отложений.

7. Эратемы (группы) делятся на *системы*, а соответствующие им эры – на *периоды*. Названия систем и эр складывались исторически. Чаще всего своими корнями они привязаны к регионам, в которых соответствующие толщи пород были впервые выделены и изу-

чены. Исключения составляют, пожалуй, лишь самые древние отложения криптозоя и самые молодые, относящиеся к четвертичному периоду (Q). Архейский (AR) и протерозойский (PR) эоны до сих пор еще не имеют сложившейся и общепринятой таксономической структуры.

В табл. 2.1 протерозой (как эон) разделен на две части: нижний протерозой (PR_1) и верхний (PR_2). В верхнем выделяют эру — *рифей* (R) (по древнему названию Урала — *Ripheus*) и период под названием *венд* (V) — по имени древнего славянского племени «венды», или «венеды».

8. E — кембрийская система (по древнему названию провинции Уэльс в Англии — Cambria).

9. O, S — ордовикская и силурийская системы (по названию древнеуэльских племен — «ордовиков» и «силуров»).

10.D — девонская система (по названию графства Девоншир в Англии).

11.C — каменноугольная система (по широкому развитию в этих отложениях залежей каменного угля).

12.P — пермская система (по названию Пермской губернии в России).

13.T — триасовая система (по делению системы на три части).

14.J — юрская система (по названию Юрских гор в Швейцарии и Франции).

15.K — меловая система (по широкому развитию в отложениях этой системы писчего мела).

16.R — палеогеновая система (древнее происхождение — нижняя, наиболее древняя часть кайнозойской группы).

17.N — неогеновая система (новое происхождение).

18.Q — четвертичная система, именуемая иногда антропогеном A_p (периодом появления человека) — название предложено академиком А.П. Павловым в 1922 г.

19.Большинство систем делятся на три отдела, называемых *нижним, средним и верхним*. Например, C_1 — *нижний отдел каменноугольной системы*. Соответствующие им эпохи называют *ранними, средними и поздними*. Например, C_1 — *раннекаменноугольная эпоха*. Если отдела не три, а два, то они называются соответственно *нижним и верхним отделами с временными эквивалентами* — *ранняя и поздняя эпохи*.

Таблица 2.1

**Стратиграфическая и геохронологическая шкалы с датировками
в астрономической шкале**

Эонотема (зон)**	Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Возраст (начало эпох), млн. лет*
Фанерозой	KZ	N	Q	Q _I -Q _{IV}
			N ₂	5
			N ₁	24
		P	P ₃	36
	MZ	J	P ₂	55
			P ₁	62
		K	K ₂	96
		T	K ₁	138
			J ₃	166
			J ₂	184
	PZ	C	J ₁	209
			T ₃	231
			T ₂	240
		D	T ₁	246
			P ₂	257
			P ₁	287
		S	C ₃	301
			C ₂	317
			C ₁	354
		O	D ₃	371
			D ₂	381
			D ₁	410
		E	S ₂	419
			S ₁	438
			O ₃	450
		R	O ₂	474
			O ₁	504
			E ₃	518
		V	E ₂	542
			E ₁	571
PR ₂	PR PR ₁	R	V	680±50
				1600±50
AR ₂	AR AR ₁			2600±100
				≥3600

*Начало эпох округлено до целых чисел. **AR+PR – криптозой (или докембрий).

20. Стратиграфические и геохронологические таксоны (составляющие) кайнозойской группы и эры имеют, кроме того, и специальные названия: P_1 – палеоцен, P_2 – эоцен, P_3 – олигоцен; N_1 – миоцен, N_2 – плиоцен; Q_I , Q_{II} , Q_{III} – эпохи ранне-, средне- и позднечетвертичная вместе называют еще плейстоценом, а Q_{IV} – голоценом. Таким образом, можно говорить, что четвертичный период делится на плейстоцен и голоцен. Специальные названия имеют и отдельы некоторых других систем, но в последние годы ими довольно редко пользуются.

Вещественный состав

Рассмотрен выше в теме 1. В зависимости от масштаба карты, целей и задач картирования этот параметр может занимать подчиненное или главенствующее место. Как правило, при мелкомасштабном картировании условные обозначения к карте, а значит, и проведение геологических границ на ней, опирается на стратиграфический принцип. При составлении крупномасштабных карт петрографические классификации могут выдвигаться на первое место.

2.3. Геологические структуры

Формы залегания осадочных пород

Слой – более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный приблизительно параллельными поверхностями. Наряду с термином «слой» на практике часто используется его синоним – термин «пласт». Однородность слоев может быть выражена в составе и окраске, текстурных признаках, в присутствии одинаковых включений или окаменелостей.

Слоистость – чередование слоев. Представляет собой проявление неоднородности в толще осадочных пород. Указывает на изменение условий осадконакопления.

Мощность – расстояние между кровлей и подошвой слоя. Различают два вида мощности: истинную и видимую.

Истинная мощность – кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой.

Видимая мощность – любое другое расстояние между кровлей и подошвой. Обычно проявляется при естественном срезе слоя земной поверхностью в результате эрозионных процессов.

Первичное (ненарушенное) залегание слоев – почти всегда является горизонтальным (или очень слабо наклонным). Это правило связано с тем, что поверхность, на которой происходит накопление

первичных осадков, в основном представляет собой морское дно и дно континентальных водоемов или прибрежных равнин. Наклон этих базовых поверхностей очень незначительный, как правило, существенно меньше 1° , а чаще всего не превышает 15° . Кроме того, при длительном и непрерывном осадконакоплении появление все новых и новых слоев выравнивает поверхность, на которую ложатся более молодые осадки.

Однако *первичное залегание* может иметь и значительные уклоны, когда отложение осадков происходит на склонах наземных и подводных возвышенностей или на склонах долин (углы наклона при этом могут достигать 2-3 и реже 10°).

Стратиграфические несогласия – ситуация, когда непрерывное осадкообразование по тем или иным причинам нарушалось, и в чередовании слоев наблюдаются стратиграфические пробелы. При этом поверхности такого рода несогласий обычно представляют собой поверхности древней эрозии, называемой денудацией.

Параллельное несогласие. Суть его понятна из рис. 2.1. Формально в случае, показанном на рисунке, оно проявилось в том, что из разреза «выпали» отложения пермской и триасовой групп. Поверхность несогласия размыта. Однако параллельность слоев практически не нарушена.

Угловое несогласие – ситуация, когда стратиграфическое несогласие осложнено нарушением первичного залегания. В перерывах осадконакопления происходило смятие слоев и их последующая денудация. Новые осадки выпадали уже на поверхность «срезанных» складок. См. рис. 2.2.

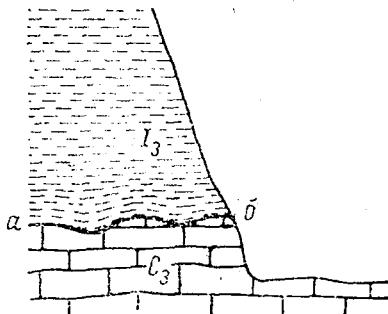


Рис. 2.1. Разрез правого берега р. Москвы (по А.Е. Михайлову)
 C_3 – верхнекаменноугольные известняки; I_3 – верхнеюрские глины;
аб – поверхность несогласия.



Рис. 2.2. Угловое несогласие между нижнемеловыми песчаниками и песчано-глинистыми отложениями нижнеюрской таврической серии в Крыму (по В.Павлиному). (Cr – старое обозначение мелового периода)

Оба вида несогласий, особенно угловое, весьма разнообразны, имеют много форм проявления, типизированы и хорошо описаны. Их установление часто связано со значительными трудностями и требует большого опыта в картировании.

Горизонтальное залегание слоев.

Характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхностей наслойния. Идеальных горизонтальных наслойний в земной коре не встречается (см. выше). При горизонтальном залегании абсолютные высотные отметки границ между слоями приблизительно одинаковы.

На крупномасштабных картах для областей с расчлененным рельефом границы горизонтальных слоев следуют параллельно горизонталиям рельефа местности или совпадают с ними. Это правило вытекает из того факта, что и горизонтали рельефа, и границы слоев представляют собой линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными высотами.

Толщи осадочных пород, залегающих горизонтально или с очень небольшим уклоном (менее 1°), широко развиты на Русской и Сибирской платформах, на Западно-Сибирской плите и в других областях Земли.

При горизонтальном положении осадочных толщ каждый нижележащий слой является более древним, чем предшествующий ему.

Складчатые формы залегания.

Смятые в складки слои горных пород распространены чрезвычайно широко. Обычно они являются фундаментом для почти горизонтальных или слабо наклоненных толщ. Это обстоятельство позволяет утверждать, что складчатые формы залегания горных пород наблюдаются в земной коре практически повсюду.

Складки – волнообразные изгибы в слоистых толщах, образующиеся при пластических деформациях. Совокупность складок называют складчатостью. Существует два основных вида складок:

Антиклинали – это изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых, периферийных частей (см. рис. 2.3, А).

Синклинали – изгибы, в центральных частях которых находятся породы, более молодые относительно краевых частей складок (рис. 2.3, Б).

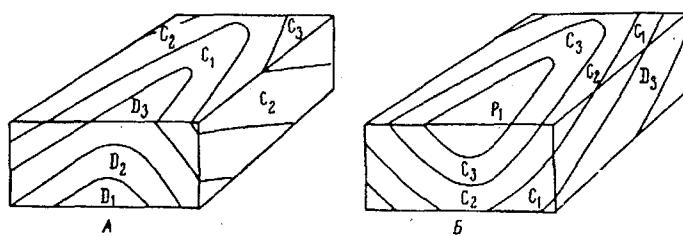


Рис. 2.3. Антиклинальная (А) и синклинальная (Б) складки.

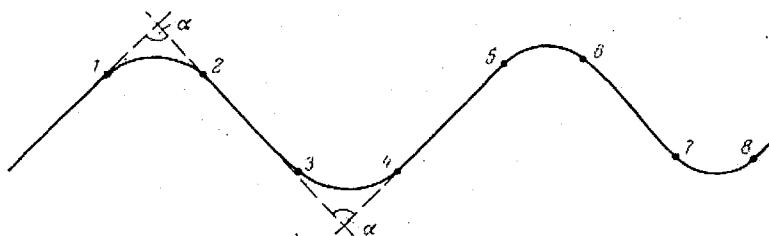


Рис. 2.4. Элементы складок.

1-2, 3-4, 5-6, 7-8 – замок, свод или ядро складки (внутренняя часть складки).
2-3, 4-5, 6-7 – крылья складки (ее бока – примыкают к замку). У смежных антиклиналей и синклиналей одно крыло является общим.
а – угол складки (угол, образуемый линиями, являющимися продолжением крыльев складки).

Осевая поверхность складки – поверхность, разделяющая складку на две равные части (проходит внутри складки через точки, равноудаленные от обоих крыльев)

Осевая линия складки (ось складки) – линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа.

Шарнир складки – линия, проходящая по кровле или по подошве слоя на его перегибе.

Высота складки – расстояние, измеряемое по вертикали между шарнирами складок смежных антиклинали и синклинали (по подошве или по кровле какого-либо одного слоя).

Ширина складки – расстояние между осевыми линиями двух смежных антиклинали или синклинали.

Общий вид антиклиналей и синклиналей показан на рис. 2.5.

Наклонное залегание слоев может быть выражено не только в виде антиклинальных и синклинальных складок, но и в виде одностороннего их погружения (всегда в сторону молодых пород). (См. рис. 2.6.).

Разрывные нарушения со смещением.

Сбросы – нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону опущения пород. Как правило, сбросы образуются в результате растяжения и имеют крутное падение. Элементы сброса показаны на рис.2.7.



Рис. 2.5. Антиклинальные и синклинальные складки на аэрофотоснимке.

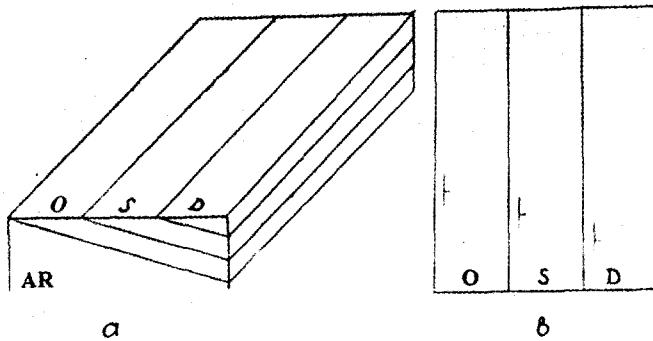


Рис. 2.6. Схема моноклинального залегания пород.
а – блок-диаграмма; б – план.

Сбросы различаются по ряду признаков: углу наклона сместителя, ориентировке по отношению к простиранию нарушенных пород, направлению перемещения крыльев и др. По этим признакам сбросы классифицированы.

Общий вид складок по сбросам показан на рис. 2.8.

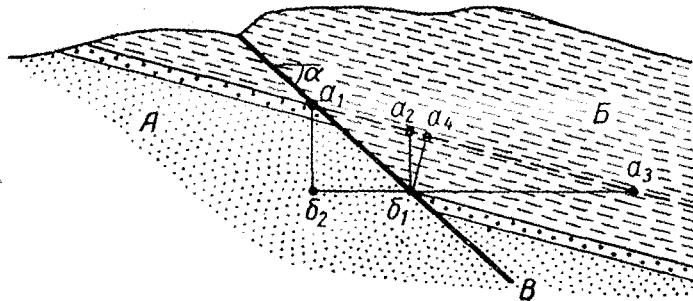


Рис. 2.7. Элементы сброса (схема).

- А – приподнятое или лежачее крыло;
- Б – опущенное или висячее крыло;
- В – сместитель;
- α – угол падения сместителя;
- a_1 b_1 – амплитуда по сместителю;
- a_1 b_2 – вертикальная амплитуда;
- b_1 b_2 – горизонтальная амплитуда;
- a_4 b_1 – стратиграфическая амплитуда;
- a_2 b_1 – вертикальный отход;
- b_1 a_3 – горизонтальный отход.

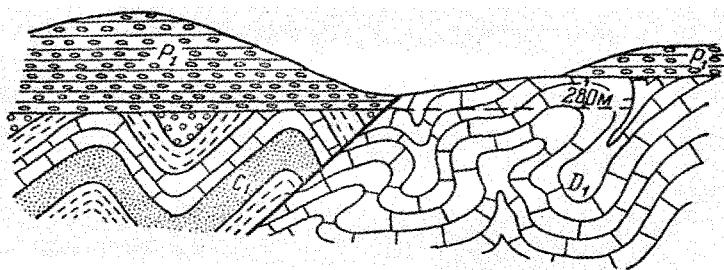


Рис. 2.8. Пример складчатой структуры, осложненной сбросом.

Взбросы (и надвиги) – нарушения в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения приподнятых пород. Взбросы и надвиги возникают при сжатии, причем скальвание по механическим причинам часто происходит под углом меньше 45° . Элементы взброса показаны на рис. 2.9.

Различие между взбросами и надвигами состоит именно в крутизне наклона поверхности разрыва: взброс переходит в надвиг, если угол разрыва становится меньше 45° . Выделяют также *пологие надвиги* и *тектонические покровы* – почти горизонтальные надвиги, латеральное (боковое) смещение по которым может достигать десятков километров (рис. 2.10).

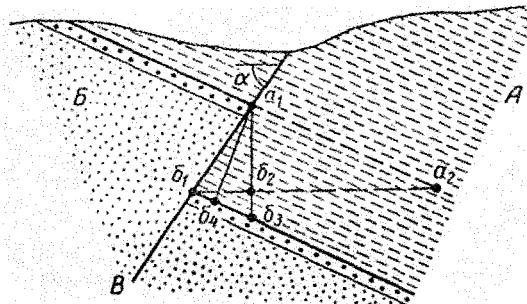


Рис. 2.9. Элементы взброса (схема).

- А – опущенное или лежачее крыло;
- Б – приподнятое или лежачее крыло;
- В – сместитель;
- α – угол наклона сместителя;
- $a_1 - b_1$ – амплитуда по сместителю;
- $a_1 - b_2$ – вертикальная амплитуда;
- $b_1 - b_2$ – горизонтальная амплитуда или перекрытие;
- $a_1 - b_4$ – стратиграфическая амплитуда;
- $a_1 - b_3$ – вертикальный отход;
- $b_1 - a_2$ – горизонтальный отход.

Классификация взбросов, как по признакам, так и по форме, соответствует классификации сбросов.



Рис. 2.10. Пример тектонического покрова.

Обобщенный разрез от Бристоля до Маунтин-Сити (США).

Сбросы и взбросы часто развиваются группами, образуя впадины, которые называются *грабенами*, или выступы – *горсты* (см. рис. 2.11).

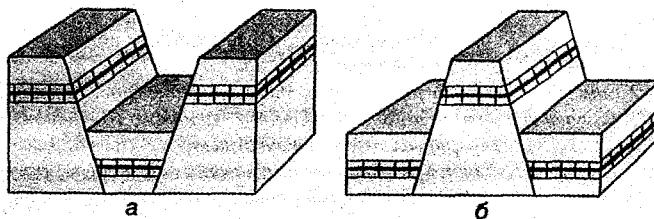


Рис. 2.11. Схема грабена и горста;
а – грабен (опущенный блок между двумя сбросами);
б – горст (поднятый блок между двумя сбросами).

Формы залегания изверженных пород.

Основная часть магмы (около 90 %) не изливается на поверхность Земли в виде вулканического материала, а затвердевает внутри литосфера, образуя интрузивные тела. На поверхность интрузии выступают после длительной эрозии и удаления перекрывающих их пород. Эффузивные же образования формируются или на поверхности Земли, или на небольших глубинах в непосредственной от нее близости. Основные формы залегания магматических пород показаны на рис. 2.12.

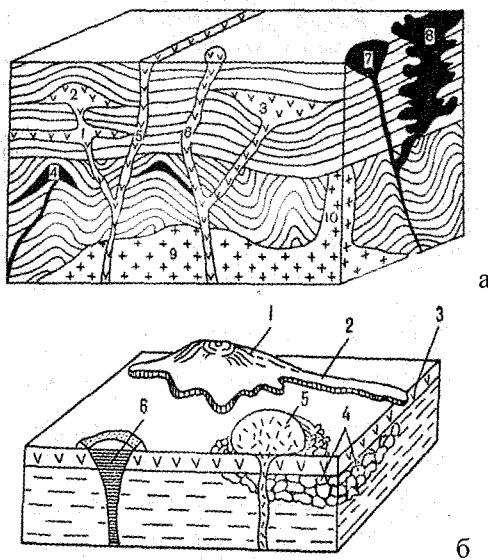


Рис. 2.12. Блок-диаграммы залегания изверженных пород.
а – формы интрузий.

1 – силл; 2 – лакколит; 3 – лополит; 4 – факолит; 5 – дайка (рис. 2.13); 6 – некк;
7 – конические интрузии; 8 – хонолит; 9 – батолит; 10 – шток.
б – формы залегания эфузивов.

1 – щит; 2 – поток; 3 – покров; 4 – подушечные лавы; 5 – вулканический купол с
вулканической лавой; 6 – диатрема и окружающий ее вал на поверхности Земли.

Формы интрузий и эфузивов зависят от условий их образования:

Интрузии.

А. Иньецированные массы (удаленные от места своего выплавления).

1. Согласные инъекции (вдоль плоскостей наслоения вмещающих пород):

- *силлы* или пластообразные залежи;
- *лакколиты* – грибообразные тела с выпуклой кровлей;
- *лополиты* – блюдцеобразные тела с вогнутой или плоской кровлей;
- *факолиты* – чечевицеобразные изогнутые тела, приуроченные к сводам складок во вмещающих породах.

2. Несогласные инъекции (приурочены к секущим трещинам и каналам):

- *дайки* – крутопадающие жилообразные тела;
- *жерловины или некки* – трубообразные тела;
- *кольцевые и конусовидные тела* – приурочены к концентрическим трещинам или воронкам проседания;
- *хонолиты* – тела неправильной формы, часто приуроченные к системе пересекающихся трещин.

Б. Глубинные массы.

1. *Батолиты* – наиболее крупные и близлежащие к магматическому очагу тела.

2. *Штоки* – тела меньших размеров, чем батолиты, часто связанные с ними на глубине.

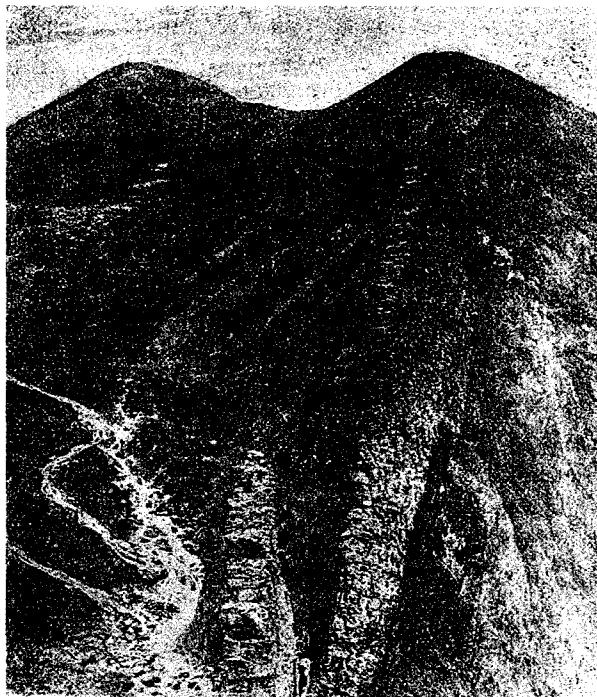


Рис. 2.13. Пример дайки (Центральный Кавказ. Фото Ф.Левинсона-Лессинга).

Эффузивы

1. Эффузивные щиты – вулканическая постройка, состоящая из тонких слоев лавы и только ничтожных количеств рыхлых продуктов, переслаивающихся с ними. Продукт извержения гавайского типа.

2. Поток лавовый – форма распространения лавы по поверхности, характеризующаяся значительной длиной относительно небольшой ширины, зависящей от вязкости лавы и уклонов местности, по которой он течет.

3. Покров лавовый – масса лавы, широко распространившейся во все стороны. Образование его происходит на горизонтальной или с незначительным уклоном поверхности.

4. Подушечные лавы – лава волнистого типа, излившаяся под водой или внедрившаяся в ил на дне моря. Представляет собой скопление округлых тел в виде подушек или шаров, вдавленных друг в друга или вытянутых друг за другом и соединяющихся при помощи коротких трубок и шеек.

5. Вулканический купол с вулканической лавой – то же, что куполовидный вулкан. Чаще всего бескратерный вулкан центрального типа куполообразный или конусообразный формы с крутыми склонами, образованный путем выжимания вязкой или почти твердой лавы из узкого выводного отверстия.

6. Диатрема – то же, что трубка взрыва. Вулканическое жерло в форме вертикальной трубки, расширяющейся кверху в виде воронки, образующееся в результате прорыва газов. Бывают алмазоносными.

Элементы залегания горных пород. Горный компас

Ориентировка слоев в пространстве определяется элементами залегания (см. рис.2.14):

- *Линия простирания* – линия пересечения слоя с горизонтальной плоскостью (на рисунке: aa). В общем случае простижение слоя плавно изменяется по направлению (в соответствии с изгибами пласта). Однако в пределах одного обнажения или на ограниченных по размерам участках поверхности слоя линии простижения можно принять за прямую.

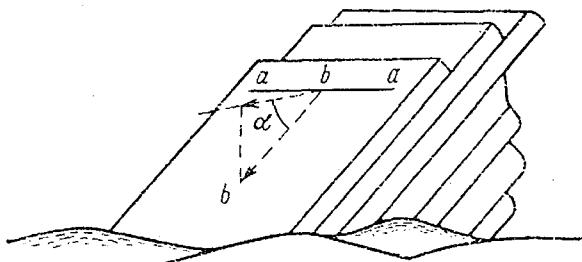


Рис. 2.14. Иллюстрация элементов залегания слоя.

- *Линия падения* – линия, перпендикулярная линии простирания. Лежит на поверхности слоя и направлена в сторону его падения.. Обладает наибольшим углом падения поверхности слоя к горизонту (на рисунке: bb).
- *Угол падения* – угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость (на рисунке – а). Значение угла падения не может быть больше 90° .

Положение линий простирания и падения в пространстве определяется их азимутами.

Азимут – правый векториальный угол между истинным (магнитным) меридианом и заданным направлением.

Элементы залегания измеряются с помощью *горного компаса* (см. рис.2.15)

Особенностью горного компаса является «обратный» лимб. Угловая шкала на нем ориентирована не по часовой стрелке (как на обычном географическом компасе), а в противоположном направлении (справа налево). Такой лимб позволяет использовать в качестве *визира* длинную сторону базовой пластинки компаса, совпадающую с линией N – S. В этом случае северный (черный) конец магнитной стрелки будет показывать значение азимута. Очевидно, что при этом азимутальный угол будет отсчитываться не в направлении от магнитного меридиана к линии визира, а от линии визира, в качестве которого теперь выступает длинный край пластинки компаса (линия N – S), к направлению магнитного меридиана (см. рис. 2.16, 2.17).

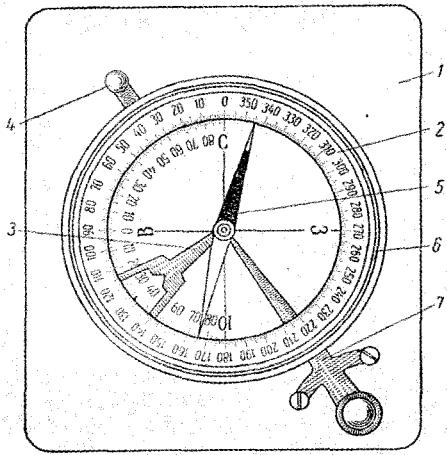


Рис. 2.15. Общий вид горного компаса.

1 – пластинка (основание горного компаса); 2 – коробка компаса с лимбом;
3 – клинометр (отвес); 4 – тормозное приспособление для отвеса; 5 – магнитная
стрелка; 6 – пружина, удерживающая покровное стекло; 7 – тормозное приспо-
собление для магнитной стрелки.

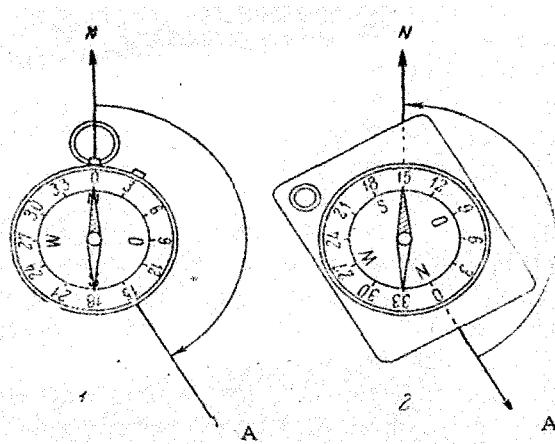


Рис. 2.16. Принцип измерения азимута горным компасом.

1 – измерение азимута по ходу часовой стрелки от направления на север до задан-
ного направления А; 2 – измерение азимута горным компасом – против хода часо-
вой стрелки.

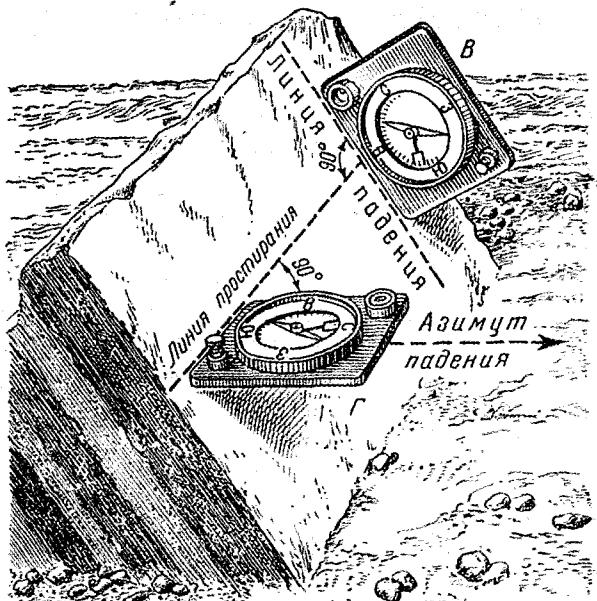


Рис. 2.17. Порядок измерения элементов залегания наклонного пласта горным компасом.

Пример записи элементов залегания:

Точка 175.

Аз. пр. СВ 75 \perp 23 . Читается: Азимут простирания северо-восток 75, угол падения 23.

Аз пад. ЮВ 165 \perp 23 . Читается: Азимут падения юго-восток 165, угол падения 23.

Азимутальная разность между простиранием и падением теоретически должна составлять 90 или 270°. Допустимая невязка не должна превышать 2–3 °.

2.4. Геологические разрезы

Показывают геологическое строение изучаемой территории на определенную глубину в выбранном вертикальном сечении земной коры. Они делятся на два типа:

- наблюдаемые и

- построенные (обычно как приложение к геологическим картам).

Наблюдаемы разрезы тоже можно разделить на две категории:

- Разрезы, построенные по прямым наблюдениям и измерениям в естественных обнажениях или в искусственных горных выработках (шахтах, колодцах, канавах, шурфах, штольнях, буровых скважинах и т.п.). (См. рис. 2.18 и 2.20 – буровая скважина).

- Обобщенные разрезы. Составляются по материалам многочисленных частных разрезов, иногда по данным геологического картирования. Такие разрезы еще называют сводными или стратиграфическими колонками. Пример такой колонки показан на рис. 2.19 – по материалам геологического строения окрестностей Санкт-Петербурга.

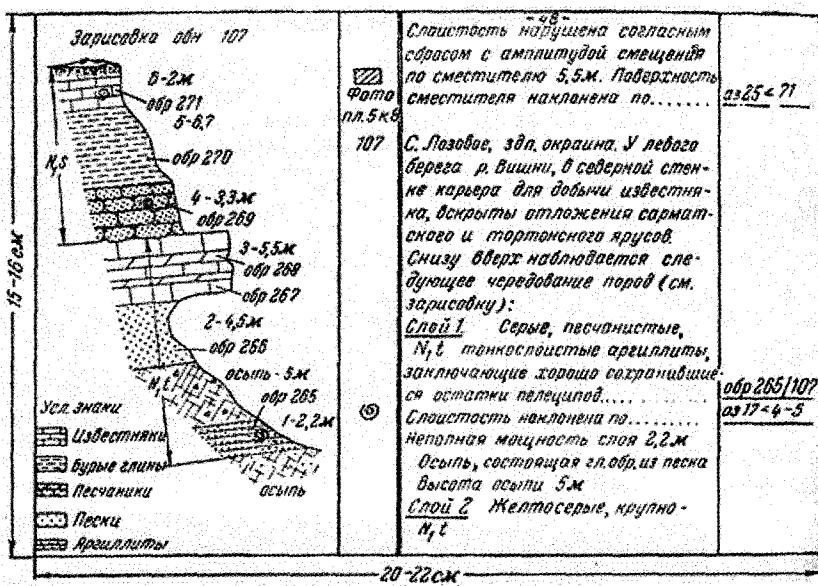


Рис. 2.18. Образец записей в полевой книжке с разрезом естественного обнажения.

Система	Отдел	Ярус	Гори- зонт	Индекс		Мощность, м	Характеристика
Кембрийская	Ордовикская	Средний	Нижний	D_2st		40,0	Кварцевые пески и песчаники, в основании конгломераты
							Маргели, глинистые известники
							Эхинодерматовые известники. Верхний чечевичный слой
							Эхинодерматовые известники. Нижний чечевичный слой
							Глауконитовые известники
		Средний	Лава- ни- дий- ский	O_2II		0–6,0	Глауконитовая песчано- глинистая толща
							КОЛОПСКАЯ СВИТА Диктиококковые сланцы
							ТОСНЕНСКАЯ СВИТА Обломочные песчаники
							ЛАДОЖСКАЯ СВИТА Кварцевые пески и песчаники
							САБЛИНСКАЯ СВИТА Кварцевые пески и песчаники
Девонская	Средний	Не выделены	Тремадокский	E_2ts		0–13	ТИСКРЕСКАЯ СВИТА Алевролиты с линзами конгломератов в основании
							ЛЮКАТИСКАЯ СВИТА Глины и алевролиты
							СИВЕРСКАЯ СВИТА Синие глины

Рис.2.19. Сводный разрез палеозойских отложений
окрестностей Санкт-Петербурга.

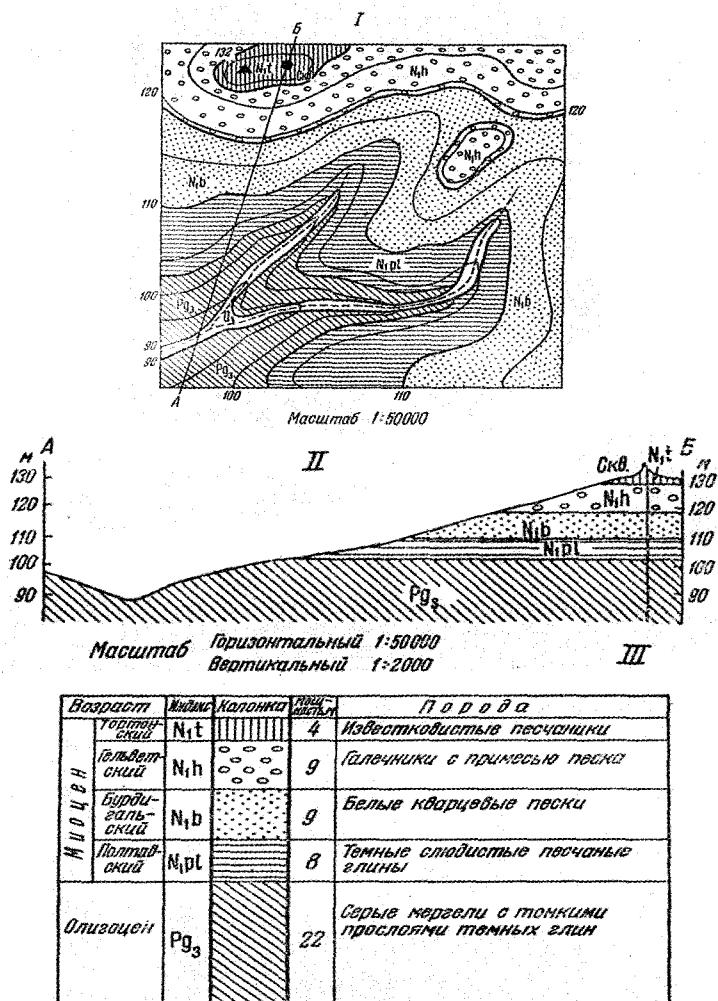


Рис. 2.20. Пример геологической карты с горизонтальным залеганием пород.
I – геологическая карта; II – геологический разрез по линии АБ; III – разрез буровой скважины (показана черным кружком на карте).

На карте: жирные линии – геологические границы; тонкие линии – горизонтали
Примечание: Pg – устаревшее обозначение палеогеновой системы.

Буквенные индексы для нижнего отдела неогеновой системы обозначают местную стратификацию (скорей всего горизонты).

Построенные разрезы представляют собой вертикальный срез через заданное направление на геологической карте. При этом для условий сильно расчлененного рельефа такой разрез строится на предварительно вычерченном топографическом профиле (обычно для крупномасштабных и среднемасштабных карт), а для карт мелко-масштабных неровностями рельефа, как правило, можно пренебречь. Пример такого разреза показан на рис. 2.21.

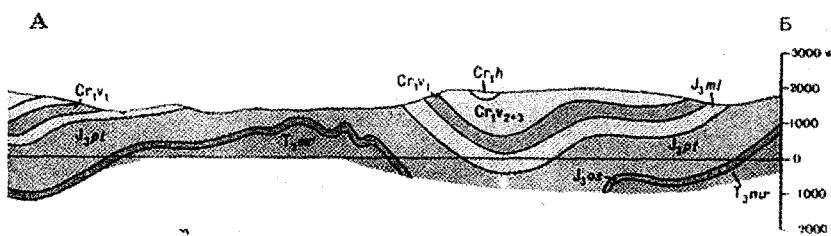


Рис. 2.21. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200 000 и разрез к ней по линии АБ* (Учебный образец). Cr – устаревшее обозначение меловой системы

При составлении геологических разрезов всех типов требуется не только значительный опыт практической полевой и камеральной работы, но и знание особенностей геологического строения района.

Задание

- По каждому разделу темы 2 выполняется контрольное задание, выдаваемое преподавателем:
- Задания на знание стратиграфической шкалы и условий залегания горных пород.
- Работа с горным компасом по составлению полевого маршрута на конкретной топографической основе, по привязке точки наблюдения на местности, по измерению и записи элементов залегания пласта.
- Чтение геологической карты и построение разрезов к ней.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРНЫХ ИСТОЧНИКОВ

При составлении Справочного руководства были использованы материалы из следующих источников:

1. *Аллison A., Палмер Д.* Геология. Наука о вечно меняющейся Земле. – М.: Мир, 1984. – 567 с.
2. *Бетехтин А.Г.* Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. – 956 с.
3. *Бокий Г.Б.* Кристаллохимия. – М.: МГУ, 1960. – 359 с.
4. Геологический словарь. Т.1-2. – М.: Недра, 1973. – 486 с., 456 с.
5. *Горшков Г.П., Якушова А.Ф.* Общая геология. – М.: МГУ, 1973. – 592 с.
6. *Лобанов Н.Н.* Краткое руководство к практическим занятиям по геологии. – Л.: ЛГМИ, 1970. – 81 с.
7. *Михайлов А.Е.* Основы структурной геологии и геологического картирования. – М.: Недра, 1967. – 374 с.
8. Общая и полевая геология. Учебник для вузов. (Под ред. А.Н. Павлова). – Л.: Недра, 1991. – 463 с.
9. *Павлов А.Н.* Геофизика. Конспект лекций. (Тема 5. Пространство и время в науках о Земле). – СПб.: РГТМУ, 2004. – 77 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Тема 1. Вещественный состав земной коры	3
1.1 Земная кора	3
1.2 Минералы	3
1.3 Элементы кристаллографии	4
1.4 Морфология и основные физические свойства минералов	8
1.5 Классификация минералов	10
1.6 Горные породы	12
Тема 2. Геологические карты и разрезы	29
2.1. Общая характеристика геологических карт	29
2.2. Основные параметры геологического картирования	31
2.3. Геологические структуры	34
2.4. Геологические разрезы	47
Список литературных источников	53

Учебное издание

Павлов Александр Николаевич

СПРАВОЧНОЕ РУКОВОДСТВО
К ПРАКТИЧЕСКИМ ЗАНЯТИЯМ
ПО ГЕОЛОГИИ

Учебное пособие

Редакторы Л.В. Ковель

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 06.12.04. Формат 60x90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ.л. 3,4. Уч.-изд.л. 3,6. Тираж 300 экз. Заказ № 36
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «Лека», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.

28P.