

Министерство образования и науки Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«Оренбургский государственный университет»

И.В. Куделина, Н.П. Галянина, Т.В. Леонтьева

# **ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Рекомендовано ученым советом федерального государственного образовательного учреждения высшего образования «Оренбургский государственный университет» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программе высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология

Оренбург  
2016

УДК 271.023 (0758)  
ББК 38.2Я7

К89

Рецензент - кандидат геолого-минералогических наук А.П. Бутолин

**Куделина, И.В.**

К 89

Общая геология: учебное пособие / И.В. Куделина, Н.П. Галянина, Т.В. Леонтьева; Оренбургский гос.ун-т.- Оренбург: ОГУ, 2016. – 191 с.  
**ISBN 978-5-7410-1510-0**

В учебном пособии изложена методика выполнения лабораторных работ и курсовой работы по дисциплине «Общая геология». В пособии приведены сведения о минералах и горных породах, изложена методика построения геологических карт и разрезов. Лабораторные работы содержат таблицы, рисунки. В конце каждой работы приводятся контрольные вопросы и тесты для проверки знаний по пройденному материалу.

Учебное пособие предназначено для студентов, обучающихся по программе высшего профессионального образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология очной, заочной формы обучения.

УДК 271.023 (0758)  
ББК 38.2Я7

ISBN 978-5-7410-1510-0

© Куделина И.В., 2016  
© Галянина Н.П., 2016  
© Леонтьева Т.В., 2016  
©ОГУ, 2016

## Содержание

Введение.....	7
1 Лабораторная работа №1. Породообразующие минералы .....	8
Понятие о кристаллических веществах.....	8
1.1.1 Важнейшие свойства кристаллов.....	11
1.1.2 Понятие о симметрии. Элементы симметрии.....	13
1.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №1 .....	16
1.3 Контрольные вопросы.....	17
2 Лабораторная работа №2. Физико-диагностические свойства минералов.....	18
2.1 Формы минералов .....	18
2.2 Основные свойства минералов .....	26
2.2.1 Оптические свойства минералов .....	28
2.2.2 Механические свойства минералов .....	31
2.2.3 Прочие свойства минералов .....	36
2.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №2.....	37
2.4 Контрольные вопросы.....	38
3 Лабораторная работа №3. Классификация минералов.....	39
3.1 Минералы и их классификация.....	39
3.1.1 Класс самородных элементов.....	41
3.1.2 Класс сульфидов.....	43
3.1.3 Класс оксидов и гидроксидов .....	46
3.1.4 Класс галогенидов.....	50
3.1.5 Класс карбонаты .....	52
3.1.6 Класс сульфаты.....	54
3.1.7 Класс фосфаты.....	55
3.1.8 Класс силикаты и алюмосиликаты .....	56
3.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №3.....	62
3.3 Контрольные вопросы .....	63
4 Лабораторная работа №4. Магматические горные породы.....	64

4.1 Понятие о магматических горных пород .....	65
4.1.1 Строение магматических горных пород.....	66
4.1.2 Классификация магматических горных пород по генезису, химическому и минеральному составу.....	70
4.1.3 Наиболее распространенные магматические горные породы.....	74
4.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №4.....	78
4.3 Контрольные вопросы.....	89
5 Лабораторная работа № 5. Осадочные горные породы .....	80
5.1 Признаки осадочных пород .....	81
5.1.1 Структура и текстура осадочных горных пород .....	81
5.1.2 Цемент и окраска осадочных горных пород .....	86
5.2 Классификация осадочных горных пород .....	89
5.2.1 Обломочные породы .....	89
5.2.2 Глинистые породы.....	93
5.2.3 Хемогенные и органогенные породы.....	95
5.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №5.....	111
5.4 Контрольные вопросы .....	115
6 Лабораторная работа №6. Метаморфические горные породы.....	116
6.1 Особенности метаморфических горных пород и типы метаморфизма.....	116
6.1.1 Структура и текстура метаморфических пород .....	120
6.1.2 Главнейшие метаморфические породы.....	122
6.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №6.....	129
6.3 Контрольные вопросы .....	131
7 Лабораторная работа №7. Формы залегания горных пород.....	132
7.1 Понятие о слое.....	132
7.1.1 Несогласия и перерывы в осадконакоплении .....	133
7.1.2 Элементы залегания пласта.....	135

7.2 Горный компас и замеры элементов залегания слоя.....	138
7.2.1 Работа с компасом.....	141
7.2.2 Нанесение элементов залегания слоя на карту.....	146
7.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №7.....	148
7.4 Контрольные вопросы.....	148
8 Лабораторная работа №8. Геологические карты и разрезы.....	149
8.1 Типы геологических карт.....	149
8.1.1 Методы определения возраста горных пород. Геохронологическая шкала .....	151
8.1.2 Условные обозначения на геологических картах.....	157
8.1.3 Стратиграфические колонки .....	163
8.1.4 Зарамочное оформление геологических карт.....	165
8.2 Методика построения геологических разрезов по геологическим картам.....	167
8.2.1 Выбор линии геологического разреза .....	167
8.2.2 Масштаб геологического разреза .....	168
8.2.3 Правила построения геологического разреза .....	169
8.2.4 Построение геологического разреза.....	171
8.2.5 Особенности построения геологического разреза при горизонтальном залегании пород .....	172
8.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №8.....	174
8.4 Контрольные вопросы .....	176
9 Методика составления курсового проекта по дисциплине «Общая геология».....	177
9.1 Теоретическая часть.....	177
9.2 Практическое задание.....	177
9.3 Пример выполнения курсового проекта.....	180

Список использованных источников .....	186
Приложения А Шкала геологического времени .....	188
А.1 Стратиграфическая таблица .....	189
Приложение Б Построение геологической карты, стратиграфической колонки, геологического разреза с горизонтальным залеганием .....	190
Б.1 Геологическая карта .....	190
Б.2 Стратиграфическая колонка.....	191

## Введение

Данное учебное пособие представляет собой сборник лабораторных занятий по общей геологии, выполняемых студентами очного и заочного обучения, на первом курсе по специальности 21.05.02 - Прикладная геология: специализации – «Геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых», «Геология нефти и газа», «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания».

Учебное пособие составлено с учетом требований Государственного образовательного стандарта высшего образования, и полностью соответствует рабочей программе по одноименной дисциплине.

Целью данного издания является формирование у студентов следующих умений и навыков:

- определять минералы и горные породы;
- работать с горным компасом, и применять эти знания на практике;
- работать с геологической картой и строить геологические разрезы;
- определять современные геологические процессы и применять в отношении их метод актуализма;
- участвовать в пополнении коллекции образцов для геологического музея.

Задачей лабораторных занятий является закрепление теоретических знаний по общей геологии и применения их во время учебной геологической практики.

Каждая лабораторная работа состоит из двух частей. В первой части приводится теоретический материал по данной теме и исходные данные для выполнения лабораторной работы. Вторая часть содержит методику и последовательность выполнения заданий по лабораторной работе.

При составлении данного пособия использовались опубликованные практические руководства по кристаллографии, минералогии и петрографии магматических, осадочных и метаморфических горных пород.

В пособии так же приведена методика выполнения курсовой работы по данной дисциплине.

# 1 Лабораторная работа №1. 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 учебном пособии.

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.

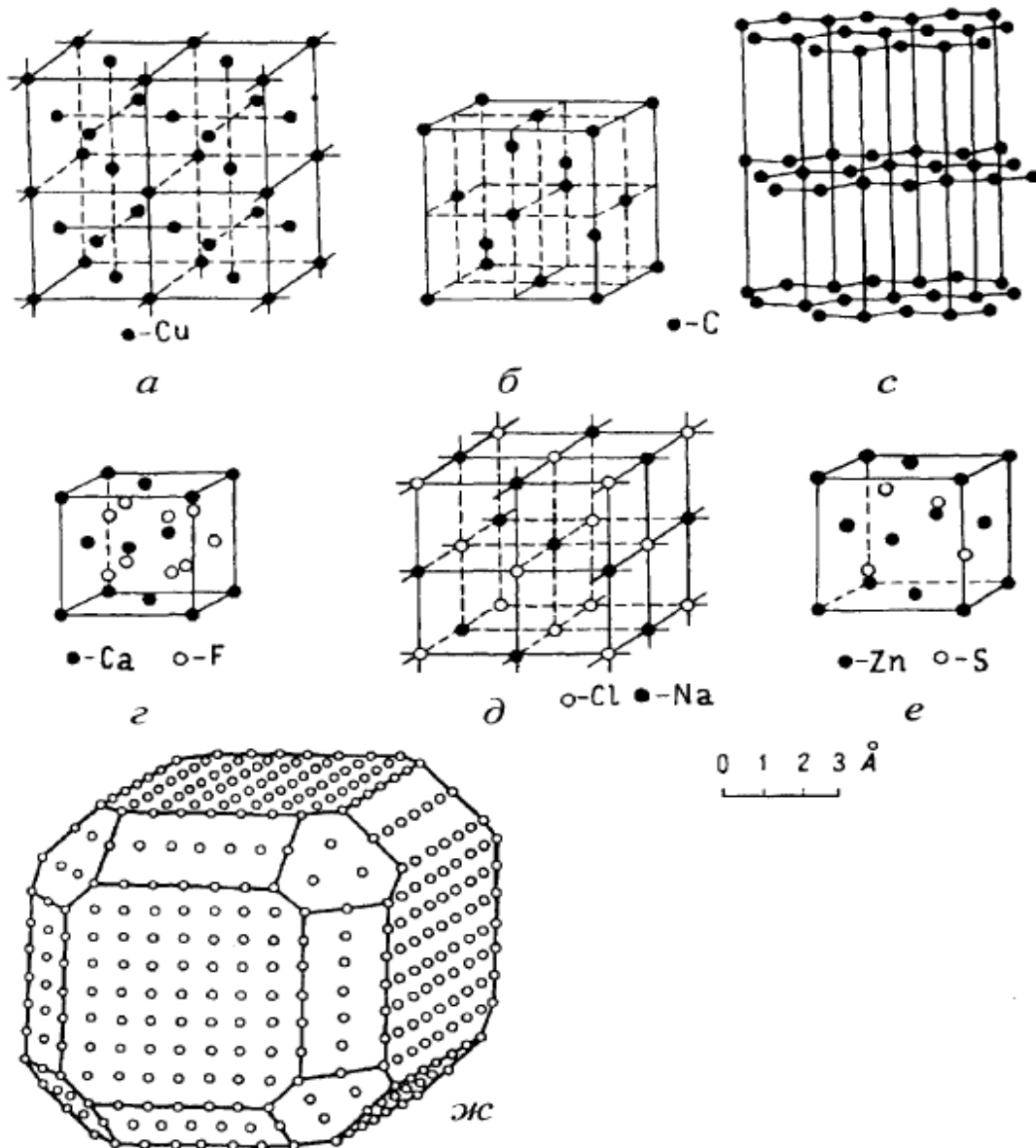
## 1.1 Понятие о кристаллических веществах

Все кристаллические вещества в отличие от аморфных обладают закономерным внутренним строением, выражающимся в наличии у них кристаллических *решеток* — однородных бесконечных векториальных построек, 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 (рисунок 1.1).



*a* - меди, *б*- алмаза, *в* — графита; *г* — флюорита; *д* — галита; *е* — цинковой обманки; *ж* — структура кристалла меди

Рисунок 1.1 – Кристаллические решетки некоторых минералов [1]

С точки зрения геометрической кристаллографии кристалл представляет собой многогранник. Чтобы охарактеризовать форму кристаллов, воспользуемся понятием элементов ограничения. Внешняя форма кристаллов складывается из трех элементов ограничения: *граней (плоскостей), ребер (линии пересечения граней) и граничных углов.*

Формы граней, типы ребер и углов представляют большое разнообразие.

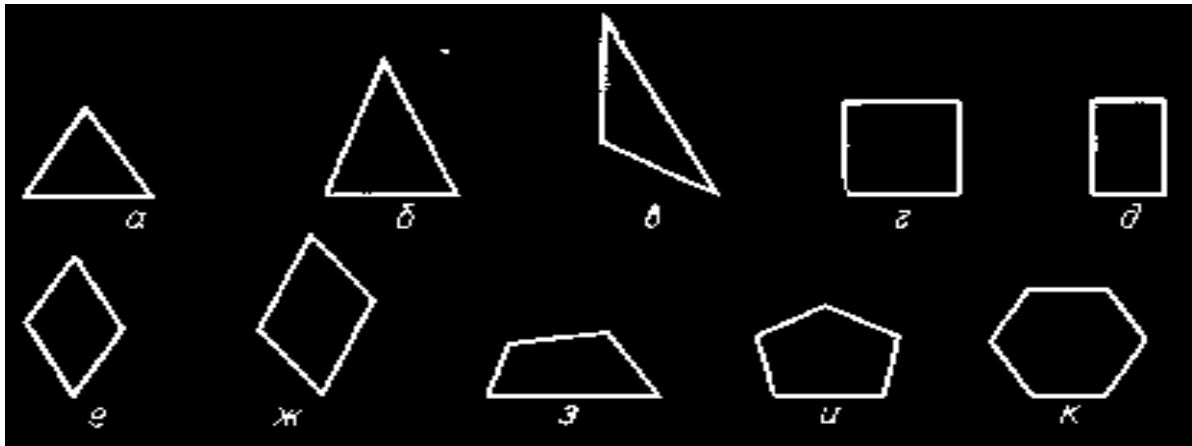
В кристаллографии приняты термины, в основу которых положены греческие корни. Ниже приводятся главнейшие из них:

Моно - одно, один	тетра—четыре, четырежды
ди - два, дважды	пента — пять
три - три, трижды	гекса — шесть
окта - восемь	син — сходный
дека - десять	пинакос—доска, таблица
додека - двенадцать	клинэ — наклон, наклонно
эдра - грань	поли — много
гониа - угол	скалена — кривой, неровный

Например: пентагонтритетраэдр - фигура, состоящая из двенадцати пятиугольных граней (тритетра -  $3 \times 4 = 12$ , пента - пять, гон - угол, эдр - грань); дигексагональная бипирамида - фигура, состоящая из двух пирамид, соединенных основаниями, каждая из которых имеет по двенадцать треугольных граней. В поперечном сечении фигура имеет двенадцатиугольник.

Грани соответствуют плоским сеткам пространственной решетки. Наиболее характерными типами граней являются следующие (рисунок 1.2).

Ребра образуются на пересечении двух граней и отвечают рядам пространственной решетки. Гранные углы (вершины) располагаются на пересечении нескольких граней (трех и более).



*тригон* - равносторонний треугольник (а); *дельта* - равнобедренный треугольник (б); *скалена* - неравносторонний треугольник (в); *тетрагон* - квадрат (г); *призматическая грань* - прямоугольник (д); *ромб* (е); *ромбоид* - косоугольный неравносторонний параллелограмм (ж); *клинограм* - трапециод, не имеющий параллельных сторон (з); *пентагон*-пятиугольник (и); *гексагон* - шестиугольник (к) [4]

Рисунок 1.2 – Главные типы граней кристаллов

Количество элементов ограничения связано между собой простой зависимостью:  $\Gamma + B = P + 2$ , где  $\Gamma$  — число граней,  $B$  — число вершин,  $P$  — число ребер. Возьмем, например, куб; в нем имеется 6 граней, 8 вершин и 12 ребер. Получаем:  $6 + 8 = 12 + 2$ .

### 1.1.1 Важнейшие свойства кристаллов

Все кристаллические вещества обладают рядом свойств, являющихся следствием их закономерного внутреннего строения. Основные свойства кристаллов – анизотропность, однородность, способность к самоограничению.

*Анизотропность* (неравносвойственность) выражается в том, что физические свойства кристаллов (твердость, прочность, теплопроводность, электропроводность, скорость распространения света) неодинаковы по разным направлениям. Частицы, образующие кристаллическую структуру по непараллельным направлениям, отстоят друг от друга на разных расстояниях, вследствие чего и свойства

кристаллического вещества по таким направлениям должны быть различными. Характерным примером вещества с ярко выраженной анизотропностью является слюда. Кристаллические пластинки этого минерала легко расщепляются лишь по плоскостям, параллельным его пластинчатости. В поперечных же направлениях расщепить пластинки слюды значительно труднее.

Другим примером анизотропности является кристалл минерала дистена. В продольном направлении твердость его равна 4, 5, в поперечном - 6 .

Анизотропность проявляется и в том, что при воздействии на кристалл какого-либо растворителя скорость химических реакций различна по различным направлениям. В результате каждый кристалл при растворении приобретает свои характерные формы, носящие название фигур вытравления.

Аморфные вещества характеризуются изотропностью (равносвойственностью) - физические свойства по всем направлениям проявляются одинаково.

*Однородность* выражается в том, что любые элементарные объемы кристаллического вещества, одинаково ориентированные в пространстве, абсолютно одинаковы по всем своим свойствам: имеют один и тот же цвет, массу, твердость и т. д. Таким образом, всякий кристалл есть однородное, но в то же время и анизотропное тело.

Однородность присуща не только кристаллическим телам. Твердые аморфные образования также могут быть однородными. Но аморфные тела не могут сами по себе принимать многогранную форму.

Способность к *самоограничению* выражается в том, что любой обломок или выточенный из кристалла шарик в соответствующей для его роста среде с течением времени покрывается характерными для данного кристалла гранями. Эта особенность связана с кристаллической структурой. Стекланный же шарик, например, такой особенностью не обладает.

Кристаллы одного и того же вещества могут отличаться друг от друга своей величиной, числом граней, ребер и формой граней. Это зависит от условий образования кристалла. При неравномерном росте кристаллы получаются сплюснутыми, вытянутыми и т. д. Неизменными остаются углы между

соответственными гранями растущего кристалла. Эта особенность кристаллов известна как закон постоянства граничных углов. При этом величина и форма граней у различных кристаллов одного и того же вещества, расстояние между ними и даже их число могут меняться, но углы между соответствующими гранями во всех кристаллах одного и того же вещества остаются постоянными при одинаковых условиях давления и температуры.

Закон постоянства граничных углов был установлен в конце 17 века датским ученым Стено (1669) на кристаллах железного блеска и горного хрусталя; впоследствии этот закон был подтвержден М. В. Ломоносовым (1749) и французским ученым Роме де Лиллем (1783). Закон постоянства граничных углов получил название первого закона кристаллографии.

Закон постоянства граничных углов объясняется тем, что все кристаллы одного вещества тождественны по внутреннему строению, т. е. имеют одну и ту же структуру.

Согласно этому закону кристаллы определенного вещества характеризуются своими определенными углами. Поэтому измерением углов можно доказать принадлежность исследуемого кристалла к тому или иному веществу. На этом основан один из методов диагностики кристаллов. Для измерения у кристаллов двугранных углов были изобретены специальные приборы — гониометры (от греч. «гониа» — угол).

### **1.1.2 Понятие о симметрии. Элементы симметрии**

Характерной особенностью всех кристаллов является их симметрия. «Симметрия» в переводе с греческого означает «соразмерность» (повторяемость). Симметричные тела и предметы состоят из равнозначных, правильно повторяющихся в пространстве частей. Особенно разнообразна симметрия кристаллов. Различные кристаллы отличаются большей или меньшей симметричностью. Она является их важнейшим и специфическим свойством, отражающим закономерность внутреннего строения.

По более точному определению *симметрия* - это закономерная повторяемость элементов (или частей) фигуры или какого-либо тела, при которой фигура совмещается сама с собой при некоторых преобразованиях (вращение вокруг оси, отражение в плоскости). Подавляющее большинство кристаллов обладает симметрией.

Понятие симметрии включает в себя составные части - элементы симметрии. Сюда относятся плоскость симметрии, ось симметрии, центр симметрии, или центр инверсии. Расположение элементов симметрии в кубе (гексаэдре) показано на рисунке 1.3.

*Плоскость симметрии* делит кристалл на две зеркально равные части. Обозначается она буквой *P*. Части, на которые плоскость симметрии рассекает многогранник, относятся одна к другой, как предмет к своему изображению в зеркале. Разные кристаллы имеют различное количество плоскостей симметрии, которое ставится перед буквой *P*. Наибольшее количество таких плоскостей у природных кристаллов - девять и обозначается как  $9P$ . В кристалле серы насчитывается  $3P$ , а у гипса только одна. Значит, в одном кристалле может быть несколько плоскостей симметрии.

В некоторых кристаллах плоскость симметрии отсутствует. Относительно элементов ограничения плоскость симметрии может занимать следующее положение: проходить через ребра; лежать перпендикулярно к ребрам в их серединах; проходить через грань перпендикулярно к ней; пересекать гранные углы в их вершинах. В кристаллах возможны следующие количества плоскостей симметрии:  $9P$ ,  $7P$ ,  $6P$ ,  $5P$ ,  $4P$ ,  $3P$ ,  $2P$ ,  $P$ , отсутствие плоскости симметрии.

*Ось симметрии* - воображаемая ось, при повороте вокруг которой на некоторый угол фигура совмещается сама с собой в пространстве. Она обозначается буквой *L*. У кристаллов при вращении вокруг оси симметрии на полный оборот ( $360^\circ$ ) одинаковые элементы ограничения (границы, ребра, углы) могут повторяться только 2, 3, 4, 6 раз. Соответственно этому оси будут называться осями симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядка и обозначаться:  $L_2$ ,  $L_3$ ,  $L_4$  и  $L_6$ . Порядок оси определяется числом совмещений при повороте на  $360^\circ$ .

Ось симметрии первого порядка не принимается во внимание, так как ею обладают вообще все фигуры, в том числе и несимметричные. Количество осей одного и того же порядка пишут перед буквой L:  $6L_6$ ,  $3L_4$  и т.п.

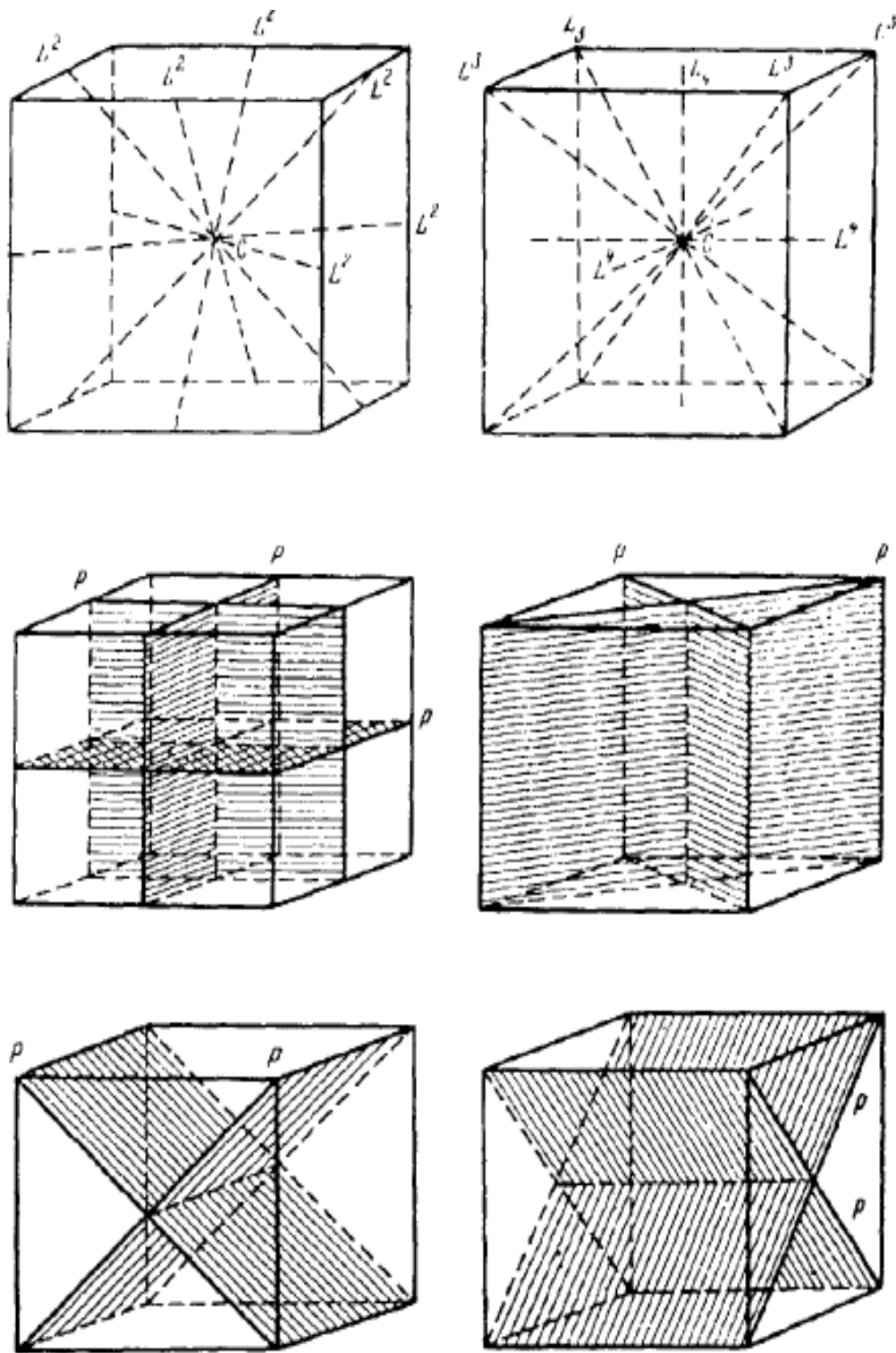


Рисунок 1.3 – Расположение элементов симметрии в кубе (гексаэдре) [1]

*Центр симметрии* - это точка внутри кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам линии, соединяющие одинаковые элементы ограничения кристалла (грани, ребра, углы). Обозначается она буквой С. Практически присутствие центра симметрии будет сказываться в том, что каждое ребро многогранника имеет параллельное себе ребро, каждая грань - такую же параллельную себе зеркально-обратную грань. Если же в многограннике присутствуют грани, не имеющие себе параллельных, то такой многогранник не обладает центром симметрии.

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.

## **1.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №1**

Целью лабораторной работы №1 является: закрепление теоретических основ и получение навыков работы с кристаллическими веществами. При выполнении работы предлагаются следующие задания:

**Задание 1:** Письменно объяснить геологические термины: аморфное вещество, кристалл, кристаллография, пространственная решетка кристалла, изотропность, анизотропность, грань кристалла, ребро кристалла, симметрия, плоскость симметрии, ось симметрии, центр симметрии, сингония, типы сингоний, категории сингоний, высшая сингония, средняя сингония, низшая сингония, изоморфизм, полиморфизм.



### 1.3 Контрольные вопросы

1. В чем отличие аморфных веществ от кристаллических веществ.
2. Укажите соответствие между элементами кристаллической решетки и симметрией кристалла.
3. В чем выражается способность кристалла к самоограничению.
4. Как проявляется анизотропность кристаллов. Приведите примеры.
5. Назовите главные условия образования кристаллов.
6. Охарактеризовать структуру природных кристаллических веществ.
7. Важнейшие свойства кристаллических веществ.
8. Элементы симметрии кристаллов.

## 2 Лабораторная работа №2. Физико-диагностические свойства минералов

### 2.1 Формы минералов

подавляющее большинство минералов представляют собой кристаллические образования, и лишь незначительная их часть встречается в аморфном состоянии. В связи с этим естественной формой их образования и нахождения в природе является кристалл.

Слово кристалл в переводе с греч. (*krystallos*) первоначально означало лед. Кристаллы могут встречаться в виде отдельных индивидов различной формы, их обломков или сростков и кристаллических агрегатов.

При описании отдельных кристаллов следует обращать внимание на их размер и по возможности на их форму. Некоторые минералы встречаются в виде закономерно сростшихся кристаллов — *двойников, тройников* и т.д. (рисунок 2.1).

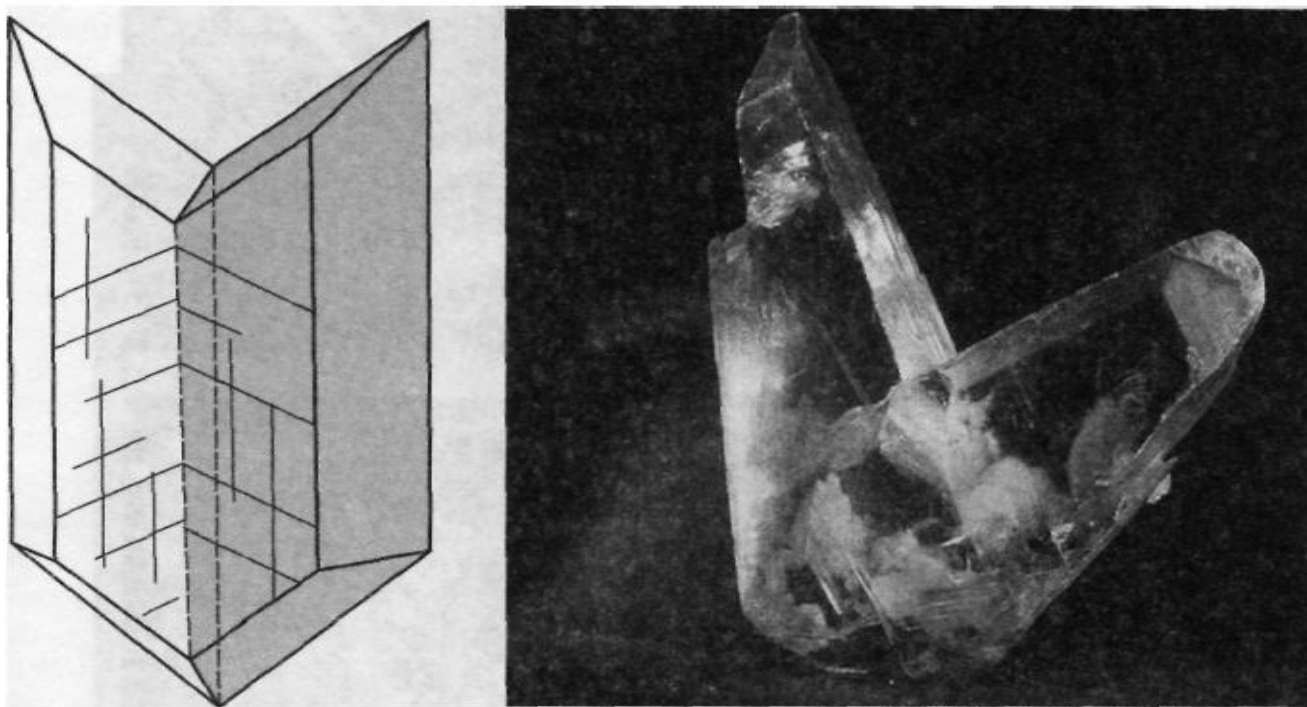


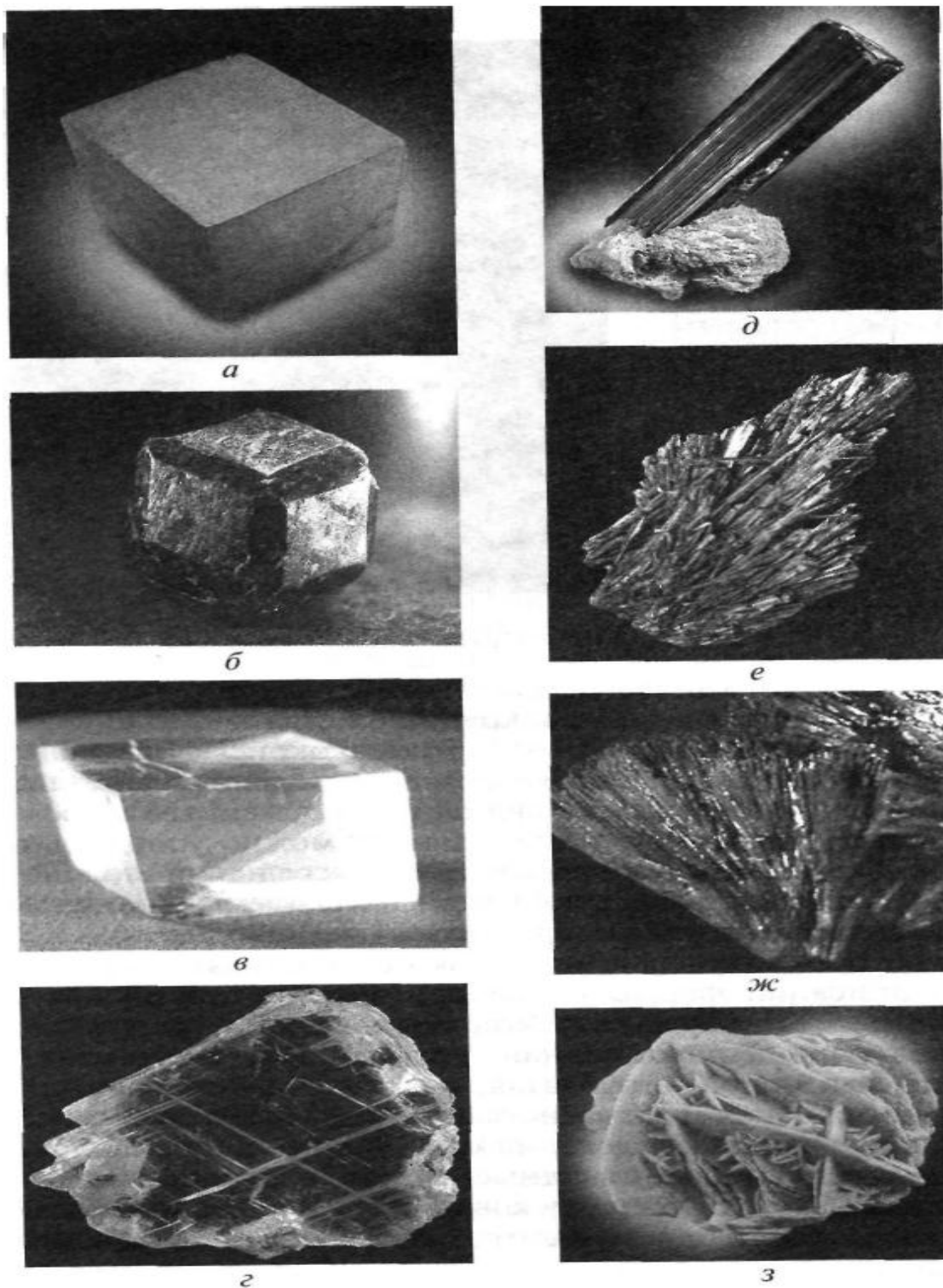
Рисунок 2.1 – Двойник гипса «ласточкин хвост» [2]

Двойники возникают в результате взаимного срастания или прорастания кристаллов одного и того же минерального вида. При этом двойникующиеся кристаллы имеют общие ребро, грань или даже часть кристалла.

Наиболее часто встречающимися формами выделения минералов в природе являются беспорядочные скопления минералов — *минеральные агрегаты*. Минеральные агрегаты могут быть мономинеральными (от греч. *monos* — один, единственный) и полиминеральными (от греч. *polys* — многочисленный). При описании минеральных агрегатов также следует обращать внимание на размер отдельных зерен и их форму. По размеру слагающих их кристаллов агрегаты могут подразделяться на гигантокристаллические — слагающие кристаллы более 3 см; крупнокристаллические — 3 — 1 см; среднекристаллические — 1 — 0,3 см; мелкокристаллические — менее 0,3 см, выделяются также скрытокристаллические агрегаты, отдельные зерна которых не видны невооруженным глазом. Если размер зерен в агрегате не выдержан, то можно употреблять смешанные определения, например крупно-среднекристаллический, средне-мелкокристаллический и т.д. Предлагаемые граничные размеры достаточно условны, в различных учебных пособиях и научной литературе они могут несколько отличаться.

При описании формы слагающих агрегат кристаллов можно ограничиться ее простой характеристикой, например: изометричная, таблитчатая, дисковидная, уплощенная, листоватая, пластинчатая, вытянутая, столбчатая, шестоватая, игольчатая, волокнистая, нитевидная и т.д. Иногда в строении агрегатов наблюдаются упорядоченные выделения слагающих их кристаллов, образующие звездчатые, сноповидные, сетчатые, розетковидные скопления (рисунок 2.2). Например, дисковидные кристаллы гипса или кальцита, растущие из одного центра, могут образовывать красивые «каменные розы».

Незакономерные сростки минералов могут образовывать *друзы* (от нем. *Druse* — щетка) — группа кристаллов, как правило, различного размера и ориентировки, выросших одним концом на какую-нибудь поверхность и хорошо ограненных лишь



*а* - кубическая (пирит); *б* — изометричная (гранат); *в* — таблитчатая (кальцит); *г* — пластинчатая (гипс); *д* — столбчатая (турмалин); *е* — шестоватая (антимонит); *ж* — игольчатая (гётит); *з* — дисковидная (гипс)

Рисунок 2.2 – Различные формы кристаллов [2]

с одного конца, обращенного в сторону свободного пространства (рисунок 2.3).

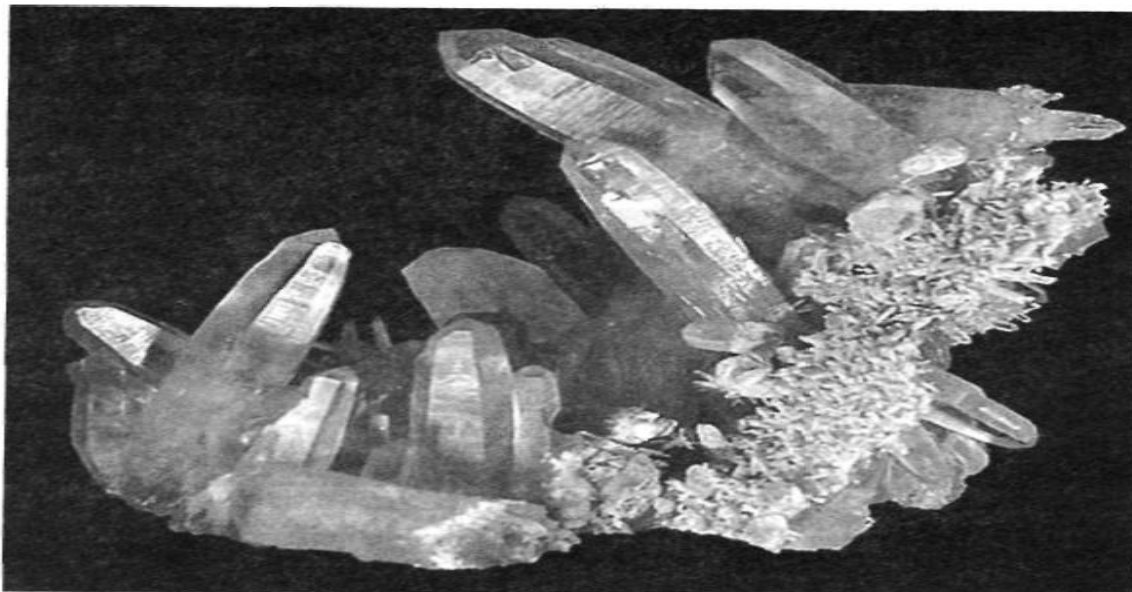


Рисунок 2.3 – Друзы кварца [2]

Если группа кристаллов, выросших на какое-либо основание, имеет примерно одинаковый размер и ориентировку, то такое выделение минералов называют *щеткой* (рисунок 2.4). Для образования как друз, так и щеток необходимы открытые полости или трещины, в которые может поступать минерализованный раствор и происходить рост кристаллов.

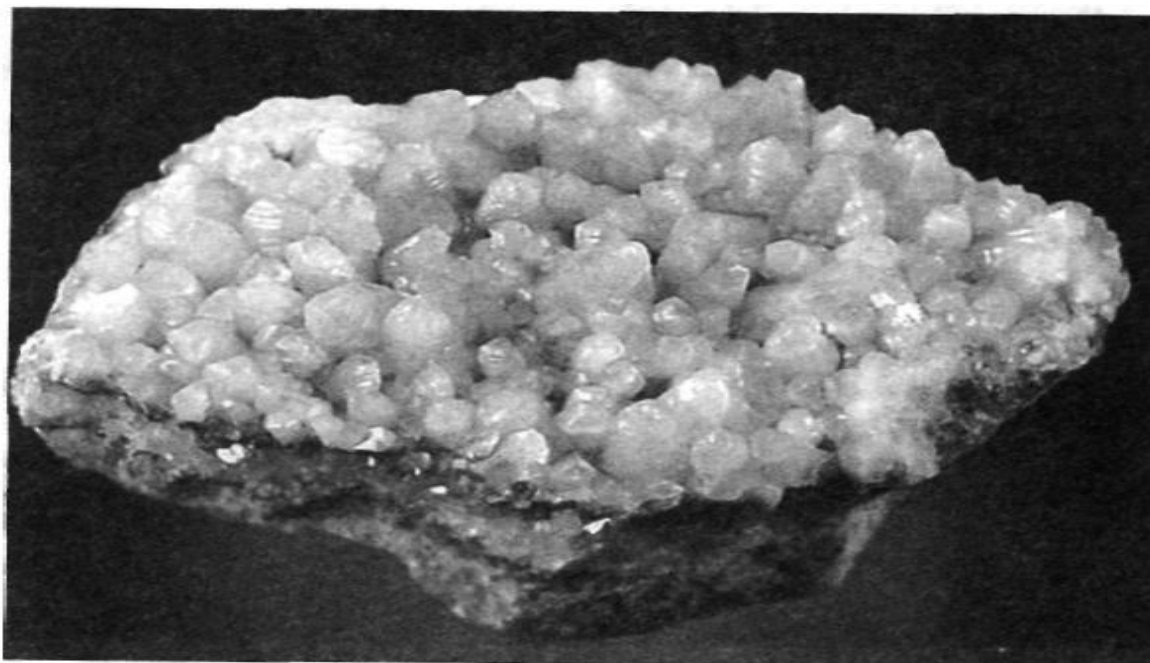


Рисунок 2.4 – Щетка кальцита [2]

А скопления на едином основании очень мелких кристалликов формируют кристаллические *корки*. Следует заметить, что, когда мы располагаем сравнительно хорошо ограненными кристаллами, их облик, зависящий от строения кристаллической решетки каждого минерала, очень помогает в определении минералов. Встречаются друзы кварца, пирита, топаза, кальцита и других минералов.

Минеральные агрегаты в земной коре встречаются гораздо чаще, нежели кристаллы и их сростки. По морфологии среди них выделяются *зернистые, землистые, плотные, округлые, натечные агрегаты* и *тонкие пленки* [1].

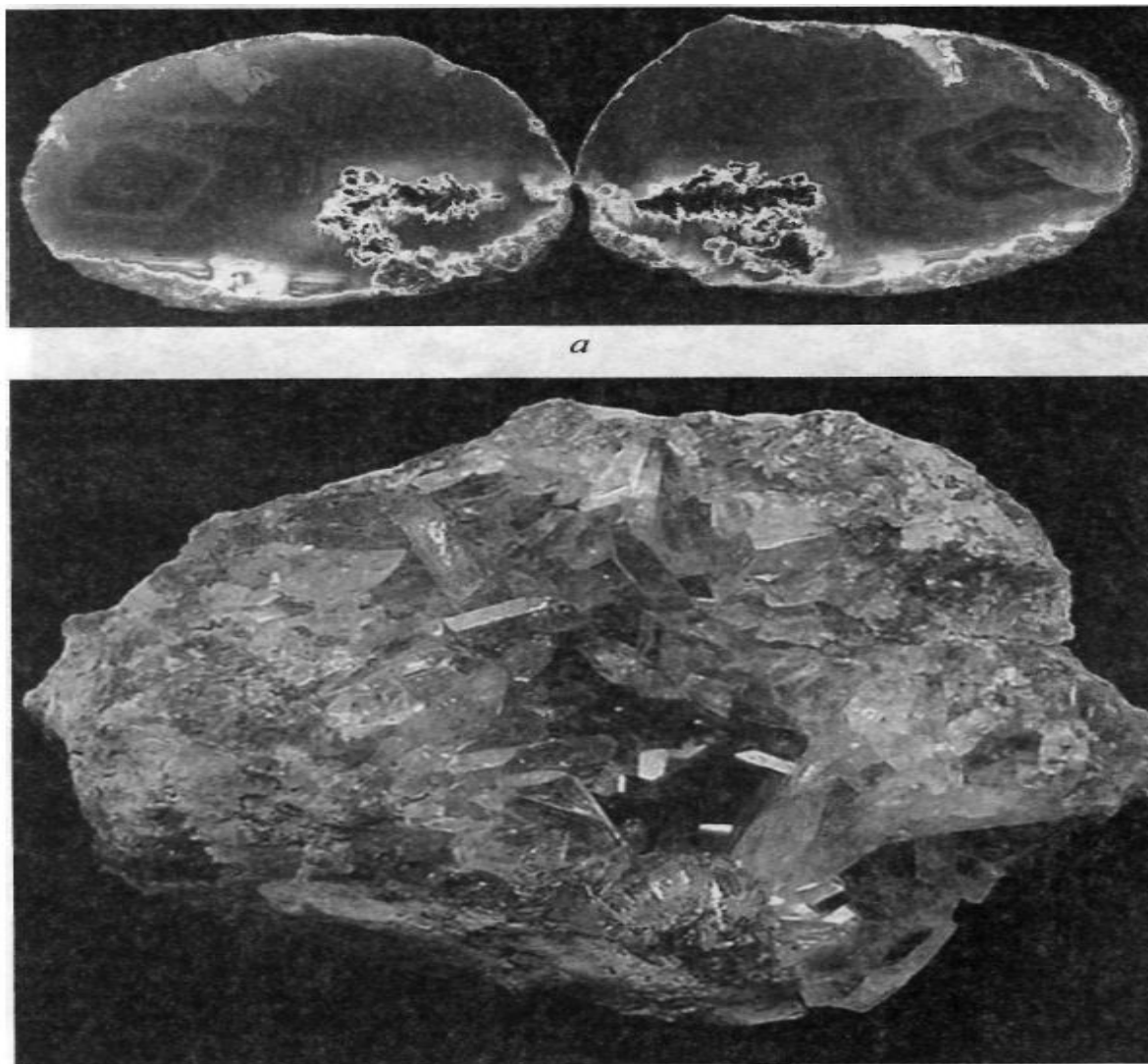
*Зернистые агрегаты* наиболее распространены в природе, так как могут формироваться практически во всех минералообразующих процессах. Они возникают при одновременной кристаллизации из растворов или расплавов большого числа минеральных зерен. Из-за взаимных помех при росте кристаллы в этом случае не могут 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. 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 невооруженным 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 секрции, конкреции и оолиты.

*Секрции* образуются при заполнении какой-либо естественной полости от периферии к центру минеральным веществом из водных растворов или путем диффузии вещества, и часто сопровождается образованием концентрических полос заполняющего вещества. Мелкие секрции называются миндалинами, крупные – жеодами (рисунок 2.5). Крупные секрции часто имеют полость, стенки которой покрыты друзами кристаллов или натечными образованиями. При изменении состава раствора образуются слоистые секрции – разновидности аметиста, халцедона, агата и др.

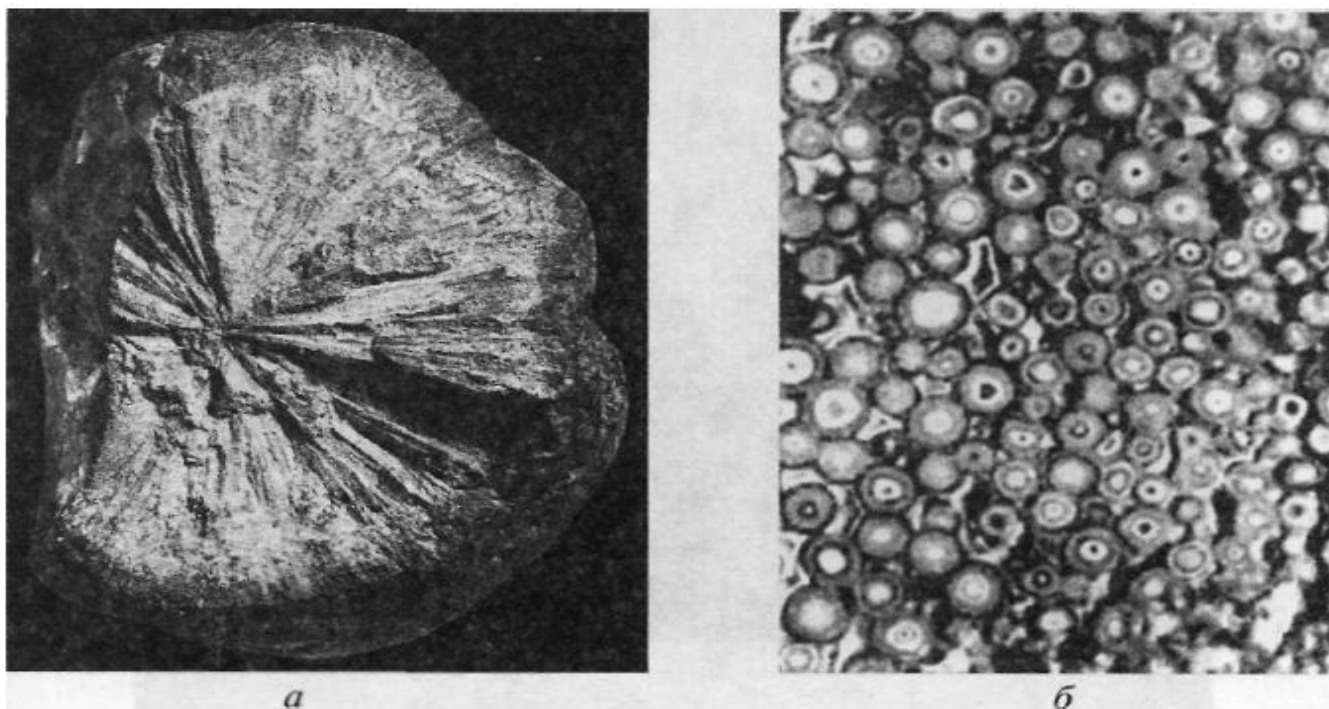


*а* - миндалины агата; *б* – жеоды целестина

Рисунок 2.5 – Секрционные выделения минералов [2]

*Конкреции* - шарообразные, сплюснутые или неправильной формы минеральные агрегаты, образующиеся в результате кристаллизации (стяжения) минерального вещества вокруг какого-либо центра (рисунок 2.6 *а*). Кристаллы нарастают от центра к периферии. Конкреции очень крепки, и в изломе их иногда наблюдается радиально-лучистое или концентрически-скорлуповатое строение вещества. Поперечные размеры конкреций от 1 см до десятков сантиметров и даже метров. Наиболее характерны железо-марганцевые конкреции на дне Мирового океана, сидеритовые, фосфоритовые, кальцитовые конкреции в толщах осадочных и метаморфических пород.

*Оолиты*, это сферические образования разных размеров (от долей миллиметра до одного сантиметра) концентрически-скорлуповатого строения, в которых минеральное вещество при выпадении из раствора кристаллизуется слоями вокруг какого-либо центра (рисунок 2.6 *б*). Оолиты сцементированы друг с другом и образуют осадочную горную породу. Оолиты бывают сложены кальцитом, лимонитом, доломитом, пирролюзитом, бокситом морского и озерного происхождения.

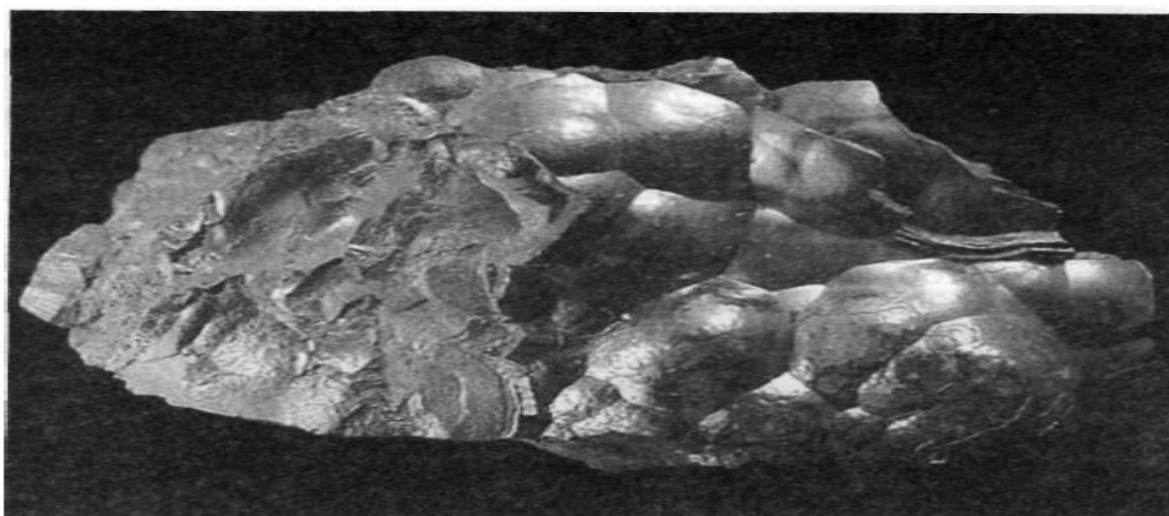


*а* - конкреция марказита; *б* – оолиты арагонита

Рисунок 2.6 – Конкреционные выделения минералов [2]



При выпадении минерального вещества из растворов, текущих по открытым поверхностям, возникают *натечные формы*. Как правило, они сложены мелкокристаллическим или скрытокристаллическим минеральным веществом. Натечные формы имеют вид *сосулек, почек, желваков, корок* (рисунок 2.7 а). Часто встречающиеся в пещерах натеки формируют *сталактиты*, свисающие с потолка в виде сосулек и растущие им навстречу образования в виде столбиков и башен называются *сталагмитами*, колоннообразные формы — *сталагматами*, а стекающие по стенкам каскады «каменных струй» — *занавесами* (рисунок 2.7 б).



а



б

а — желваки гематита (красная стеклянная голова); б — сталактитовые занавесы кальцита (пещера Мраморная, Крым)

Рисунок 2.7 – Натечные формы минералов [2]

*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 (рисунок 2.8), 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. Таковыми бывают дендриты гидроокислов марганца, пленки гидроокислов железа, корочки и пушистые выцветы солей и т. д.

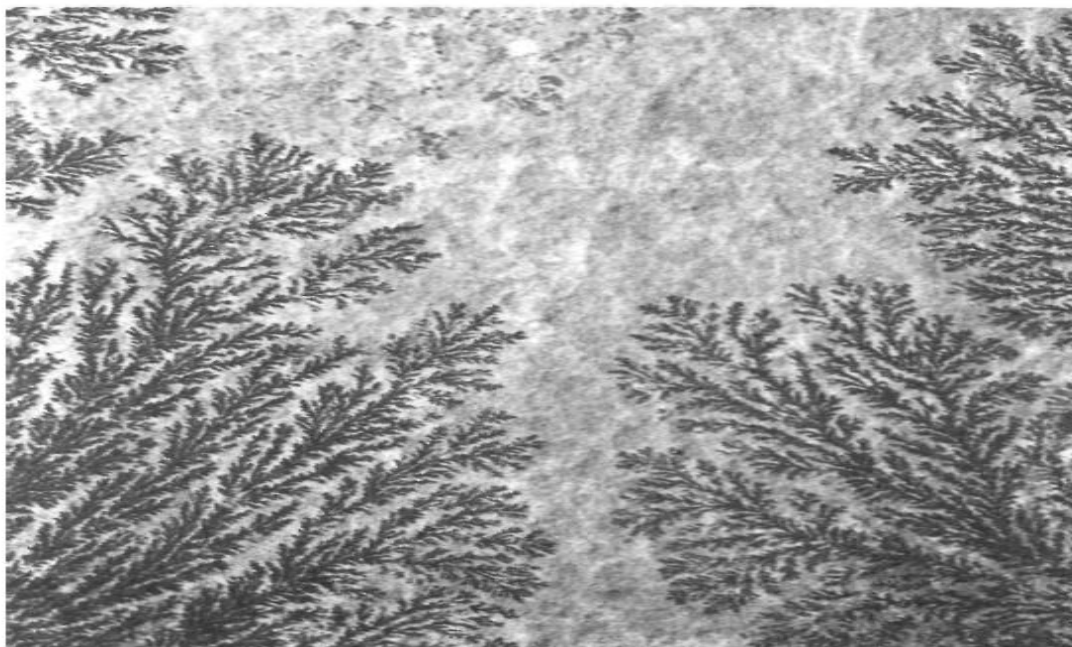


Рисунок 2.8 - Дендритовидные выделения оксида марганца (псиломелана) на поверхности известняка [2]

## **2.2 Основные свойства минералов**

Каждый минерал обладает определенным химическим составом и имеет характерное для него внутреннее строение, от которого зависят его внешняя форма и свойства.

Методы изучения и определения минералов весьма обширны: визуально или микроскопически минералы определяют в полевой обстановке по цвету, блеску, твердости, форме и т.п. Нередко в полевой обстановке используют и наиболее простые качественные реакции, частично с применением паяльной трубки. При камеральной обработке собранных в поле образцов минералов и горных пород в лабораториях применяются точные методы: определяются оптические константы минералов, изучаются их кристаллографические свойства, радиоактивность, люминесценция, пьезоэлектрические и магнитные свойства, детально исследуется химический состав минералов при помощи химического и физического анализа, а также используются рентгеновский и различные термические методы.

В зависимости от химического состава и кристаллической структуры минералы имеют различные свойства. К основным свойствам относятся:

- 1) оптические свойства – цвет, прозрачность, черта, блеск;
- 2) механические свойства – спайность, излом, твердость;
- 3) дополнительные свойства – хрупкость, ковкость, упругость, плотность, магнитность и др.

Рассмотрим эти свойства.

### **2.2.1 Оптические свойства минералов**

**Цвет минерала.** Вопрос о природе цветовой окраски минералов очень сложен. Природа окрасок некоторых минералов еще не установлена. В общем случае цвет минерала определяется спектральным составом отражаемого светового излучения минерала или обуславливается его внутренними свойствами, каким-либо химическим элементом, входящим в состав минерала, тонко рассеянными включениями других минералов, органического вещества и другими причинами. Красящий пигмент иногда бывает распространен неравномерно, полосами, давая разноцветные рисунки (например, у агатов).

Цвет некоторых прозрачных минералов меняется в связи с отражением падающего на них света от внутренних поверхностей, трещин или включений. Это

явление радужной окраски минералов халькопирита, пирита и иризации – голубые, синие переливы лабрадора.

Некоторые минералы многоцветны (полихромные) и имеют разную окраску по длине кристалла (турмалин, аметист, берилл, гипс, флюорит и др.).

Цвет минерала иногда может быть диагностическим признаком. Например, водные соли меди имеют зеленый или синий цвет. Характер цвета минералов определяется визуально обычно путем сравнения наблюдаемого цвета с общеизвестными понятиями: молочно-белый, светло-зеленый, вишневокрасный, серо-желтый и т. п. Этот признак не всегда характерен для минералов, так как цвета многих из них сильно варьируют.

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 (аметист), 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 ( $\text{FeTiO}_3$ ), 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 минерала** (или цвет минерала в порошке). Более надежным диагностическим признаком, чем цвет минерала, является цвет его порошка, оставляемого при царапании испытуемым минералом матовой (неглазурованной) поверхности фарфоровой пластинки. В ряде случаев цвет черты совпадает с цветом самого минерала, в других - он совсем иной. Так, у киновари окраска минерала и порошка красные, а у латунно-желтого пирита черта зеленовато-черная. Черту дают мягкие и средней твердости минералы, а твердые лишь царапают пластинку и оставляют на ней борозды.

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

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

3. *Жирный*, близкий к стеклянному, 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, кремень).

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 слюдка) имеет металлический блеск, у сплошных масс того же минерала он становится более тусклым полуметаллическим, а у землистых выделений гематита — матовым.

**Прозрачность.** По своей способности пропускать свет минералы делятся на несколько групп:

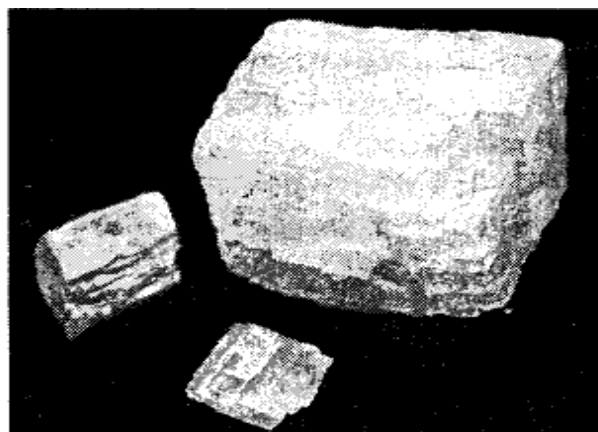
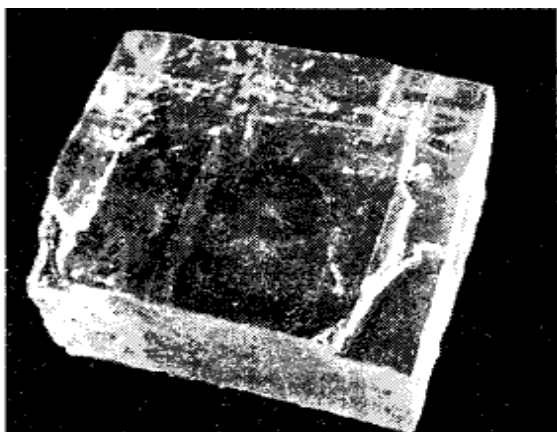
- прозрачные (горный хрусталь, каменная соль и т. д.) - пропускающие свет; через них ясно видны предметы;
- полупрозрачные (халцедон, опал) - предметы через них плохо видны;
- просвечивающие только в очень тонких пластинках;
- непрозрачные - свет не пропускают даже в тонких пластинках (пирит, магнетит).

## 2.2.2 Механические свойства минералов

**Спайность.** Явление спайности у минералов определяется сцеплением частиц внутри кристаллов и обусловлено свойствами их кристаллических решеток. Раскол минералов происходит легче всего параллельно наиболее плотным сеткам кристаллических решеток. Эти сетки наиболее часто и в наилучшем развитии проявляются и во внешнем ограничении кристаллов.

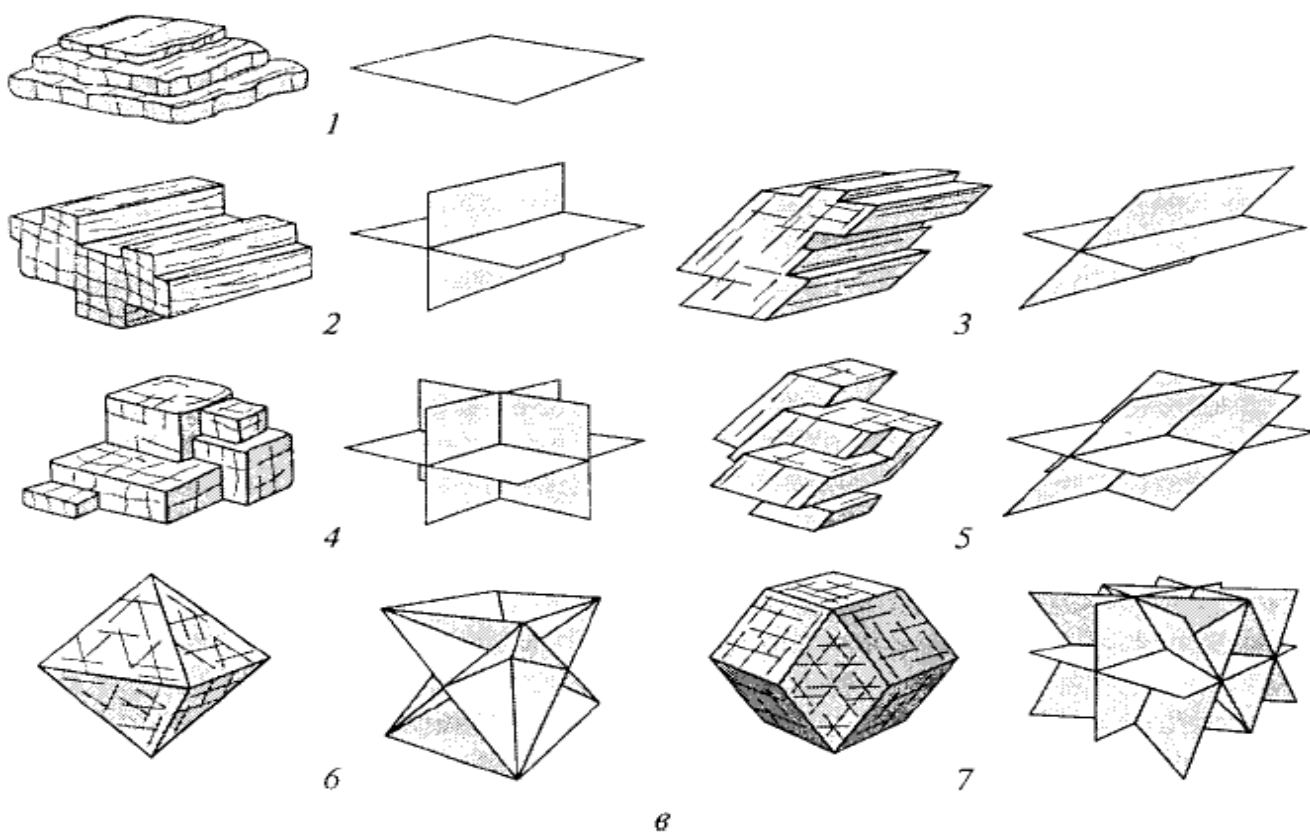
Количество плоскостей спайности у разных минералов неодинаково, достигает шести (у цинковой обманки или сфалерита), причем степень совершенства разных плоскостей может быть неодинаковой. Различают спайность:

- *весьма совершенную*, когда минерал без особого усилия расщепляется на отдельные листочки или пластинки, обладающие гладкими блестящими поверхностями - плоскостями спайности - слюда, гипс;



*a*

*б*



*a* — выколки по спайности — кубик галита, ромбоэдры кальцита; *б* — заметны трещинки, развитые вдоль направлений спайности; *в* — различная ориентировка и количество плоскостей спайности: 1 — спайность в одном направлении, слюда; 2 — спайность в двух взаимно перпендикулярных направлениях, ортоклаз; 3 — спайность в двух неперпендикулярных направлениях, амфибол; 4 — спайность в трех взаимно перпендикулярных направлениях, галит; 5 — спайность в трех неперпендикулярных направлениях, кальцит; 6 — спайность в четырех направлениях, параллельных граням октаэдра, алмаз; 7 — спайность в шести направлениях, сфалерит

Рисунок 2.9 – Совершенная спайность [2]



- *совершенную*, обнаруживаемую при легком ударе по минералу, который рассыпается на кусочки, ограниченные только ровными блестящими плоскостями (рисунок 2.9). Неровные поверхности не по плоскости спайности получаются очень редко (кальцит раскалывается на правильные ромбоэдры разной величины, каменная соль, галенит - на кубики, сфалерит – на ромбические додекаэдры);

- *среднюю*, которая выражается в том, что при ударе по минералу образуются изломы, как по плоскостям спайности, так и по неровным поверхностям (полевые шпаты – ортоклаз, микроклин, лабрадор, амфиболы – роговая обманка);

- *несовершенную*. Плоскости спайности в минерале обнаруживаются с трудом (апатит, оливин, самородная сера);

- *весьма несовершенную*. Плоскости спайности в минерале отсутствуют (кварц, пирит, магнетит). В то же время иногда кварц (горный хрусталь) встречается в хорошо ограненных кристаллах. Поэтому следует отличать естественные грани (или остатки) кристалла от плоскостей спайности, выявляющихся при изломе минерала. Плоскости спайности могут быть параллельны граням и отличаться более «свежим» видом и более сильным блеском.

**Излом.** Характер поверхности, образующейся при разломе (расколе) минерала различный:

1. Ровный излом, если раскол минерала происходит по плоскостям спайности, как, например, у кристаллов слюды, гипса, кальцита.

2. Ступенчатый разлом, получается при наличии в минерале пересекающихся плоскостей спайности; он может наблюдаться у полевых шпатов, кальцита.

3. Неровный излом характеризуется отсутствием блестящих участков раскола по спайности (случай весьма несовершенной спайности), как, например, у кварца, пирита.

4. Зернистый излом наблюдается у минералов с зернисто-кристаллическим строением (магнетит, хромит, апатит).

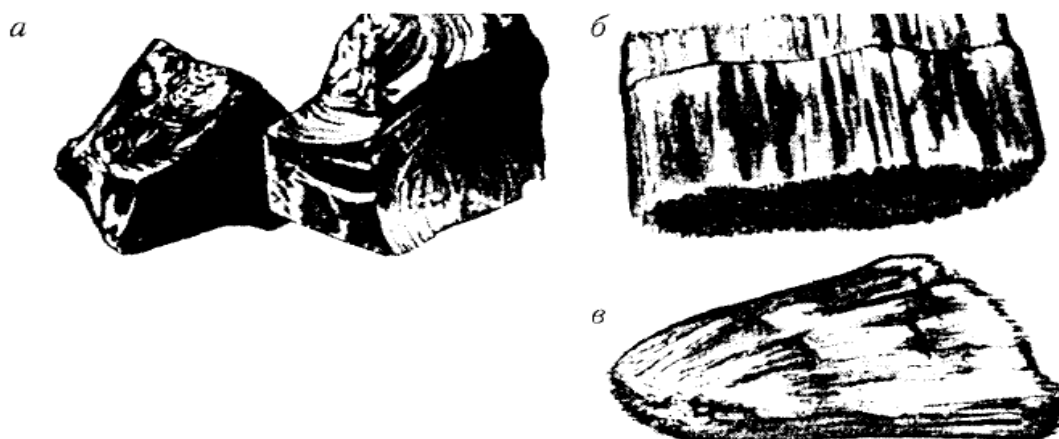
5. Землистый излом характерен для мягких и сильно пористых минералов (лимонит, каолинит, боксит).

6. Раковистый - с выпуклыми и вогнутыми участками как у раковин (апатит, кварц, опал).

7. Занозистый (игольчатый) - неровная поверхность с ориентированными в одном направлении занозами (селенит, хризотил-асбест, роговая обманка, актинолит).

8. Крючковатый – на поверхности раскола возникают крючковатые неровности (самородная медь, золото, серебро). Этот вид излома характерен для ковких металлов.

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 рисунке 2.10.



*а* - раковистый дымчатого кварца; *б* - занозистый гипса; *в* – роговой обманки

Рисунок 2.10 – Излом минералов [1]

**Твердость.** Твердость минералов это степень сопротивляемости их наружной поверхности проникновению другого, более твердого минерала и зависит от типа кристаллической решетки и прочности связей атомов (ионов). Определяют твердость царапанием поверхности минерала ногтем, ножом, стеклом или минералами с известной твердостью из шкалы Мооса, в которую входят 10 минералов с постепенно возрастающей твердостью (в относительных единицах) (таблица 2.1).

Относительность положения минералов по степени возрастания их твердости видна при сравнении: точные определения твердости алмаза (твердость по шкале равна 10) показали, что она более чем в 4000 раз выше, чем у талька (твердость – 1 балл).

Таблица 2.1 - Шкала Мооса [4]

Минерал	Твердость (балл)
Тальк	1
Гипс	2
Кальцит	3
Флюорит	4
Апатит	5
Полевой шпат (ортоклаз)	6
Кварц	7
Топаз	8
Корунд	9
Алмаз	10

Главная масса минералов имеет твердость от 2 до 6. Более твердые минералы - это безводные окислы и некоторые силикаты. При определении минерала в породе необходимо убедиться, что испытывается именно минерал, а не порода.

**Удельный вес.** Удельный вес изменяется от 0,9 до 23 г/см<sup>3</sup>. У большей части минералов он составляет 2 – 3,4 г/см<sup>3</sup>, рудные минералы и самородные металлы имеют наивысший удельный вес 5,5 – 23 г/см<sup>3</sup>. Точный удельный вес определяется в лабораторных условиях, а в обычной практике - «взвешиванием» образца на руке:

- легкие (с удельным весом до 2,5 г/см<sup>3</sup>) - сера, каменная соль, гипс и другие минералы;

- средняя (2,6—4 г/см<sup>3</sup>) - кальцит, кварц, флюорит, топаз, бурый железняк и другие минералы;

- с большим удельным весом (больше 4). Это барит (тяжелый шпат) - с удельным весом 4,3-4,7 г/см<sup>3</sup>, сернистые руды свинца и меди - удельный вес 4,1-7,6 г/см<sup>3</sup>, самородные элементы - золото, платина, медь, железо и т. д. с удельным весом от 7 до 23 г/см<sup>3</sup> (осмистый иридий – 22,7 г/см<sup>3</sup>, платиновый иридий – 23,0 г/см<sup>3</sup>).

### 2.2.3 Прочие свойства минералов

**Магнитность.** Свойство минералов притягиваться магнитом или отклонять магнитную стрелку компаса является одним из диагностических признаков. Сильно магнитными минералами являются магнетит и пирротин.

**Ковкость и хрупкость.** Ковкими являются минералы, изменяющие свою форму при ударе молотком, но не рассыпающиеся (медь, золото, платина, серебро). Хрупкие - рассыпаются при ударе на мелкие кусочки.

**Электропроводность** это способность минералов проводить электрический ток под действием электрического поля. В противном случае минералы относятся к диэлектрикам, т.е. не проводящим ток.

**Горючесть и запах.** Некоторые минералы загораются от спички и издаются характерные запахи (сера – сернистого газа, янтарь – ароматический запах, озокерит, асфальт – удушливый запах угарного газа). Запах сероводорода появляется при ударе по марказиту, пириту, при растирании кварца, флюорита, кальцита. При трении кусочков фосфорита друг о друга появляется запах жженой кости. Каолинит при смачивании приобретает запах печки.

**Вкус.** Вкусовые ощущения вызывают только хорошо растворимые в воде минералы (галит - соленый вкус, сильвин, мирабилит – горько-соленый).

**Шероховатость и жирность** определяются на ощупь. Жирными, слегка мажущими являются тальк, каолинит, шероховатыми – боксит, мел.

**Гигроскопичность** это свойство минералов увлажняться, притягивая молекулы воды из окружающей среды, в т.ч. из воздуха (карналлит).

**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.

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 (шеелит, флюорит) [1].

### **2.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №2**

Целью лабораторной работы №2 является: закрепление теоретических основ, получение навыков работы с минералами, умения определять основные свойства минералов, диагностировать минералы. При выполнении работы предлагаются следующие задания:

**Задание 1:** Письменно объяснить геологические термины: минерал, монокристалл, сросток, минеральный агрегат, габитус, изометрические

кристаллы, таблитчатые, столбчатые кристаллы, зернистые агрегаты, друзы, секрции, конкреции, оолиты, дендриты, сталактиты, сталагмиты, сталагматы, землистые агрегаты, налеты, помазки, псевдоморфозы, твердость, блеск, прозрачность, цвет минерала, цвет черты, спайность, излом, магнитность, гигроскопичность, побежалость, запах, растворимость.

**Задание 2:** Определить физико-диагностические свойства минералов из учебной коллекции. Результаты занести в таблицу.

Таблица 2.2 - Определитель минералов

№ минерала	Название и формула минерала	Цвет	Цвет черты	Спайность и излом	Твердость	Удельный вес (г/см <sup>3</sup> )	Особые свойства	Применение

**Задание 3:** Подготовить краткие сообщения по следующим вопросам:

- 1.Формы минеральных агрегатов.
- 2.Особенности форм кристаллов.
- 3.Физические свойства минералов.

## 2.4 Контрольные вопросы

- 1.В каких фазовых состояниях могут находиться минералы. Приведите примеры.
2. Можно ли горную породу назвать минералом.
- 3.Особенности форм кристаллов и минеральных агрегатов.
4. Какими причинами обусловлен блеск минералов.
5. На какие три группы делятся минералы в зависимости от окраски.

## 3 Лабораторная работа №3. Классификация минералов

### 3.1 Минералы и их классификация

Классификации различают [3]:

1) по группам – редкие и породообразующие минералы;

2) по генезису (происхождению), при этом учитываются физические свойства минералов и внешние признаки;

3) по внешней форме – это кристаллографическая классификация, где кристаллы – это природные тела, обладающие закономерным внутренним строением и имеющие внешнюю форму в виде геометрически правильных многогранников. Внешняя форма может быть неправильной – аморфные минералы, которые не имеют кристаллической решетки (например, смола) Кристаллохимическая классификация является основной – в ее основе лежат внутренняя структура и химический состав минералов. Она разделена на ряд классов (таблица 3.1). При этом можно отметить, что в структуре некоторых минералов могут присутствовать другие химические элементы (изоморфизм, например, натрий и калий взаимозаменяют друг друга); минералы одинакового химического состава имеют разное внутреннее строение (полиморфизм); в состав минералов может входить свободная и связанная вода, причем при удалении свободной воды не происходит разрушения кристаллической решетки.

В курсе «Общая геология» рассматриваются представители следующих классов. Это — самородные элементы, сульфиды, оксиды и гидроксиды, галогениды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, силикаты и алюмосиликаты.

В настоящее время известно около 3500 минералов, а вместе с их разновидностями — более 5000. Однако широкое распространение в пределах литосферы Земли имеют всего 400 минералов. Наиболее часто встречающиеся из них, называемые *главными породообразующим минералами*, и будут рассмотрены нами.

Таблица 3.1 – Классификация минералов (упрощенная)

Типы	Классы (подклассы)	Примеры минералов	Количество от общего числа минералов, %	Массовое содержание в земной коре, %
I. Простые вещества	Самородные	Медь Cu Алмаз C Сера S Графит C	3,3	0,1
II. Сернистые соединения и их аналоги	Сульфиды и их аналоги	Галенит PbS Пирит FeS <sub>2</sub> Сфалерит ZnS Молибденит MoS	13	1,15
III. Галоиды	Хлориды	Галит NaCl Сильвин KCl	5,7	0,5
	Фториды	Флюорит CaF <sub>2</sub>		
IV. Кислородные соединения	Оксиды и гидроксиды	Кварц SiO <sub>2</sub> Магнетит Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> xFeO Гематит Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Лимонит Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> xnH <sub>2</sub> O Корунд Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,5	17
	Карбонаты	Кальцит CaCO <sub>3</sub> Доломит CaCO <sub>3</sub> xMgCO <sub>3</sub> Магнезит MgCO <sub>3</sub>	4,5	1,7
	Сульфаты	Гипс CaSO <sub>4</sub> x2H <sub>2</sub> O Ангидрит CaSO <sub>4</sub> Барит BaSO <sub>4</sub>	9,0	0,5
	Фосфаты	Апатит Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F, Cl, O, H)	17	0,7
	Силикаты		25	75
	островные	Оливин (Mg, Fe) <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> )		
	кольцевые	Берилл Be <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )		
	цепочечные	Диопсид CaMg(Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> )		
	ленточные	Роговая обманка (Ca, Na)(Mg, Fe) <sub>4</sub> (Al, Fe) <sub>x</sub> (Al, Si) <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>		
листовые	Мусковит KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH, F) <sub>2</sub>			
каркасные	Ортоклаз KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>			



### 3.1.1 Класс самородных элементов

Минералы, относимые к классу самородных элементов, сложены атомами одинаковых или близких по строению и свойствам химических элементов. На сегодняшний день в природе известно более 30 элементов, находящихся в самородном состоянии. Самородные элементы, образующие минералы, могут быть представлены металлами, полуметаллами и неметаллами.

Самородное состояние характерно для благородных металлов, а также для меди. Широко известно метеоритное самородное железо и его сплавы с никелем и кобальтом (железные и железо-каменные метеориты). Самородные металлы в чистом виде довольно редки. Чаще всего они встречаются в виде твердых растворов, которые можно рассматривать как сплавы природного происхождения.

Из неметаллических элементов наиболее обычны сера и углерод. Реже встречаются так называемые полуметаллы — мышьяк, сурьма, висмут.

Для самородных элементов характерен полиморфизм. Например, углерод может выделяться в виде графита и алмаза. Сера также имеет две модификации. Известны полиморфные модификации самородного железа.

По происхождению самородные элементы связаны в основном с эндогенными процессами — магматическим, гидротермальным, метаморфическим. Самородные серебро и медь иногда образуются в зонах окисления рудных сульфидных месторождений. Промышленные месторождения благородных самородных металлов (золото, платина) могут возникать при формировании россыпей.

Роль самородных элементов в строении литосферы невелика. Они составляют немногим более 0,1 % общей массы земной коры и не являются главными порообразующими минералами. Однако некоторые из них имеют практическое значение. Наиболее распространены в самородном виде благородные металлы — платина, золото, серебро.

#### *Золото Au*

В небольших количествах содержит Ag, Pd, Rh, Си, Fe. Золото, содержащее более 20 % серебра, называется электрум.

*Форма выделения* — плотные массы, листочки, блески. В кристаллах находится редко, кристаллы — октаэдры, гексаэдры, додекаэдры. Иногда образует дендриты и нитевидные проволочки.

*Цвет* — золотисто-желтый, ярко-желтый; с примесями — бледно-желтый, красно-желтый, зеленоватый.

*Черта* — золотисто-желтая, блестящая.

*Блеск* — металлический.

*Прозрачность* — непрозрачный.

*Спайность* — отсутствует.

*Излом* — крючковатый.

*Твердость* — 2 — 3.

*Плотность* — 19,3 г/см<sup>3</sup>.

*Особые свойства* — очень ковкое и тягучее, обладает высокой химической стойкостью, не окисляется, не растворяется в кислотах (кроме царской водки).

*Главные диагностические признаки* — цвет, блеск, низкая твердость, большая плотность.

*Происхождение.* Можно выделить два основных генетических типа золота:

1. Первичное, коренное, для которого наиболее характерно гидротермальное происхождение в кварцевых и кварцево-сульфидных жилах.

2. Вторичное, россыпное, золото. Коренные месторождения золота известны на Среднем (Березовское) и Южном (Кочкарское) Урале, в Восточной Сибири (Дарасунское, Бaleyское), на Алдане и на северо-востоке России. Россыпные месторождения распространены на Урале, Алтае, Саянах, в Енисейской тайге, Иркутской области (Ленские прииски), по рекам Печоре, Алдану, Амуру, а также на северо-востоке Российской Федерации.

*Применение* — в ювелирном деле как важнейший драгоценный металл; для изготовления монет и медалей; в электронике, оптике, приборостроении, медицине.

### ***Медь Cu***

Обычно содержит примеси Fe, Ag, Au, As.

*Форма выделения* — чаще всего сплошные массы или дендриты, реже моховидные и проволочные выделения. Редко встречается в виде кристаллов кубической формы.

*Цвет* — медно-красный, иногда с коричневой побежалостью.

*Черта* — медно-красная, блестящая.

*Блеск* — металлический.

*Прозрачность* — непрозрачный.

*Спайность* — отсутствует.

*Излом* - крючковатый.

*Твердость* — 2,5 — 3.

*Плотность* — 8,9 г/см<sup>3</sup>.

*Особые свойства* — ковкая.

*Главные диагностические признаки* — цвет, блеск, низкая твердость.

*Происхождение*: 1. Эндогенное гидротермальное низкотемпературное.

2. Экзогенное в зоне окисления медных месторождений и в россыпях.

Месторождения самородной меди известны на Урале. Россыпные месторождения — в Восточном Саяне.

*Применение* — электротехника, приборостроение, машиностроение. Из меди изготавливают электропровода, теплообменники, трубопроводы, используют в различных сплавах.

### **3.1.2 Класс сульфидов**

К классу сульфидов принадлежат минералы — сернистые соединения металлов, представляющие особый практический интерес, так как именно они являются главными рудообразующими минералами руд цветных металлов и часто выступают как носители золота.

Сульфиды обладают определенными физическими свойствами, характерными для всех представителей класса. Они обычно образуют плотные сплошные мелко- и крупнокристаллические массы, могут встречаться в виде прожилков, гнезд или в виде отдельных кристаллов. Как правило, имеют черную или темную черту,

металлический блеск, высокую электропроводность. Основная часть сульфидов обладает высокой плотностью (до  $8,5 \text{ г/см}^3$ ).

Большинство сульфидов имеет гидротермальное происхождение. Некоторые могут кристаллизоваться из магмы. Иногда они возникают и в результате экзогенных процессов, например в зоне окисления рудных месторождений, а также осадочным путем. Сульфиды обнаружены в метеоритах и в образцах лунного грунта. Содержание их в земной коре невелико и составляет около 0,15 %. Наиболее широко распространены сульфиды железа (пирит —  $\text{FeS}_2$ ), меди (халькопирит —  $\text{CuFeS}_2$ ), свинца (галенит —  $\text{PbS}$ ), цинка (сфалерит —  $\text{ZnS}$ ) и некоторые другие.

### ***Сфалерит $\text{ZnS}$ (цинковая обманка)***

Название произошло от греческого *sphaleros* — обманчивый.

*Форма выделения* — кристаллы в форме тетраэдров, иногда кубооктаэдров и додекаэдров. Агрегаты обычно зернистые, массивные и полосчатые, реже представлены скрытокристаллическими, почковидными выделениями. Почти всегда в агрегатах сопровождается другими сульфидами.

*Цвет* — преимущественно коричневый, разной интенсивности и оттенков, от почти черного до медово-желтого и бесцветного, в зависимости от содержания примесей.

*Черта* — от коричневой или желтовато-коричневой до светлой и желтоватой у светлоокрашенных разновидностей. Коричневая черта позволяет отличать сфалерит от других сульфидов и похожих на него минералов: гематита и магнетита.

*Блеск* — алмазный, иногда жирный или металловидный.

*Прозрачность* — обычно непрозрачный минерал, но может быть полупрозрачным и даже прозрачным, в зависимости от окраски.

*Спайность* — совершенная в шести направлениях, параллельных граням ромбододекаэдра.

*Излом* — по спайности. В агрегатах неровный, зернистый.

*Твердость* — 3,5 — 4.

*Плотность* — 3,9 — 4,1  $\text{г/см}^3$ .

*Главные диагностические признаки* — блеск, цвет черты, совершенная спайность в шести направлениях.

*Происхождение:* 1. Чаще всего имеет гидротермальное происхождение. Встречается в ассоциации с другими сульфидами.

2. Иногда образуется хемогенно-осадочным путем в каменных углях. Месторождения сфалерита известны на Алтае, Урале, Забайкалье и Приморье.

*Применение* — важная руда для получения цинка. Попутно могут извлекаться редкие и рассеянные элементы.

### ***Галенит PbS (свинцовый блеск)***

Название произошло от латинского *galena* — свинцовая руда. Содержит примеси Ag (иногда более 1 %), Fe, Cu, Zn, Se, Bi, Fe, As, Sb и др.

*Форма выделения* — кристаллы в форме кубов, октаэдров и кубооктаэдров. Часто выделяется в виде сплошных плотных мелкозернистых масс.

*Цвет* — свинцово-серый.

*Черта* — жирная, серовато-черная, блестящая.

*Блеск* — сильный металлический.

*Прозрачность* — непрозрачный материал.

*Спайность* — совершенная в трех направлениях, параллельных граням куба.

*Излом* — ступенчатый по спайности, под прямыми углами. Минерал хрупкий.

*Твердость* — 2,5 — 3.

*Плотность* — 7,2 — 7,6 г/см<sup>3</sup>.

*Главные диагностические признаки* — цвет, цвет черты, блеск, низкая твердость, высокая плотность.

*Происхождение:* 1. Гидротермальное, низко- и среднетемпературное.

2. Контактново-метаморфическое, скарновое.

3. Осадочное — образует вкрапленность в обогащенных органикой карбонатных породах. Месторождения галенита известны на Кавказе, Алтае, Забайкалье, Приморье.

*Применение* — как важная руда на свинец. Из галенита в существенных количествах могут извлекаться также Ag, Bi, Cu, Zn и другие металлы.

### 3.1.3 Класс оксидов и гидроксидов

К классу оксидов и гидроксидов относятся минералы, образованные соединениями металлов и полуметаллов с кислородом, с гидроксильной группой OH- и/или водой. Подобные соединения могут образовывать около 30 химических элементов. Такие минералы очень широко распространены в природе и играют большую роль в строении литосферы. Известно около 200 представителей класса оксидов и гидроксидов. Они составляют примерно 5 % литосферы и около 17 % земной коры. Самым широким распространением пользуется оксид кремния  $\text{SiO}_2$ . Многообразны оксиды и гидроксиды железа.

Почти все минералы описываемого класса обладают кристаллическими структурами, однако существуют и аморфные соединения. В химическом отношении рассматриваемые минералы делятся на простые и сложные оксиды. Для простых оксидов изоморфизм мало характерен, содержание в них примесей обычно не превышает 1 %. В сложных оксидах наблюдаются довольно широкие изоморфные замещения.

Значительное число оксидов и гидроксидов образуется в экзогенных условиях в результате процессов минералообразования, протекающих в самых верхних частях земной коры при участии свободного кислорода атмосферы. Однако они могут образоваться и в эндогенных условиях: магматическим, гидротермальным и метаморфическим путями, например минералы гидрогётит и опал.

Практическое значение минералов этого класса велико, так как они образуют руды черных, цветных и редких металлов, слагают многие неметаллические полезные ископаемые, а также играют заметную роль как драгоценные и поделочные камни.

#### ***Кварц $\text{SiO}_2$***

Это название восходит к средним векам, произошло оно, по-видимому, от немецкого *Querklüfterz* — руда секущих жил или от немецкого *Qovars* — вершина, так как кварц часто образует на поверхности возвышающиеся коренные выходы — гривки.

Кварц является одним из самых распространенных на Земле минералов. Кремнезем ( $\text{SiO}_2$ ) имеет несколько полиморфных модификаций, каждая из которых характеризуется определенными пределами температурной устойчивости и устойчивости по давлению.

К высокотемпературным разновидностям кварца относятся *кристобалит* (1470—1710 °С), *тридимит* (870—1470 °С), *α-кварц* (575 — 870 °С). Низкотемпературный *β-кварц* кристаллизуется при температурах менее 575 °С. При высоких давлениях кристаллизуются *стишовит* и *коэсит*.

Выделяется также несколько цветовых разновидностей кварца: *горный хрусталь* — бесцветный, *аметист* — фиолетовый, *дымчатый кварц (раухтопаз)* — от светло- до темно-коричневого, *морион* — черный кварц, *празем* — зеленый кварц, *цитрин* — лимонно-желтый, *авантюрин* — кварц с рассеянными внутри пластинками слюды или гематита и некоторые другие. Скрытокристаллическую разновидность кварца называют *халцедоном*.

Халцедон также имеет несколько цветовых разновидностей: *сердолик* — оранжево-красный, *плазма* — зеленый, *хризопраз* — яблочно-зеленый, *сардер (сард, или сардоникс)* — красновато-бурый или коричневый. Полосчатые разновидности халцедона носят название *агатов* и *агатовых ониксов*. Разновидности с красивым рисунком, напоминающим пейзаж, называют *моховыми агатами*. Халцедоновая порода со значительной примесью других минералов, придающих разнообразные цвета и оттенки, называется *яшмой* (с красивым рисунком — *пейзажной яшмой*), а халцедоновая порода с примесью песка и глины — *кремнием*.

*Форма выделения* — очень разнообразные формы выделения. Кристаллы, как правило, хорошо ограненные, удлиненно-призматические, призмы шестигранные, иногда бипирамидальные, часто с горизонтальной штриховкой на гранях. Кристаллы кварца могут образовывать красивые друзы и щетки, а также слагать кристаллические агрегаты. Скрытокристаллический кварц, халцедон, образует секрции и конкреции, может встречаться в натеках корко-, почко- и жевлаковидной формы.

*Цвет* — обычно серовато-белый, молочно-белый, серый. Может быть дымчатый, коричневый, черный, фиолетовый, зеленый, окрашенные разновидности имеют свои названия.

*Черта* — получить затруднительно из-за высокой твердости минерала. Царапает фарфоровую пластинку.

*Блеск* — жирный, на гранях может быть стеклянным. Халцедон имеет восковой или жирный блеск.

*Прозрачность* — минерал от прозрачного (горный хрусталь) до просвечивающего в тонком сколе (морион). Халцедон, как правило, полупрозрачный или просвечивающий по тонкому краю.

*Спайность* — отсутствует или несовершенная.

*Излом* — раковистый, неровный, иногда сетчатый типа «крышки часов».

*Твердость* — 7.

*Плотность* — 2,5 — 2,6 г/см<sup>3</sup>.

*Главные диагностические признаки* — жирный блеск, раковистый излом, высокая твердость.

*Происхождение:* 1. Магматическое в гранитах и пегматитах, вкрапленники в риолитах, халцедоновые миндалины в вулканических породах.

2. Гидротермальное. Кварц самый распространенный минерал гидротермальных жил.

3. Скарновое.

4. Главный минерал таких метаморфических пород, как гнейсы и кварциты.

5. Благодаря высокой устойчивости к выветриванию накапливается при разрушении кварцсодержащих пород и образует кварцевые пески и песчаники. Месторождения кварца представлены в основном пегматитовым и гидротермальным кварцем и хорошо известны на Урале, в Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском районах Сибирской платформы. Сердолик и другие разновидности халцедона известны в бассейнах рек Вилюя и Нижней Тунгуски, в Якутии.

*Применение* — в настоящее время кварц и его разновидности широко применяются в электронике, радиотехнике, оптике, точной механике, особенно



высоко ценится пьезокварц. Кварцевые пески используют как сырье для стекольной промышленности и производства силикатного кирпича. Кварцевые песчаники и кварциты находят применение как строительные камни и облицовочный материал. Драгоценные и поделочные разновидности кварца используют в ювелирном деле.

### ***Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$***

Название произошло от санскритского *upala* — драгоценный камень. В греческом языке это звучало как *opaloe*, в латинском — *opalus*. Аморфный, твердый гидрогель. Имеет глобулярное внутреннее строение. Отличается высокой непостоянностью химического состава. Содержание воды колеблется от 1 до 21 %. Часто содержит примеси Fe, Cr, Ni, Си, Мп и др. Разновидности: *драгоценный*, или *благородный*, *опал* — обладает характерной игрой цвета и опалисценцией, *гидроопал* — сильно пористый, прозрачный в воде, *гуалит* (стеклянный опал) — образует сталактиты и шаровидные выделения, *молочный опал* — молочно-белый опал. Среди благородных опалов также выделяют несколько разновидностей. *Пламенный*, или *огненный*, *опал* — огненно-красный или красновато-коричневый. Окрашен соединениями железа.

*Празопал* — окрашен солями никеля в яблочно-зеленый цвет. *Хиолит* — бесцветный опал. *Кахолонг* — фарфоровидный опал. Опалы, окрашенные слоями, называют *опал-агатами*, или *опал-ониксами*, камни с моховидными включениями — *моховыми опалами*.

*Форма выделения* — натечные выделения, почковидные желваки, сталактиты, сплошные стеклоподобные массы. Часто выполняет пустоты в вулканических породах, т. е. встречается в виде миндалин, секретий, жеод.

*Цвет* — бесцветный, белый, желтый, коричневый, голубой, синий. Благородные огненные опалы могут иметь оранжево-красные цвета.

*Черта* — светлая, получение черты затруднено из-за значительной твердости.

*Блеск* — жирный, восковой, перламутровый. Некоторые разновидности обладают красивой световой игрой — опалисценцией, обусловленной своеобразным рассеянием света.

*Прозрачность* — просвечивающий по тонкому краю, непрозрачный минерал.

Благородные разновидности полупрозрачные до прозрачных.

*Спайность* — отсутствует вследствие отсутствия кристаллической решетки.

*Излом* — раковистый.

*Твердость* — 5,5 — 6,5.

*Плотность* — 1,9 — 2,5 г/см<sup>3</sup>.

*Главные диагностические признаки* — отсутствие кристаллических образований, жирный блеск, раковистый излом.

*Происхождение*: 1. Главным образом экзогенное. Опал — характерный минерал кор выветривания. Образуется при разложении силикатов.

2. Значительное количество опала образуется осадочным биогенным путем в результате жизнедеятельности организмов имеющих опаловый скелет, в особенности диатомовых водорослей.

3. Может формироваться гидротермальным путем (в вулканических областях) из горячих источников, с образованием гейзеритов и кремнистых туфов. В России опаловые породы разрабатывают в центральных районах, особенно в Калужской и Курской областях, в Забайкалье. Месторождения лучших благородных опалов известны в Австралии, Мексике, Венгрии, Германии, Чехии.

*Применение* — как опаловые породы в производстве стройматериалов, термоизоляции и абразивных материалов. Благородные опалы широко используют в ювелирном деле.

### **3.1.4 Класс галогенидов**

В классе галогенидов насчитывается примерно 100 минералов, представляющих собой соли галогеноводородных кислот HF, HCl, HBr и HI. Наибольшим распространением пользуются галит NaCl, сильвин KCl и флюорит CaF<sub>2</sub>. Как породообразующие минералы галогениды имеют небольшое значение, но значительные их скопления могут представлять промышленный интерес в качестве сырья для химической и пищевой промышленности, сельского хозяйства, металлургии (флюсы).

### ***Галит NaCl***

Название произошло от греческого *hals* — соль.

*Форма выделения* — кубические хорошо ограненные кристаллы. Чаще всего выделяется в виде кристаллических агрегатов. Может образовывать натечные формы, корочки, налеты. Часто встречается вместе с хлоридом калия — сильвином, образуя соляную горную породу — сильвинит.

*Цвет* — бесцветный, белый, желтый, кирпично-красный, синий.

*Черта* — белая.

*Блеск* — стеклянный до жирного.

*Прозрачность* — минерал от прозрачного до просвечивающего.

*Спайность* — совершенная в трех направлениях, параллельных граням куба.

*Излом* — ступенчатый по спайности.

*Твердость* — 2,5.

*Плотность* — 2,2 — 2,3 г/см<sup>3</sup>.

*Особые свойства* — соленый вкус, легко растворим в воде, гигроскопичен.

*Главные диагностические признаки* — вкус, форма кристаллов, блеск, твердость.

*Происхождение:* 1. Главным образом осадочное, хемогенное, в озерах и морских лагунах. Может переотлагаться в виде натечков в соляных пещерах. В небольших количествах может образовываться как выцветы на почвах в районах засоления.

2. Иногда формируется в результате осаждения из паров при вулканической деятельности. Месторождения известны на Урале (Соликамское месторождение — крупнейшее в мире), в Нижнем Поволжье (самосадочные озера Эльтон и Баскунчак) и Иркутской области.

*Применение* — в пищевой и химической промышленности; также для получения металлического натрия и легированных натрием сплавов. Соляные пещеры и старые выработки используют в лечебных целях.

### ***Сильвин KCl***

Назван в честь французского химика Сильвие де-ля-Баш.

*Форма выделения* — кубические, реже октаэдрические и призматические кристаллы, образующие сплошные зернистые массы. Иногда образует столбчатые и волокнистые кристаллы. Вместе с галитом образует соляную горную породу — сильвинит.

*Цвет* — бесцветный, молочно-белый, иногда серый, темно-красный, красноватый или розоватый от механических примесей гематита.

*Черта* — бесцветная или белая.

*Блеск* — от стеклянного до жирного.

*Прозрачность* — минерал от прозрачного до просвечивающего.

*Спайность* — совершенная по кубу.

*Излом* — по спайности, часто ступенчатый.

*Твердость* — 2.

*Плотность* — 2 г/см<sup>3</sup>.

*Особые свойства* — горько-соленый, едкий вкус, растворим в воде.

*Главные диагностические признаки* — вкус, форма кристаллов, невысокая твердость.

*Происхождение* — типичное хемогенно-осадочное, как и у галита. Может также образовываться за счет возгонов при вулканической деятельности. Крупнейшим месторождением в России является Соликамское (вместе с галитом) на Урале.

*Применение* — как важнейшее сырье для калийных удобрений; в медицине (sal digestinum Sylvii — слабительная соль), пиротехнике, фотоделе, производстве красок.

### **3.1.5 Класс карбонаты**

Карбонатами называются соли угольной кислоты (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>). Класс карбонатов насчитывает около 80 представителей.

В земной коре на их долю приходится около 1,7 %, 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 баллов) 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* $\text{CaCO}_3$**

Название произошло от латинского *calcis* — известь.

*Форма выделения* - 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 г/см<sup>3</sup>.

Бурно реагирует с HCl с выделением CO<sub>2</sub>, 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.

### 3.1.6 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 %, 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 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$*

Название произошло от греческого *gypsos* — мел, известь, что отражает цвет минерала и его вяжущие свойства. Разновидности: снежно-белый, тонкозернистый — *алебастр*, камень из египетского города Алебастра; прозрачная разновидность — *шпатовый гипс*, или *марьино стекло*; шестоватая или волокнистая разновидность — *селенит* (от греч. *Selena* — богиня Луны), *атласный шпат*, *уральский селенит*; выделения с декоративным рисунком называются *сатиновым*, *волокнистым*, *змеевидным алебастром*.

*Форма выделения* - 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 ( $2300 \text{ г/см}^3$ ).

*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.

### **3.1.7 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*  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Fe}, \text{Cl})$

Название произошло от греческого *apate* — заблуждение. Апатит часто принимали за другие минералы.

*Форма выделения* - 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.

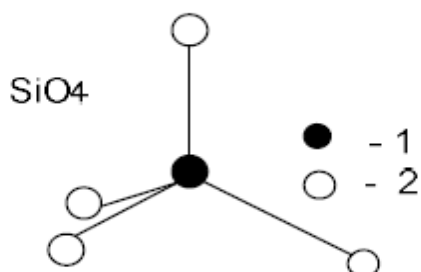
*Удельный вес* средний (3200 г/см<sup>3</sup>).

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

### 3.1.8 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 %. Минералы, в решетках которых часть кремния изоморфно замещается алюминием, называют алюмосиликатами.

Основой кристаллической структуры силикатов является кремнекислородный тетраэдр, в центре которого располагается ион кремния  $\text{Si}^{4+}$ , а в четырех окружающих его вершинах тетраэдра — ионы кислорода  $\text{O}^{2-}$ , создавая четырехвалентный радикал  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  (рисунок 3.1).



1 – кремний, 2 – кислород

Рисунок 3.1 – Схема расположения центров ионов в кремнекислородном тетраэдре



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 (рисунок 3.2).

*Островные* — в них кремнекислородные тетраэдры изолированы друг от друга (не имеют общих ионов кислорода) и соединяются в решетках с помощью ионов других элементов (рисунок 3.2 а).

*Кольцевые* — тетраэдры образуют замкнутые кольца — трех-, четырех- и шестиугольной конфигурации (рисунок 3.2 в, г, д).

*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 (рисунок 3.2 е).

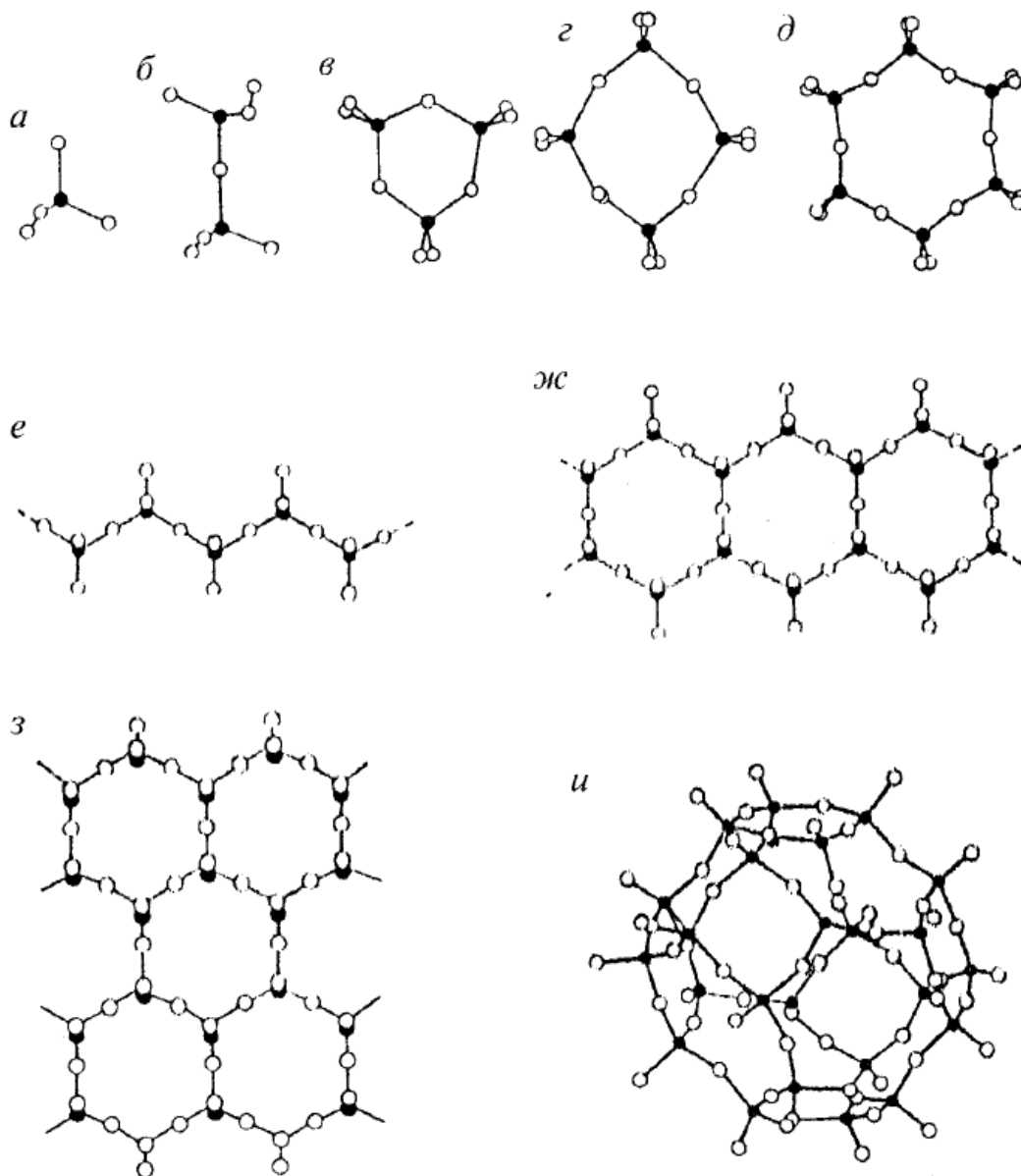
*Ленточные* — основой кристаллической структуры являются сдвоенные цепочки, или ленты (рисунок 3.2 ж).

*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 (рисунок 3.2 з).

*Каркасные* — кремнекислородные тетраэдры в кристаллических решетках соединяются через все свои вершины, образуя трехмерные каркасы. Характеризуются равномерным распределением в пространстве прочнейших химических связей (рисунок 3.2 и).

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.



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

Рисунок 3.2 – Типы структурных мотивов в кристаллах минералов на примере силикатов [1]

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.

***Роговая обманка*  $(Ca, Na)_2(Mg, Fe)(Al, Fe)[(Al, Si)_4O_{11}](OH)_2$ .**

Название происходит от немецкого *Horn* — рог и *Blend* — обманка. Химический состав сложный и непостоянный. Характерно высокое содержание кальция, широкий изоморфизм металлов. Иногда содержит примесь  $Cr_3+$ ,  $Ti_4+$ ,  $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $O_2^-$ . Разновидности: *базальтическая роговая обманка* — бурого или черного цвета из-за высокого содержания железа и титана (до 3 %); *уралит* — вторичная роговая обманка, образующаяся в результате преобразования пироксенов под воздействием гидротермальных растворов.

*Форма выделения* — кристаллы призматического, столбчатого, реже изометрического облика. Сплошные массы крупно- и мелкозернистые, сложенные удлиненными зернами.

*Цвет* — темно-зеленый до черного, иногда сероватый из-за вторичного развития минерала — хлорита.

*Цвет черты* — зеленый разных оттенков.

*Блеск* — стеклянный, иногда полуметаллический.

*Прозрачность* — непрозрачный минерал, иногда просвечивает в тонком сколе.

*Спайность* — совершенная, под углами 56 и 124°.

*Излом* — ступенчато-неровный, шероховатый.

*Твердость* — 5,5 — 6, хрупкий. При диагностике твердость иногда кажется меньшей из-за развития хлорита.

*Плотность* — 3,0 — 3,5 г/см<sup>3</sup>.

*Главные диагностические признаки* — форма кристаллов, цвет, спайность с характерными для амфиболов углами. От других амфиболов надежно отличается только по оптическим свойствам.

*Происхождение* — магматическое, метаморфическое, а также в скарнах.

*Применение* — важный породообразующий минерал.

***Серпентин  $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$  (змеевик)***

Название от латинского *serpentinus* — змеиный, из-за гладкой поверхности, своеобразного *пятнисто-полосчатого рисунка агрегатов, зеленоватого цвета* и шелковистого блеска. Разновидности: *хризотил-асбест* — волокнистый серпентин; *антигорит* (по месту находки в Антигорио, Италия) — листоватый, чешуйчатый серпентин; *бастит* — псевдоморфозы серпентина по пироксену; *ревдинскит* и *гарниерит* — бледно-голубые скрытокристаллические смеси серпентина с другими минералами; *офит, серпофит, благородный серпентин* — плотный, просвечивающий по краям серпентин с восковым блеском, используемый в камнерезном деле.

*Форма выделения* — плотные скрытокристаллические массы или волокнистые агрегаты. Антигорит образует чешуйчатые агрегаты.

*Цвет* — темно-зеленый, желто-зеленый, защитного цвета. Агрегаты часто имеют полосчатую или пятнистую окраску.

*Цвет черты* — белый.

*Блеск* — восковой, жирный, иногда стеклянный. У асбеста — шелковистый.

*Прозрачность* — непрозрачный минерал, просвечивающий по тонкому краю.

*Спайность* — весьма совершенная.

*Излом* — занозистый, в скрытокристаллических агрегатах раковистый.

*Твердость* — 2,5 — 3, у антигорита — 3,5.

*Плотность* — 2,5 — 2,7 г/см<sup>3</sup>.

*Главные диагностические признаки* — цвет, спайность, твердость.

*Происхождение* — главным образом в результате гидротермального изменения оливина и пироксенов, может образовываться в корах выветривания ультраосновных пород. В России крупные месторождения известны на Урале и в Сибири.

*Применение* — для производства жаро- и кислотоупорных материалов; как поделочный камень.

### **Ортоклаз $K[AlSi_3O_3]$**

Название минерала в переводе с греческого означает прямораскалывающийся (от греч. *orthos* — прямой и *klastikos* — раздробленный). Разновидности: *адуляр* (по горам Адуляр в Швейцарии) — водяно-прозрачные кристаллы характерной клиновидной формы; *санидин* (от греч. *sanidos* — табличка) высокотемпературная модификация стеклянно-серого цвета, характерная для вкрапленников эффузивных пород; *лунный камень* — адуляр нежно-голубого цвета с серебристо-перламутровым отливом; *солнечный камень* — красноватый адуляр с золотистым отливом. Окраска часто неравномерная, пятнистая.

*Форма выделения* — кристаллы хорошо образованы, главным образом таблитчатой формы, реже призматической, часто образуют двойники. Кристаллы могут достигать гигантских размеров, массой до нескольких десятков тонн, могут образовывать друзы, присутствовать в виде вкрапленников в эффузивных магматических породах, а также слагать кристаллические агрегаты, плотные, разной зернистости.

*Цвет* — стеклянно-серый (санидин), светло-желтый, розовый до мяско-красного (ортоклаз), бесцветный (адуляр), желтый, красноватый (солнечный камень), голубоватый (лунный камень). Окраска часто неравномерная, пятнистая.

*Цвет черты* — белый. Получение черты затруднено из-за высокой твердости минерала.

*Блеск* — стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый.

*Прозрачность* — минерал, просвечивающий по тонкому краю, непрозрачный. Некоторые разновидности могут быть полупрозрачными и даже прозрачными.

*Спайность* — в одном направлении совершенная, в другом средняя, угол между плоскостями спайности составляет  $90^\circ$ .

*Излом* — неровный, или ступенчатый, по спайности.

*Твердость* — 6 — 6,5.

*Плотность* — 2,54 — 2,63 г/см<sup>3</sup>.

*Главные диагностические признаки* — блеск, спайность, твердость.

*Происхождение* — главный породообразующий минерал кислых и щелочных горных пород и их пегматитов. Наиболее крупные скопления ортоклаза и микроклина связаны с гранитными пегматитами. Может иметь также гидротермальное происхождение. Входит в состав некоторых метаморфических пород — гнейсов и сланцев. В поверхностных условиях легко разрушается под действием гидротермальных растворов.

*Применение* — сырье для керамической промышленности; лунный и солнечный камень используют в ювелирном деле.

### **3.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №3**

Целью лабораторной работы №3 является: закрепление теоретических основ, умения определять минералы по классам, диагностировать минералы. При выполнении работы предлагаются следующие задания:

**Задание 1:** Термины и понятия: карбонаты, фосфаты, галогениды, сульфаты, силикаты и алюмосиликаты, сульфиды, самородные элементы, минерал, кристалл, идиоохроматическая окраска, излом, весьма совершенная спайность, цвет черты минерала.

**Задание 2:** Подготовить краткие сообщения по следующим вопросам:

1.Классификации минералов (генетическая, химическая, по практическому использованию).

2.Особенности происхождения и распространения в земной коре самородных элементов и сульфидов. Типы месторождений.

3.Характеристика физических свойств минералов из классов оксиды и гидроксиды и сульфаты.

4.Химические свойства самородных элементов.

5.Свойства галогенидов, их классификация по химическому составу.

6.Практическое значение силикатов и алюмосиликатов.

### 3.3 Контрольные вопросы

1. Почему создаются различные классификации минералов.
2. В каких типах месторождений встречается золото.
3. Почему некоторые сульфиды называют колчеданами.
4. Какой минерал является основным сырьем для производства серной кислоты.
5. Какие месторождения самородных элементов и сульфидов известны в Оренбуржье.
6. Особенности происхождения и распространения карбонатов и фосфатов в земной коре. Типы месторождений.
7. Практическое значение карбонатов и фосфатов.
8. Назовите самый характерный диагностический признак минералов из класса карбонаты.
9. К какому классу относятся следующие минералы: исландский шпат, жемчуг, литографский камень.
10. Какие минералы из класса карбонатов используют для производства зеленой, синей красок.
11. Почему фосфорит и апатит называют "хлебным камнем".
12. Какие месторождения карбонатов встречаются в Оренбуржье.

## 4 Лабораторная работа №4. Понятие о магматических горных породах

Горными породами называются естественные ассоциации минералов, образовавшиеся на поверхности или под поверхностью Земли в результате различных эндогенных или экзогенных процессов [2].

Все горные породы по своему происхождению делятся на три группы:

1) *магматические*, горные породы образуются при охлаждении и затвердевании магматического расплава на разных глубинах или на поверхности Земли;

2) *осадочные породы*, 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;

3) *метаморфические породы*, образующиеся из любых других пород при воздействии на них высоких температур и давления, а также различных газообразных и жидких веществ, выделяющихся из магматических очагов.

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:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  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, минералы, 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 феррические (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.

#### **4.1 Понятие о магматических горных породах**

*Магматизмом* называется перемещение из глубоких недр Земли в ее верхние горизонты или на поверхность горячих силикатных расплавов — магм (от греч. «магма» - тесто), содержащих в растворенном виде летучие компоненты (газы, пары воды). В результате охлаждения, и, как следствие затвердевания и кристаллизации магм образуются магматические горные породы.

В зависимости от условий образования все магматические горные породы подразделяются [1]:

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. «абиос» - 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 интрузивными и эффузивными. Температура и давление магмы на разных глубинах меняются по-разному, и могут возникать как полно-, так и неполнокристаллические породы.

*Эффузивные*, или излившиеся породы (от лат. «эффузио» - излияние) образуются при излиянии лавы на дневную поверхность, где резко понижается температура и давление. Эффузивные породы характеризуются неполной кристаллизацией или быстрым затвердеванием.

Если лава при выходе на земную поверхность выбрасывается в воздух и застывая, падает на поверхность в виде твердых частиц и обломков разного размера (вулканический песок, пепел, бомбы и т.д.), то такие породы называют *пирокластическими*, породы обломочного строения.

### 4.1.1 Строение магматических горных пород

При описании горных пород используются понятия «структура» и «текстура».

Под *структурой* горной породы понимается особенности ее внутреннего строения, связанные со степенью кристалличности, размерами минеральных зерен, формой зерен и их взаимоотношения.

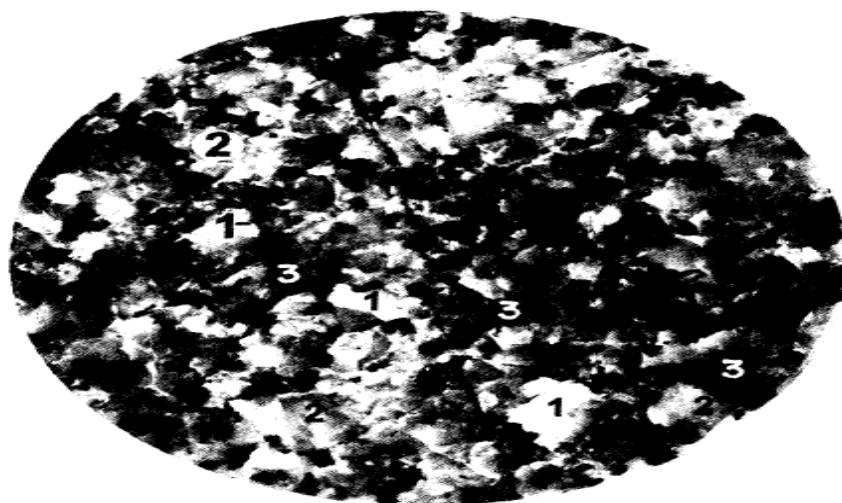
*Текстура* – это особенности строения, определяемые характером размещения минеральных зерен в горной породе и их ориентировкой.

По степени кристаллизации магматического расплава выделяют следующие структуры:

1. *Полнокристаллические*, когда вещество раскристаллизовано в агрегат минералов (рисунок 4.1).

2. *Неполнокристаллические*, когда часть расплава раскристаллизовалась и образовались минеральные зерна, а другая часть затвердела в виде вулканического стекла (рисунок 4.2).

3. *Стекловатые*, когда вся порода представлена вулканическим стеклом (рисунок 4.3).



структура – полнокристаллическая, равнокристаллическая; текстура – массивная: 1- ортоклаз, 2 – кварц, 3- биотит и роговая обманка

Рисунок 4.1 – Структура и текстура гранита [1]

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



структура – неполнокристаллическая, текстура – массивная: 1- вкрапленники кварца, 2 - основная масса

Рисунок 4.2 – Структура и текстура риолита [1]

По относительному размеру минеральных зерен выделяются структуры:

1. Равнокристаллические, если порода полнокристаллическая и размеры зерен близки по величине (рисунок 4.1) .
2. Неравнокристаллические, выделяются как для полнокристаллических, так и для неполнокристаллических пород.



структура – стекловатая, афировая; текстура – массивная

Рисунок 4.3 – Структура и текстура обсидиана [1]

Для полнокристаллических различают:

- неравнокристаллические, когда размеры минеральных зерен различаются не резко;

- порфировидные, если одни зерна по размеру резко отличаются от других.

Для неполнокристаллических пород различают:

- порфировые, состоящие как из зерен, так и из кристаллов (рисунок 4.2);

- афировые, если порода состоит из основной массы зерен без вкрапленников (рисунок 4.3).

По размеру зерен различают следующие структуры:

- гигантозернистая (диаметр зерен более 20 мм);

- крупнозернистая (с зернами кристаллов от 5 до 20 мм);

- среднезернистая (с зернами от 1 до 5 мм);

- мелкозернистая (диаметр зерен < 1 мм) макроскопически различима;

- афанитовая (зерна видны только под микроскопом).

*Текстуры* изверженных горных пород на компактные, когда нет пор и пустот, и некомпактные, если есть в породе пустоты и поры. К компактным текстурам относятся: массивная, пятнистая, флюидальная, полосчатая, миндалекаменная; к некомпактным – пористая, пенная, пузырьчатая.

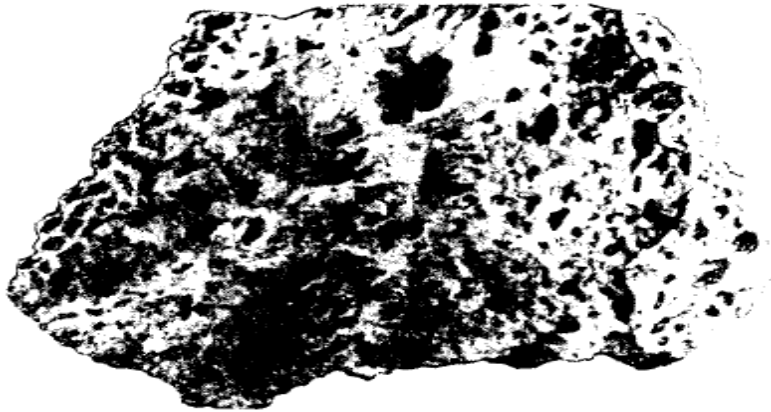
*Массивная текстура* отличается беспорядочным расположением минеральных зерен, она наиболее характерна для интрузивных и эффузивных пород (рисунок 4.1).

*Пятнистая 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 проявиться также в *полосчатости*, характеризующийся 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 миндалекаменной формы.

Если пустоты мелкие (несколько мм), образуется *пористая*, более крупные *пузырчатая текстура* (рисунок 4.4). В особо благоприятных условиях пары и газы

могут вспенивать лаву, и при застывании образуется *пенистая*, или *пемзовая*, текстура, в которой пустоты по объему преобладают.



структура – стекловатая, афирровая; текстура – пузырчатая

Рисунок 4.4 – Структура и текстура базальта [1]

*Миндалекаменная текстура* характерна для эффузивных пород и образуется в результате заполнения пор и пустот в затвердевшей лаве вторичными минералами (кварц, кальцит, хальцедон и т.д.). Образовавшиеся миндалины обычно выделяются своим более светлым цветом на фоне темно-серой или черной породы. От вкрапленников миндалины отличаются округлой или миндалевидной формой.

Земная кора слагается горными породами. Горные породы, представляющие собой закономерные агрегаты минералов, характеризуются более или менее постоянным минералогическим составом.

#### **4.1.2 Классификация магматических горных пород по генезису, химическому и минеральному составу**

В основу классификации магматических горных пород положены химический и минералогический состав и структурные особенности (таблица 4.1).

Химический анализ магматических горных пород показывает, что они состоят в основном из восьми окислов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ .

Таблица 4.1- Классификация магматических горных пород (упрощенная)

Группа	Интрузивные	Эффузивные	Минералы		
			Главные		Второстепенные
			Мафические	Сиалические	
Ультраосновные $\text{SiO}_2 \leq 45\%$	дунит перидотит	пикрит	оливин, пироксены		магнетит, хромит
Основные $45\% \leq \text{SiO}_2 \leq 53\%$	габбро	базальт	пироксены, амфиболы, реже оливин, биотит	основные плагиоклазы	пирротин, пентландит, апатит
Средние $53\% \leq \text{SiO}_2 \leq 65\%$					
С плагиоклазами	диорит	андезит	амфиболы, биотит, реже пироксены	средние плагиоклазы	апатит, титанит
С калиевыми полевыми шпатами	сиенит	трахит	амфиболы, биотит	калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы	кварц, циркон, апатит
Кислые $65\% \leq \text{SiO}_2 \leq 75\%$	гранит	липарит	амфиболы, биотит	кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит	апатит, циркон, магнетит
Щелочные $53\% \leq \text{SiO}_2 \leq 60\%$ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 8\%$	нефелиновый сиенит	фонолит	щелочные пироксены и амфиболы, реже биотит	калиевые полевые шпаты, нефелин	апатит, циркон, магнетит

Из главных окислов только  $\text{SiO}_2$  присутствует во всех магматических породах в значительных количествах. Окисел  $\text{SiO}_2$  и принят за основу химической классификации изверженных горных пород.

По содержанию кремнезема (окисла  $\text{SiO}_2$ ) магматические породы подразделяются на четыре группы [1, 2, 3]:

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

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 содержания суммы щелочей для выделения рядов значительно варьируют в зависимости от группы магматических пород по содержанию окисла  $\text{SiO}_2$ . По относительному количеству железисто-магнезиальных силикатов в объемных процентах ( $M$  — цветное число) 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  $\text{SiO}_2$ ) 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 разновидности 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. *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 серпцтитизации 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.

#### **4.1.3 Наиболее распространенные магматические горные породы**

Породы *кислого состава* 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.

*Граниты* — глубинные кислые породы полнокристаллического строения. Породообразующими 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.

Породы *среднего состава* 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.

*Диориты* — глубинные средние породы нормальной полнокристаллического строения. Породообразующими минералами являются плагиоклаз, по составу варьирующий от среднего (андезита) 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. Цвет диорита серый разных тонов в зависимости от количества темноцветных минералов. Полнокристаллическая структура может быть от мелко - до крупнокристаллической, текстура массивная, реже пятнистая.

*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 калипатовых 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 порфиридные разновидности. Текстура сиенитов чаще массивная, нередко флюидальная.

Породы *основного состава* представляют самую распространенную и весьма обширную группу магматических образований. Основные породы богаты окислами FeO, MgO, CaO и бедны кремнеземом SiO<sub>2</sub>. По сумме щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>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, фельдшпаты (нефелин, лейцит). По содержанию темноцветных силикатов основные породы подразделяются на группу габбро-базальтов с умеренным количеством темноцветных минералов (MgO < 18 %) и группу пироксенитов — пикробазальтов с высоким цветным числом (Mg > 18 %), относимых к ультрамафитам. Признаком для выделения группы пироксенитов является отсутствие плагиоклаза среди главных минералов.

*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 оливинным 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.

*Базальты* - эффузивные аналоги габбро неолнокристаллической 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, по довольно широко развиты афировые разности. Цвет базальтов темносерый до черного, нередко с зеленоватым оттенком. Текстура часто бывает пористой, особенно в афировых разностях базальтов, но так же может быть массивной, миндалекаменной и флюидальной. Базальты, излившиеся в подводных условиях, нередко имеют характерную шаровую или подушечную отдельность.

Породы *ультраосновного состава* 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<sub>2</sub> и относятся к ультрамафитам. По сумме щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) выделяются низкощелочные и щелочные ультрабазиты. Породообразующими минералами являются оливин, пироксены, роговая обманка, а в щелочных ультрабазитах фельдшпатоиды (нефелин, лейцит). Отличительным признаком является отсутствие полевых шпатов. Наиболее широко развитые низкощелочные 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.

#### 4.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №4

Целью лабораторной работы №4 является: закрепление теоретических основ, умения определять структуру и текстуру, минеральный и химический состав магматических горных пород. При выполнении работы предлагаются следующие задания:

**Задание 1:** Термины и понятия: магматизм, интрузивный магматизм (плутонизм), интрузивные породы, лейкократовые породы, меланократовые породы, абиссальные, гипабиссальные породы, микролиты, порфиры, кайнотипные и палеотипные породы, полнокристаллическая структура, массивная текстура, кислые породы, пористая текстура, ультраосновные породы, неполнокристаллическая структура.

**Задание 2:** Определить свойства магматических горных пород из учебных коллекций. Результаты занести в таблицу.

Таблица 4.2 – Определитель магматических горных пород

№ магматической горной породы	Название породы	Глубинная или излившаяся	Цвет	Структура	Текстура	Минеральный состав	Происхождение	Применение

**Задание 3:** Разделить коллекционные образцы магматических горных пород на группы:

- 1) по содержанию кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) на кислые, средние, основные и ультраосновные;
- 2) по происхождению - на интрузивные и эффузивные;
- 3) по степени вторичных изменений - на кайнотипные и палеотипные;
- 4) по минералогическому составу - на моно- и полиминеральные (выделить главные минералы и второстепенные);
- 5) по цвету минералов - на лейкократовые и меланократовые.

### **4.3 Контрольные вопросы**

1. Какие породы относятся к липаритам.
2. Для каких магматических пород характерны призматическая, шаровая, подушечная, полиэдрическая формы отдельности.
3. При каких условиях образуются породы с пористой текстурой.
4. Какие формы залегания характерны для излившихся пород.
5. Каково практическое использование эффузивных пород.
6. Понятие о горной породе. Интрузивные и эффузивные породы.
7. Химический состав магматических горных пород.
8. Минералогический состав интрузивных пород.
9. Понятия "структура" и "текстура" горных пород. Распространенные структуры и текстуры интрузивных горных пород.
10. Какие породы относят к щелочным.

## 5 Лабораторная работа № 5. 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 (рисунок 5.1).



Рисунок 5.1 - Классификация осадочных горных пород в соответствии с исходным материалом [1]



По способу образования осадочные породы делятся на следующие 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.

## **5.1 Признаки осадочных пород**

### **5.1.1 Структура и текстура осадочных горных пород**

*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, по 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 перекачивания.

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 слои, благодаря тонкой слоистости с толщиной слоев 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.

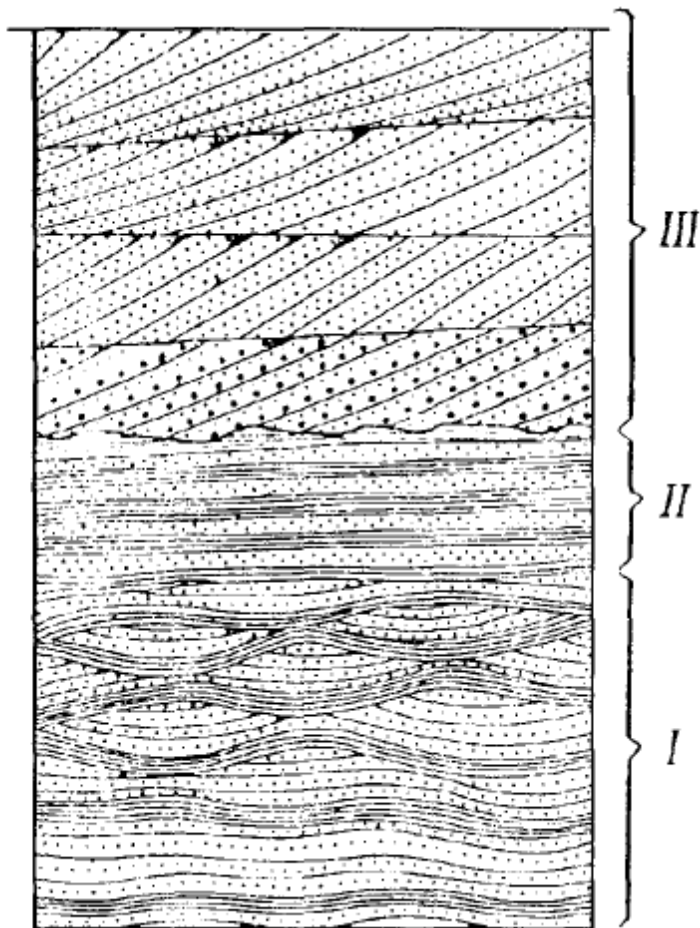
*Слоистость.* Очень важным текстурным признаком, отличающим осадочные породы, является слоистость. Накапливающийся в процессе осадкообразования материал изменяется в вертикальном разрезе как по минеральному составу (что влечет за собой изменение окраски породы), так и по величине зерен и другим признакам.

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* (рисунок 5.2 (II)) 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.

*Волнистая слоистость* (рисунок 5.2 (I)) характеризуется волнистой, выпукло-вогнутой формой слойков 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* (рисунок 5.2 (III)) отличается расположением слоев косо по отношению к границам напластования. Формируется при движениях частиц осадка водными потоками (речная слоистость) или ветром (эоловая слоистость) и др.



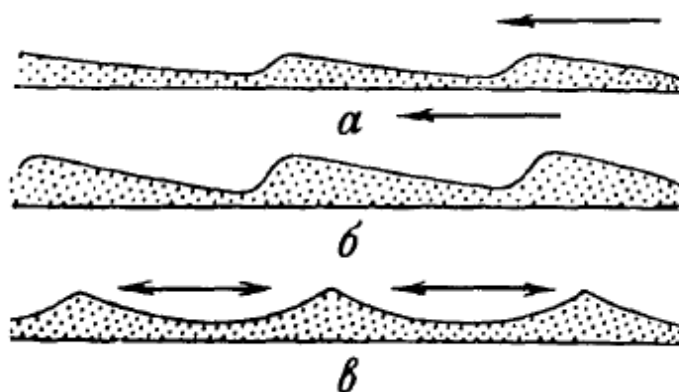
*I* – волнистая; *II* – горизонтальная (параллельная); *III* – косая

Рисунок 5.2 – Типы слоистости осадочных пород [1]

*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. В связи с деятельностью ветра образуется *рябь эоловая* (ветровая) — асимметричные невысокие валики; под

влиянием течений воды возникает *рябь течения*, 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 (рисунок 5.3).



*а* — эоловая (ветровая) рябь; *б* — рябь течения; *в* — рябь волнения

Рисунок 5.3 - Схематическое изображение различных типов ряби (по М. С. Швецову)

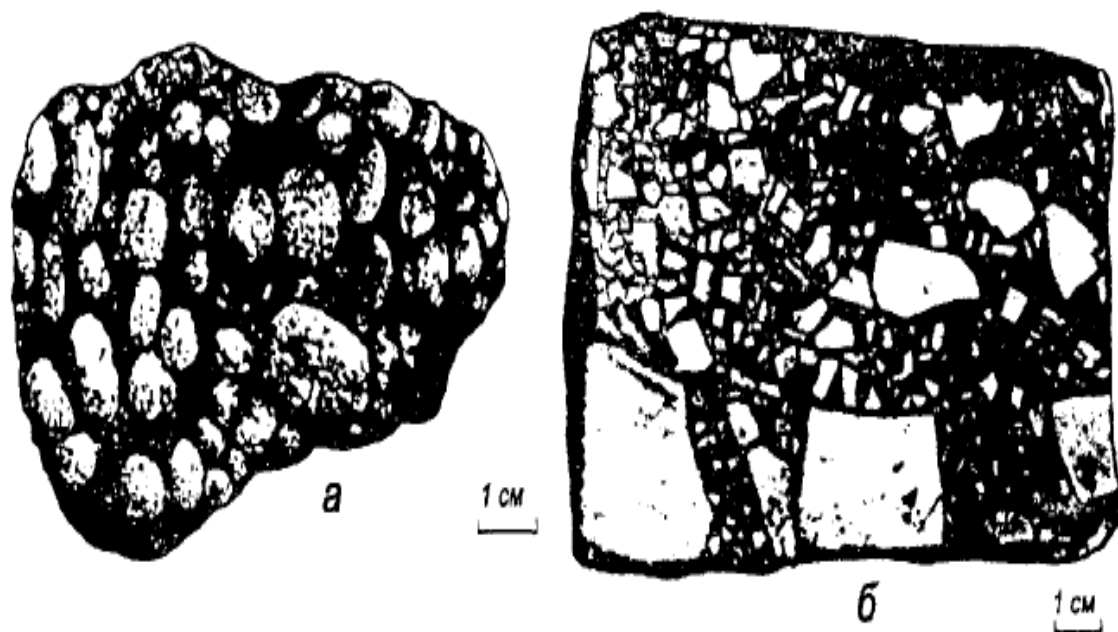
### 5.1.2 Цемент и окраска осадочных горных пород

*Цемент* осадочных пород — это вещество, скрепляющее частицы обломочного, органического 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 известковый 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.

Все окатанные обломки, скрепленные цементом, называются *конгломератом* (рисунок 5.4 а), соответственно в зависимости от размера обломков — валунным, галечным, гравийным (или гравелитом). Сцементированные обломки, состоящие из неокатанных обломков, называются *брекчией* (рисунок 5.4 б), соответственно глыбовой, щебеночной, дресвяной. Встречаются конгломераты с некоторым количеством неокатанных обломков и брекчии с небольшим количеством окатанных.



*a* – конгломерат; *б*- брекчия

Рисунок 5.4 – Грубообломочные породы [1]

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.

*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 Си, 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. и. 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.



## 5.2 Классификация осадочных горных пород

По способу образования осадочные породы делятся на следующие 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.

### 5.2.1 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 сцементированные).

По величине обломков обломочные породы подразделяются :

- 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.

### ***Грубообломочные породы***

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 эти структурные признаки пород и их происхождение, одновременно отражены в таблице 5.1.

Таблица 5.1 – Классификация обломочных пород [4]

Породы	Размеры обломков, мм	Рыхлые		Цементированные	
		Окатанные обломки	Неокатанные обломки	Окатанные обломки	Неокатанные обломки
Крупнообломочные (псефиты)	Более 1000	Крупные валуны Валуны	Глыбы Мелкие глыбы	Конгломерат	Брекчии
	100-1000				
	10-100 2-10				
Среднеобломочные (псаммиты)	1-2	Грубозернистый песок Крупнозернистый песок Среднезернистый песок Мелкозернистый песок			Грубозернистый песчаник Крупнозернистый песчаник Среднезернистый песчаник Мелкозернистый песчаник
	0,5-2				
	0,25-0,5 0,1-0,25				
Мелкообломочные (алевриты)	0,01-0,1	Алевриты (мелкоземы) Лесс			Алевролиты (пестроцветы)
Тонкообломочные (пелиты)	<0,001	Глины (пелиты)			аргиллит

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

В зависимости от величины обломков пески и песчаники делятся на грубозернистые (2-1 мм), крупнозернистые (1-0,5 мм), среднезернистые (от 0,5-0,25 мм) и мелкозернистые (от 0,25 до 0,05 мм).

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.).

*К мелкообломочным* относятся породы, состоящие из обломков размерами от 0,05-0,005 мм<sup>1</sup> (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.

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.

*Алевриты* — цементированная 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.

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.

*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.

### 5.2.2 Глинистые породы

К глинам (пелитам) относятся тонкодисперсные осадки с размером частиц менее 0,005 мм (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.

*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.

*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.

*Аргиллит* - глинистая камнеподобная порода плотного строения. Имеет большую твердость, чем глина. Не размокает в воде. Излом неровный. Цвет различный. Отличительные признаки - для аргиллита характерны плотное строение, неровный излом, запах глины, неразмокаемость в воде. От глины отличается твердостью и неразмокаемостью в воде. При увлажнении имеет запах глины. Применение - вспученный аргиллит применяется как строительный материал.

### 5.2.3 Хемогенные и органогенные породы

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

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

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

Классификация хемогенных и органогенных пород производится по химическому составу слагающих их минералов. Выделяются следующие химико-минералогические классы пород: карбонатные; кремнистые; галоидные и сульфатные; железистые; фосфатные и каустобиолиты (углеродные и углеводородные породы).

#### ***Карбонатные породы***

##### *Известняки*

Минералогический состав. Состоят из кальцита. Строение плотное, большей частью состоят из скелетных остатков (раковин) вымерших морских животных.

Цвет различный.

Отличительные признаки. Известняки имеют плотное строение или обычно состоят из раковин морских животных, обладают небольшой твердостью (не оставляют царапины на стекле), бурно вскипают при действии разбавленной соляной кислоты.

Разновидности. *Фузулиновый известняк* состоит из твердых скелетных остатков мелких морских животных - фузулин, имеющих продолговатую форму и напоминающих внешним видом и размерами зерна ржи. Цвет белый, желтоватый, серый. *Нуммулитовый известняк* состоит из скелетных остатков морских животных - нуммулитов, имеющих округлую форму (напоминает монету). Цвет белый, желто-серый, розовый. *Известняк-ракушечник (ракушняк)* - скопление ракушек. *Рифовый (коралловый) известняк* - рифовые постройки коралловых полипов (сетчатой, решетчатой, волокнистой и другой структуры). Цвет белый, сероватый, желтоватый, розовый. *Мшанковый* – состоит из остатков морских животных – мшанок, имеющих вид сеточек, веточек и т.п. размером от нескольких миллиметров до 1 –2 см.

Происхождение. Образуется известняк в морских бассейнах и имеет органогенное или биохимическое происхождение.

Применение. Строительный материал (бутовый, деловой камень, плиты, ступени, площадки), в цементном деле, производстве соды, для получения карбида кальция, в стекольной, в сахарной промышленности, в сельском хозяйстве для нейтрализации кислых (болотных) почв и, кроме того, для выжигания извести.

Месторождения. Известняк широко распространен в Оренбуржье, на побережьях Каспийского, Азовского и Черного морей, в Жигулёвских горах на Волге, в Подмосковном каменноугольном бассейне и в других районах России.

#### *Мел*

Состоит из кальцита. Строение землистое.

Цвет белый, желтоватый, зеленоватый. Бурно вскипает при действии разбавленной соляной кислоты.

Отличительные признаки. Для мела характерно землистое строение, белый цвет, реакция с разбавленной соляной кислотой. Мел похож на диатомит и трепел.



Отличие - диатомит и трепел не реагируют с разбавленной соляной кислотой и очень легкие. Мел можно спутать с белой глиной. Отличие - белая глина не реагирует с разбавленной соляной кислотой.

Происхождение - органогенное. Образуется мел в теплых морях в результате накопления на его дне известковых панцирей планктонных одноклеточных водорослей.

Применение. В цементной, металлургической, сахарной, бумажной, резиновой, стекольной промышленности, для изготовления замазок, белил, мастики, керамики, красок, лаков, глазури, взрывчатых веществ, зубного порошка, пластмассовых изделий, для тонкой полировки и как пишущий материал. Мел представляет собой ценное сырье для производства стекла, извести, шин, кабелей. Широко используется в химической, лакокрасочной, медицинской и пищевой промышленности и в сельском хозяйстве для известкования почвы.

Мел - хороший поглотитель, сорбент. Он обладает способностью разделять сложные смеси на компоненты (хроматография). С его помощью можно разделить на отдельные компоненты смесь, состоящую из полутора десятков веществ. Таким путем получают редкие металлы в чистом виде и выделяют очень редкие металлы, находящиеся в соединениях в крайне незначительных количествах.

Месторождения. Меловые отложения широко распространены в Среднем Поволжье (окрестности г. Вольска). Большие запасы мела имеются вблизи г. Алексеевка в Белгородской области, на Украине (Киевская, Харьковская и другие области) Крупнейшие в Европе меловые разработки находятся на балтийском острове Рюген (ФРГ).

*Мергель (рухляк)*

Глина, содержащая до 50 % известняка.

Строение плотное, землистое.

Цвет белый, серый, желтоватый, буроватый, красноватый, зеленоватый, черный, пестрый. Легко выветривается и распадается на мелкие угловатые обломки. Если кусочек породы растворить в соляной кислоте и взболтать, дает много мути и образует осадок глинистого вещества. Имеет запах глины.

Отличительные признаки. Для мергеля характерны плотное, землистое строение, глинистый запах. Вскипает при действии разбавленной соляной кислоты, остается грязное пятно после реакции.

Происхождение. Отложение мергеля происходит в морях и, озерах. Образуется в том случае, когда известковый и глинистый осадки отлагаются одновременно.

Применение. Используется мергель в цементной промышленности и как удобрение в сельском хозяйстве.

Месторождения. Отложения мергеля имеются в Оренбуржье, на Черноморском побережье Кавказа, где они простираются в направлении от Новороссийска к Геленджику. Мергель также встречается в Поволжье, Заволжье и в Приуралье.

### ***Кремнистые породы***

#### *Диатомит и трепел*

Состоят из опала. Строение землистое. Цвет белый, сероватый, желтоватый, темный. Мелоподобный или напоминает муку. Не реагирует с разбавленной соляной кислотой. Плотность 0,25— 1,00 г/см<sup>3</sup>.

Отличительные признаки. Для диатомита и трепела характерны землистое строение, белый, сероватый, желтоватый, темный цвет, небольшая плотность. Диатомит и трепел очень напоминают мел. Отличие - диатомит и трепел не реагируют с разбавленной соляной кислотой и легче мела.

Разновидности. *Торная мука* - рыхлая, рассыпчатая. *Полировальный сланец* - плотный, сцементированный, тонкослоистый; иногда слоистость слабо выражена. *Кизельгур, или земля диатомовая* - рыхлый мучнистый, мелоподобный диатомит.

Происхождение. Трепел и диатомит образуются в морских и пресноводных бассейнах и имеют органогенное происхождение. Озерный трепел называют *кизельгуром или инфузорной землей*.

Применение. Диатомит и трепел используются в красочной, химической и керамической промышленности, в производстве динамита, в качестве отбеливающего материала, для тепло- и звукоизоляции. Кроме того, как наполнитель с целью придания плотности канцелярской резинке, сургучу, папье-маше, гипсу, как добавка к цементу, при изготовлении огнеупорных и легких

кирпичей, для получения дымовых завес, жидкого стекла, как добавка к мылу, в производстве спичек, как мягкий шлифующий материал.

Диатомит и трепел используются в качестве фильтрующего вещества в виноделии и при очистке нефтепродуктов и кислот, для изготовления синтетического каучука, в производстве спичек, а также в химической, пищевой, целлюлозно-бумажной промышленности и медицинской практике и как удобрение в сельском хозяйстве.

Месторождения. В Оренбургской, Смоленской и Орловской областях, в Среднем Поволжье (Самарская обл.), в Камышлове (Свердловская обл.), в Мурманской области мощными толщами диатомит залегают на дне ряда озер. Месторождения кизельгура имеются в Ульяновской области (Инзенский район). Диатомиты есть в Молдавии, Армении (Воротанское месторождение диатомита). Одним из крупнейших в Европе является месторождение диатомита на дне озера Миватн (Исландия).

### ***Опока (трепел)***

Микропористые породы, сложенные аморфным кремнеземом (опалом) с примесью глинистого вещества, скелетных частей организмов (диатомей, радиолярий и спикул кремневых губок), минеральных зерен (кварца, полевых шпатов, глауконита). Содержание  $\text{SiO}_2$  достигает 92 – 98 %. Внешне она напоминает мергель. Отличается от мергеля большей твердостью и тем, что не вскипает от соляной кислоты, (опока состоит из водного кремнезема, мергель содержит карбонат кальция). Цвет породы светло-желтый, палевый, зеленоватый, темно-серый или черный.

Опока первоначально называлась кремнистым мергелем и кремнистой глиной. Одни авторы считают опоку продуктом изменения диатомитов, спонголитов, трепелов; другие относят их к морским химическим образованиям. Опоки широко распространены среди меловых и нижнечетвертичных отложений (Поволжье, восточный склон Урала, восточно-европейская часть России и др.) Опоки широко распространены на юге Латвии.

## *Галоидные и сульфатные породы*

*Галит (каменная соль, поваренная соль) - NaCl*

Физические свойства. Блеск стеклянный. Твердость средняя. Бесцветный, белый, сероватый, розовый, красный, бурый, голубой, синий. Нередко наблюдается различная окраска в одном образце. Черта белая. У кристаллического галита наблюдается совершенная спайность в трех направлениях по граням куба. Сплошной зернистый, плотный, листоватый, волокнистый, натечный (сталактиты и другие формы); также друзы, кристаллы и налеты. Сингония кубическая. Кристаллы наростные и вросшие, обычно имеют кубическую форму.

Кристаллическая решетка у галита ионная. В узлах решетки, имеющей кубическую форму, находятся положительные ионы натрия и отрицательные ионы хлора. Этим обусловлено наличие у кристаллического галита совершенной спайности в трех направлениях по граням куба.

Отличительные признаки. Для галита характерны неметаллический блеск, средняя твердость, соленый вкус, совершенная спайность в трех направлениях по граням куба, наблюдаемая у кристаллических разновидностей. Каменная соль похожа на сильвин. Отличается по вкусу (у сильвина горький) и по цвету (у сильвина молочно-белый).

Химические свойства. Вкус соленый. Легко растворяется в воде.

Происхождение. Поверхностное - это большей частью лагунный и озерный химический осадок. Различают месторождения древние и современные. Древние представлены каменной солью и являются химическими осадками древних морских заливов, лагун и озер, образовавшимися в условиях интенсивного испарения (жаркий, сухой климат). Залегают каменная соль в виде пластов, штоков или куполов среди осадочных пород. Пластовые залежи обычно занимают большие площади (десятки и сотни километров) и имеют большую мощность (доходит до 100 м и более).

Современные месторождения галита представляют соляные озера, заливы, лагуны, где процесс осаждения и накопления соли происходит и в настоящее время.

Кроме того, относительно небольшая концентрация соли наблюдается на стенках кратеров вулканов, у выходов соляных источников, в пустынных и степных районах - на поверхности почвы («выцветы»).

Спутники. Сильвин, карналлит, гипс, ангидрит.

Применение. Галит - сырье для получения соляной кислоты и ее солей (каустическая и кальцинированная сода, газообразный хлор, нашатырь и др.). Без соли не обходится почти ни одна отрасль промышленности. Соль применяется при изготовлении более полутора тысяч различных изделий. Соль используется в холодильном деле, как пищевой продукт, для консервирования мяса, соления рыбы; для высаливания мыла и органических красок, для соления кож; в металлургии - для хлорирующего обжига; в керамике - для глазурования глиняных изделий, в медицине. Соль используется в производстве алюминия и хлорной извести.

Галит также служит рудой для получения металлического натрия и хлора, а также всех соединений этих элементов.

Металлический натрий применяется для получения сплавов, как восстановитель в металлургии, в качестве катализатора в производстве органических соединений и в электропромышленности — для изготовления проводов (натриевые «жилы», покрытые медной оболочкой) и разрядных ламп. Натриевые лампы применяются для уличного освещения. Они в два раза ярче, почти в три раза долговечнее ртутных. Натриевые лампы к тому же повышают контрастность предметов.

Натрий служит катализатором при получении синтетического каучука. Перекись натрия регенерирует воздух в кабине космического корабля и в подводной лодке. Облако паров натрия, выпущенных из космических ракет, позволяет определить местоположение ракеты и уточнить траекторию ее полета. Установлено, что  $1 \text{ мм}^3$  каменной соли способен хранить до миллиарда единиц информации. Это открывает возможность использовать крупинцы соли в компьютерах. Натриево-серная аккумуляторная батарея способна запасать в пять раз больше энергии, чем свинцово-кислородная батарея равного веса. Натриевый теплоноситель

используется в ядерных реакторах. Концентрированные растворы являются хорошими антисептиками.

Месторождения. Крупнейшим в мире по запасам поваренной соли является оз. Баскунчак; известностью пользуется и оз. Эльтон (оба находятся в Волгоградской области).

Давно известно Соль-Илецкое месторождение каменной соли (Оренбургская обл.), Усолье - близ Иркутска, в Якутии, а также месторождения Славяно-Артемовское, Прикарпатское (Украина). К пластовым месторождениям с большой площадью распространения относятся Статфуртский соляной бассейн в ФРГ, месторождения солей штатов Канзас и Оклахома в США, Саскачеванский бассейн в Канаде.



Физические свойства. Блеск стеклянный, перламутровый, шелковистый или гипс матовый. Мягкий. Бесцветный, белый, сероватый, желтоватый, розовый, красный, синий. Черта - белая. Спайность у листоватых разновидностей весьма совершенная. Сплошной зернистый, плотный, землистый, листоватый, волокнистый, также отдельные кристаллы, двойники, напоминающие ласточкин хвост, друзы (напоминают по внешнему виду поверхность головного мозга или розу). Сингония моноклинная. Кристаллы вросшие. Листочки гибкие, но не упругие.

Отличительные признаки. Имеет неметаллический блеск, небольшую твердость (гипс мягкий), белую черту, небольшую плотность, не жирен на ощупь. Гипс можно спутать с ангидритом. Отличается по твердости. У ангидрита твердость средняя.

Химические свойства. При нагревании до 107 °С переходит в  $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$ , который при смачивании водой затвердевает («схватывается»). Растворяется в соляной кислоте.

Разновидности. *Селенит* - параллельно-игольчатый. Блеск шелковистый. *Марьино стекло* - толстолистоватый прозрачный гипс. *Алебастр* – мелкозернистый различно окрашенный гипс.

Происхождение. Гипс образуется на поверхности Земли (представляет лагунный и озерный химический осадок) или путем гидратации ангидрита

осадочного происхождения под действием холодных подземных вод (вадозные воды).

Спутники. В осадочных породах: каменная соль, ангидрит, сера, кальцит.

Применение. Гипс применяется в архитектурном и скульптурном деле, в бумажной промышленности, в медицине, в качестве удобрения в сельском хозяйстве, в производстве серной кислоты, цемента, эмалей, глазурей и красок. Прозрачный гипс используется в оптической промышленности. Селенит поделочный камень. Селенит и гипс используются для изготовления декоративной настольной скульптуры малых форм (статуэтки, коробочки, вазочки и другие изделия). Из гипса изготавливают строительные детали: карнизы, плиты, блоки, барельефы. Из гипса и ангидрита получают серу.

Месторождения гипса находятся на западном склоне Урала, в Поволжье, Донбассе (Артемовское), Прикамье, Фергане (Шорсу), близ Муррома на р. Оке, в Тульской, Рязанской, Калужской, Архангельской, Горьковской областях, в Крыму, Карелии и в Татарстане. Месторождения селенита находятся близ Кунгурской ледяной пещеры. В Оренбуржье гипс распространен широко и выходит на поверхность в соляных куполах (Соль-Илецкий, гора Боевая, Алебастровая). Выходы гипса на поверхность установлены в Саракташском и Беляевском районах (Дубиновский рудник, Кзыл-Адырское карстовое поле). Гипсовые розы встречаются в Гайском карьере. Есть месторождения гипса и в других странах.

### ***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.

*Сидерит (железный шпат) - FeCO<sub>3</sub>*

Физические свойства. Блеск стеклянный, или сидерит матовый. Твердость средняя. Цвет желтовато-серый, желтовато-бурый, бурый. Черта белая, иногда буроватая. У кристаллических разновидностей наблюдается совершенная спайность в трех направлениях по граням ромбоэдра. Сплошной зернистый, мраморовидный, плотный, натёчный землистый, шаровидный, радиально-лучистого строения внутри (сферосидериты) также кристаллы в виде ромбоэдров или друзы. Сингония тригональная.

Отличительные признаки. Для сидерита характерны неметаллический блеск, средняя твердость, желтый, бурый цвет, белая черта и вскипание при действии нагретой соляной кислоты. Сидерит похож на крупнозернистый желтоватый или коричневатый мрамор.

Химические свойства. Вскипает при действии нагретой соляной кислоты. Капля соляной кислоты, помещенная на поверхности сидерита, благодаря образованию FeCl<sub>3</sub> желтеет.

Происхождение. Сидерит гидротермального происхождения встречается в виде самостоятельных сидеритовых жил средней глубины и в качестве спутника в рудных жилах или представляет неправильной формы залежи, замещающая известняки и доломиты. Железистые растворы глубинного происхождения, встречая на своем пути известняки и доломиты, реагируют с последними, железо вытесняет кальций, что приводит к образованию сидерита. Образуется сидерит также в результате



действия органических веществ на раствор двууглекислой закиси железа в условиях отсутствия кислорода. Эти процессы наблюдаются в глубоководных участках прибрежной части морских заливов, лагун.

На поверхности Земли сидерит окисляется и переходит в лимонит. Верхние части месторождений сидерита обычно представлены «железной шляпой», состоящей из бурого железняка.

Спутники. Среди осадочных пород: кальцит, доломит, гипс, ангидрит, глина, мергель, каменный уголь, пирит. В рудных жилах: кварц, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, гематит. Продукт химического изменения: лимонит.

Применение. Сидерит — железная руда.

Месторождения. В России имеются месторождения сидерита на Урале (Бакальское). Сферосидериты, находящиеся в осадочных породах, встречаются в Тульской, Калужской, Тамбовской областях. Сидерит также залегает среди бурых железняков Керченского месторождения. Месторождение сидерита имеется в Восточной Сибири (Ангари-Питское), Казахстане (Абаильское), ФРГ (Зигерланд). В Оренбуржье встречаются сидеритовые конкреции. Сферосидериты распространены в Англии.

### ***Фосфатные породы***

Фосфатами называются минералы, являющиеся солями фосфорной кислоты ( $H_3PO_4$ ).

*Apatit -  $Ca_5[PO_4]_3(OH, F, Cl)$*

Физические свойства. Блеск стеклянный, иногда жирноватый. Твердость средняя. Цвет зеленый, голубовато-зеленый, синевато-зеленый, также бурый, голубой, фиолетовый, редко бесцветный, белый, иногда зеленый с серыми пятнами (нефелин). Черта белая. Спайность слабо выражена. Сплошные зернистые массы, вкрапления и шестиугольные призматические или таблитчатые кристаллы, друзы. Сингония гексагональная. Мелкие кристаллы игольчатые. Кристаллы вросшие или наростные. Очень хрупкий.

Отличительные признаки. Для апатита характерны неметаллический блеск, средняя твердость, белая черта, слабо выраженная спайность, зернистое строение,

шестиугольная призматическая форма кристаллов, хрупкость. Апатит от сходных с ним минералов (берилл, аквамарин и др.) отличается меньшей твердостью - не царапает стекло.

Химические свойства. Растворяется в соляной и азотной кислотах. Солянокислый раствор при прибавлении аммиака дает белый студневидный осадок.

Разновидность. *Моросит* - густо синевато-зеленого цвета.

Происхождение. Образуется апатит в результате магматической дифференциации и по происхождению связан со щелочными магматическими породами (нефелиновые сиениты). Крупные кристаллы образуются пневматолитовым путем. Месторождения контактового типа также имеют пневматолитовое происхождение и представляют результат метасоматических воздействий летучих компонентов магмы на контактируемые с ней известняки.

Спутники. В магматических породах: нефелин, ильменит, магнезит. В жилах: кварц, полевой шпат, слюды, касситерит, берилл. В контактах: кальцит, магнезит, флогопит.

Применение. Апатит и фосфорит называют «хлебным» камнем — применяются они для получения удобрений (суперфосфатов). Фосфатные минералы находят применение в литейном деле (придают литью большую текучесть и, таким образом, литье хорошо заполняет формы), в химической (для получения фосфора, фосфорной кислоты и других соединений) и керамической промышленности (для получения «костяного фарфора»). Из отходов производства фосфорных удобрений изготавливают так называемое фосфорное стекло, пропускающее ультрафиолетовые лучи. Получают также сорта стекол, задерживающих инфракрасные тепловые лучи. Применение фосфорного стекла дает возможность принимать солнечные ванны в помещении, наблюдать доменный процесс. Некоторые сорта фосфорного стекла выдерживают нагревание до 800 °С.

Фосфор, фосфорная кислота и соединения фосфора применяются в спичечной, керамической, текстильной, пищевой промышленности, военном деле, медицине. Насчитывается более ста отраслей народного хозяйства, где используются эти

вещества. Прозрачные и пурпурные кристаллы апатита используются в ювелирном деле в Танзании, желтые – в Мексике, а желто-зеленый «кошачий глаз» - в Индии.

Месторождения. Мировые запасы апатитов сосредоточены в месторождениях Хибинских тундр (Кольский п-ов). В Бурятии находятся Ошурковское и Белозиминское месторождения, в Якутии - Селигдарское, Нерянджинское, Улхан-Меленкинское. Апатиты найдены в Кокчетавской, Акмолинской и Кустанайской областях (Казахстан). На Урале (Ильменские горы) апатит сосредоточен в глубинных щелочных магматических породах и пневматолитовых образованиях. Крупные кристаллы апатита контактового происхождения встречаются в Прибайкалье (р. Слюдянка). В Оренбуржье апатит входит в состав фосфоритов.

Из зарубежных можно отметить месторождения Лао-Кай, Мау-Кок (Вьетнам), Китай, Танзания.

*Фосфорит -  $Ca_5[PO_4]_3(F,OH)_2$  с примесью  $CaCO_3$*

Физические свойства. Матовый или блестящий (блеск неметаллический). Твердость средняя или твердый. Цвет темно-серый, черный, желтоватый, коричневый, почти белый. Черта светлого цвета. Спайность отсутствует. Желваки, имеющие угловатую или округлую форму; шарообразный. Внутри у шарообразных разновидностей наблюдается радиально-лучистое строение. Кроме того, образует натёчные, землистые массы и псевдоморфозы по органическим остаткам. Аморфный. При трении одного куска фосфорита о другой издает запах, напоминающий запах жженой кости.

Отличительные признаки. Для фосфорита характерны неметаллический блеск, часто наблюдаемый темно-серый или черный цвет, шарообразные конкреции и то, что при трении одного куска фосфорита о другой издает запах, напоминающий запах жженой кости.

Химические свойства. Реагирует с разбавленной соляной кислотой.

Происхождение. Фосфориты представляют осадочные образования и возникают в результате биохимических процессов, происходящих в мелководной части моря. Кроме того, фосфорит образуется в результате накопления экскрементов морских птиц, живущих на океанических островах и на пустынных

берегах. В этом случае фосфорнокислый кальций, содержащийся в гуано морских птиц, взаимодействуя с известняками, дает фосфорит.

Местонахождение. Встречается среди осадочных пород (пески, песчаники, глины, мергели, известняки).

Спутники. Кварц, пирит, гипс, кальцит.

Месторождения. Самое крупное месторождение находится в горах Каратау (Казахстан). Одним из крупнейших фосфоритоносных бассейнов страны является район верхнего течения р. Илек в Актюбинской области (Чилисайское и другие месторождения). В России на Вятско-Камском водоразделе сосредоточены значительные запасы фосфорита, а также в Московской (Егорьевское), Ленинградской (Дудергоф, Кингисепп), Курской, Брянской и других областях, Красноярском крае (Телекское, Идринское и др.), Рудном Алтае (Чингизтау), Амурской области, Хабаровском крае.

Есть месторождения на Украине (Подольское и Кролевецкое), в Эстонии (Тоолс), в Среднем Приднестровье, Горной Шории (Белкинское), Таджикистане (Ура-Тюбе), Монголии (Хубсугульский бассейн), США (Скалистые горы), Северная Африка (Марокко, Алжир, Тунис), Австралии.

***Углеродные и углеводородные породы (каустобиолиты, 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.

*Каменный уголь (сапронелевый, сапронелит)*

Содержит в среднем С - 82,0 %, Н - 5,0 %, О - 13,0 % и N - в небольшом количестве. В отличие от бурого угля углерода содержит не менее 80 %.

Физические свойства. Матовый. Мягкий или средней твердости. Черта темно-бурая. Спайность отсутствует. Сплошной плотный. Аморфный. Легкий.

Черта темно-бурая. Спайность отсутствует. Сплошной плотный. Аморфный. Легкий.

Цвет темно-коричневый.

Отличительные признаки. Каменный уголь сапропелевый отличается плотным строением, темно-коричневым цветом, темно-бурой чертой и способностью гореть.

Химические свойства. Загорается от спички. При кипячении порошка с КОН не окрашивает жидкость (лишь сообщает ей слабо-желтый цвет).

Разновидности. *Богхед* - образовался за счет водорослей. *Кеннельский уголь* - образовался за счет спор.

*Каменный уголь (гумусовый, гумолит)*

Содержит в среднем С – 82 %, Н - 5,0 %, О - 13,0 %, N - в небольшом количестве. В отличие от бурого угля углерода содержит не менее 80 %.

Физические свойства. Матовый. Твердость средняя. Цвет черный. Черта черная. Пачкает руки. Спайность отсутствует. Сплошной плотный, полосчатый, слоистый. Аморфный.

Отличительные признаки. Каменный уголь гумусовый отличается плотным строением, черным цветом, черной чертой и способностью гореть.

Химические свойства. Воспламеняется от свечи и горит ярким пламенем. При кипячении порошка с КОН не окрашивает жидкость (лишь сообщает ей слабо-желтый цвет).

*Антрацит*

Содержит в среднем С - 95,0 %, Н - 2,5 %, О - 2,5 %, N - в небольшом количестве. Углерода всегда более 90 %.

Физические свойства. Блестящий. Твердость средняя или мягкий. Цвет черный. Черта черная. Рук не пачкает. Спайность отсутствует. Блестящий. Сплошной плотный. Аморфный. Хрупкий.

Отличительные признаки. Антрацит отличается плотным строением, металловидным блеском, черным цветом, черной чертой и способностью гореть.

Химические свойства. От свечи не загорается. Не окрашивает жидкость в присутствии КОН.

Происхождение. Ископаемый уголь образуется в результате физико-химических изменений прибрежно-морских и континентальных растений,

захороненных в земной коре. Угольные бассейны возникли в предгорных (краевых) и внутренних прогибах, а также в синеклизах (впадинах) платформ.

По условиям образования различают *лимнические* и *паралические* угли.

Лимнические угли представляют собой внутриконтинентальные образования – они формируются в болотах и озерах и поэтому залегают среди осадочных пород континентального происхождения. Известняки среди этих образований не встречаются. Морская фауна в отложениях лимнического типа отсутствует. Толщи лимнических углей характеризуются небольшой протяженностью, но относительно большой мощностью. Примером ископаемых углей лимнического происхождения может служить уголь Подмосковского бассейна, возникший в болотах в каменноугольный период.

Ископаемый уголь паралического типа образовался в прибрежной части морей. Поэтому среди пород, вмещающих уголь, встречаются и континентальные и морские отложения - обломочные породы чередуются с известняками, содержащими морскую фауну. Для этих углей характерна большая протяженность, но относительно небольшая мощность. Примером месторождения каменных углей паралического типа является Донецкий угольный бассейн.

Ископаемые угли также делятся на автохтонные, залегающие на месте произрастания растений, принявших участие в углеобразовании, и на аллохтонные, образовавшиеся из растительных остатков, перенесенных речными потоками и отложенных в устьях рек, в морских заливах и озерах. Процессы углеобразования были особенно интенсивными в каменноугольный, пермский, юрский, меловой и палеогеновый периоды истории Земли.

Применение. Ископаемые угли применяются как горючее полезное ископаемое. В результате сухой перегонки углей получают светильный газ, каменноугольные смолы, аммиачные воды и другие продукты; твердым остатком сухой перегонки угля является кокс, используемый в металлургической промышленности при плавке руд.

Каменноугольная смола - сырье для получения анилиновых и ализориновых красителей (употребляемых в текстильной промышленности), нафталина,

пластмассы, карболовой и салициловой кислот и многих медикаментов (стрептоцида, аспирина, сульфидина, сульфазола, новокаина, пирамидона и др.). Кроме того, из каменноугольной смолы вырабатывают сахарин, эссенции, экстракты, духи высокого качества, фотопроявители, взрывчатые вещества (аммонал, толуол, тротил). Твердый остаток перегонки каменноугольной смолы - пек используется для изготовления кровельных материалов - толя, рубероида, как связывающее вещество при брикетировании угольной мелочи; пекотом покрывают водопроводные, газовые трубы и электрические кабели с целью предохранения их от ржавления.

Светильный газ употребляется как топливо, он может служить в качестве горючего для автотранспорта. Из аммиачной воды извлекают сернистый аммоний, используемый как азотное удобрение в сельском хозяйстве и нашатырный спирт, применяемый в медицине.

Месторождения. Запасы ископаемого угля находятся в Сибири и на Урале. Сибирские месторождения содержат половину всех мировых запасов угля. Особенно богата углем Восточная Сибирь. По выявленным запасам ископаемого угля на первом месте в мире стоит Ленский бассейн, на втором месте - Тунгусский бассейн. На третьем месте - Канско-Ачинский бассейн. Запасы угля имеются также в США, ФРГ, Великобритании, Австралии, Индии, Канаде, Франции, Японии и т. д.

### **5.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №5**

Целью лабораторной работы №5 является: закрепление теоретических основ, умения определять текстурные и структурные признаки осадочных горных пород, диагностировать осадочные породы. При выполнении работы предлагаются следующие задания:

**Задание 1:** Термины и понятия: глинистые породы, песчаники, аллотигенные минералы, аутигенные минералы, пласт, слоистость, псефиты, псаммиты, алевролиты, пелиты, валун, галька, гравий, конгломерат, глыба, щебень, дресва, брекчия, кора выветривания, дефляция, коррозия, абразия, седиментация, пористость.

**Задание 2:** Определить свойства осадочных горных пород из учебных коллекций. Результаты занести в таблицу.

Таблица 5.2 – Определитель осадочных горных пород

№ Осадочной горной породы	Название породы	Размер и окатанность обломков (мм)	Тип цементации и состав цемента	Цвет и минеральный состав	Физико-механические свойства	Применение в строительстве

**Задание 3: Выполнить фонд тестовых заданий:**

1. На какие группы делятся осадочные горные породы по способу образования:

обломочные, глинистые, хемогенные, органогенные породы

глинистые, грубообломочные, органогенные, песчаные породы

среднеобломочные, биогенные, глинистые, обломочные

мелкообломочные, песчаные, хемогенные, органогенные

2. К мелкообломочным породам относят:

пески, песчаники, глины, лесс

суглинки, супеси, лесс, алевролиты

бокситы, алевролиты, глины, аргиллиты

каолины, суглинки, пески, граувакки



3. К окатанным обломочным породам относятся:

галька, дресва, гравий

щебень, валуны, глыбы

гравий, галька, валуны

дресва, щебень, гравий

4. Песчаник кварцитовидный это:

песчаник состоящий из кварцевых зерен, прочно сцементированных кварцем, иногда халцедоном или опалом, внешне сходен с кварцитом

песчаник состоящий из состоят из зерен кварца, полевых шпатов, слюды

песчаник темноокрашенный состоящий из обломков различных горных пород

песчаник состоящий из зерен кварца, которого покрытого корочками гетита и гидрогетита, окраска от лиловато-бурой и ржаво-бурой

5. Детритовая структура характерна для пород:

состоящих из растительных организмов

состоящих из скелетных образований животных

состоящих из обломков скелетных образований животных и растительных организмов

состоящих из сохранившихся ненарушенных раковин

6. Полимиктовые пески это:

пески которые более чем на 90% из зерен одного и того же минерала (например кварц)

пески состоящие из обломков различных минералов

пески состоящие из обломков преобладающих двух минералов

пески грубозернистые

7. К угловатым обломочным породам относятся:

галька, дресва, гравий

щебень, валуны, глыбы

глыбы, щебень, дресва

дресва, щебень, гравий

8. Супеси это:

рыхлые светло-желтого или светло-серого цвета отложения, содержащие от 50 % до 70 % алевритопесчанного материала, и от 50 % до 30% пелитовых частиц

сцементированная порода, состоящая в основном из частиц алевритовой размерности, имеет разнообразную окраску, тонкослоистое плитчатое строении

рыхлые отложения светло-серого цвета, состоящие примерно на 70-90 % из алевритопесчанного материала и от 30 % до 10% частиц менее 0,005 мм

отложения светло-желтого цвета, состоящие главным образом из частиц кварца, меньше полевых шпатов, кальцита и глинистых частиц

9. К классу каустобиолитов относят:

железные руды, мел, гипс, известняк

торф, бурый уголь, нефть, каменный уголь

яшма, кремни, мергель, доломит

известковый туф, диатомит, трепел, опока

## 5.4 Контрольные вопросы

1. Назовите типы слоистости осадочных пород.
2. В чем отличие валуна от глыбы.
3. Что такое алевролит и аргиллит.
4. Чем отличаются известняки от доломитов.
5. В каких зонах моря (океана) осаждаются кремнистые осадки, но отсутствуют карбонатные.
6. Назовите способы образования хемогенных пород.
7. Перечислите породы битумного ряда.
8. Назовите месторождения каустобиолитов в Оренбуржье.

## **6 Лабораторная работа №6. Метаморфические горные породы**

### **6.1 Особенности метаморфических горных пород и типы метаморфизма**

Метаморфизм - это ряд преобразований состава и строения, ранее возникших горных пород (осадочных, изверженных, а также ранее возникших метаморфических, а, следовательно, и слагающих их минералов) в глубинных зонах земной коры под воздействием высоких температур, давлений, а также воздействия горячих газов и водных растворов.

Проявление процессов метаморфизма происходит в течение больших промежутков времени, измеряемых миллионами и сотнями миллионов лет, когда даже незначительные по своей интенсивности факторы могут привести к большим изменениям.

Главными факторами для метаморфизма являются повышенные температура и давление. Обычно температура и давление действуют одновременно, но с разной интенсивностью, причем может быть резкое преобладание одного какого-нибудь фактора. Кроме того, давление может быть односторонне направленным и всесторонним - гидростатическим. Повышенная температура увеличивает химическую активность растворов, ускоряет химические реакции взаимодействия их с минералами и перекристаллизацию последних.

Раскаленная магма, внедряясь в породы земной коры и оказывая на них давление, приносит с собой много тепла и ряд веществ в парообразном или жидком состоянии, облегчающим реакции их с вмещающими породами. Наряду с высоко-температурным метаморфизмом наблюдаются случаи преобразования прежних минералов и образование новых при невысоких температурах - гидророметаморфизм.

Температуры образования типичных метаморфических пород принимаются в пределах 300—400 °С и до 1000 °С, редко до 1200 °С. Такое повышение температуры в земной коре может возникнуть как при внедрении в нее магмы и

воздействии горячих растворов, так и в результате погружения при тектонических процессах участков (блоков) земной коры на большие глубины.

При метаморфизме, как правило, не происходит существенного расплавления пород, но изменяются минеральный и химический состав руд и горных пород, их физические свойства, а иногда и сама форма минеральных залежей. Например, из гидроокислов железа образуется магнетит или гематит, из опала - кварц, углистое вещество превращается в графит, известняк перекристаллизовывается в мрамор и происходят другие преобразования минералов и пород, приводя иногда к образованию месторождений полезных ископаемых.

Минералогический состав метаморфических пород очень разнообразен. Одни минералы встречаются как в исходных породах, так и в продуктах их изменения, другие - являются новообразованиями и специфичны для отдельных видов метаморфических пород.

Различают следующие виды метаморфизма: *контактовый и автометаморфизм, региональный и динамометаморфизм* [3].

*Контактовый* отмечается в зонах контакта внедряющихся в земную кору расплавленных магматических масс и вмещающих твердых пород. Здесь происходит воздействие как тепла от магмы на вмещающие породы, так и воздействием на них газов и растворов, выделяемых магмой, которые, с удалением от контакта, будут главной причиной перекристаллизации пород, возникновения новых минералов.

По периферии интрузивного массива возникает ореол измененных пород различной ширины: от нескольких миллиметров и сантиметров (у небольших тел) до сотен метров и единиц километров у больших интрузий. Эти изменения захватывают как внешнюю часть интрузивного массива, так и соприкасающиеся с ним породы кровли (вмещающие породы).

При контактовом метаморфизме часто происходят процессы метасоматоза - замещения одних минералов другими, но без изменения объема. Частным случаем контактово-метасоматического метаморфизма является образование скарнов, чаще всего - на контактах магматических пород (таких, как гранодиориты, кварцевые

диориты) с известняками и доломитами. Скарны состоят главным образом из силикатов кальция, железа, алюминия и других элементов. К скарнам иногда бывают приурочены крупные месторождения полезных ископаемых - железа, вольфрама, свинца и цинка, меди и т. д. (гора Магнитная на Урале).

*Автометаморфизм* это изменения магматических пород, происходящие вслед за их кристаллизацией. Они вызываются газовыми эманациями и гидротермальными растворами, мигрирующими из магматического очага и формирующегося интрузивного тела, в результате чего происходит переработка прежних минералов и образование новых. Миграция летучих компонентов обуславливает грейзенизацию, а горячих растворов - серпентинизацию, каолинизацию и другие явления. Грейзены представляют собой (обычно) массивы гранитов, переработанных пневматолито-гидротермальными процессами. В состав их, кроме кварца и светлой слюды, часто входят топаз, флюорит, турмалин и другие минералы.

При *контактном* метаморфизме (включая контактово-метасоматические и гидротермальными процессы) образуются следующие минералы: графит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, гематит, корунд и его разновидности (рубин, сапфир), магнетит, кварц, касситерит, вольфрамит, шеелит, кальцит, сидерит, апатит, полевые шпаты, пироксены (авгит), амфиболы (роговая обманка), слюды, гранаты, топаз, турмалин, серпентин, асбест, эпидот, оливин, тальк, каолинит.

*Региональный* метаморфизм (глубинный) охватывает огромные пространства. Он проявляется в совместном воздействии на горные породы высоких давлений и температур (в пределах 360-1000 °С), магматических расплавов и постмагматических растворов. Территории развития регионального метаморфизма приурочены к участкам земной коры, прошедшим геосинклинальную стадию развития. Для этого вида метаморфизма характерно образование таких минералов, как кварц, полевые шпаты, слюда, гранаты, турмалин, роговая обманка, эпидот, корунд, апатит, хлорит, магнетит, графит, которые входят в состав образующихся в этих условиях различных метаморфических пород (гнейсы, кристаллические и метаморфические сланцы и т. д.).

При региональном метаморфизме образовавшиеся в экзогенных условиях богатые водой минералы переходят в безводные или бедные водой минералы. В результате регионального метаморфизма образуется ряд рудных минералов, иногда в промышленных количествах, например, железные руды в железистых кварцитах (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия).

*Динамометаморфизм* протекает без участия магмы при низких температурах (до 300—400 °С), но при высоком давлении. При этом виде метаморфизма происходят деформации, как сопровождаемые механическим раздроблением зерен минералов, так и без него. Образуются минералы, обладающие листоватыми, столбчатыми и игольчатыми формами, ориентирующиеся перпендикулярно направлению давления; возникает сланцеватость горных пород. Характерные минералы зоны динамометаморфизма - эпидот, альбит, слюды, хлорит, гранаты, тальк, кварц и другие.

Необходимо иметь в виду, что при метаморфизме, помимо высоких температур и давлений, большую роль играют гидротермальные процессы. В последних принимают участие как ювенильные воды, выделяемые остывающими магмами, так и вадозные воды поверхностного происхождения. Вместе с тем, ряд упоминавшихся выше минералов является типичным именно для метаморфизованных пород: амфиболы, пироксены, эпидот, гранаты, слюды, хлориты, графит, корунд, гематит, серпентин, асбест, тальк, каолинит. Часто содержание тех или иных минералов в метаморфической породе бывает настолько велико, что это отражается в ее названии, например, амфиболовые и пироксеновые гнейсы, биотит-хлоритовые сланцы, кварцево-сланцевые сланцы и другие.

Для всех процессов минералообразования (магматического, пегматитового, пневматолито-гидротермального, метаморфизма) характерно явление парагенезиса – природной ассоциации или совместного нахождения минералов в природе, обусловленное общностью процессов их образования при сходных геологических и физико-химических условиях. Явление парагенезиса отражает последовательность выделения кристаллических фаз сначала из магматического расплава, затем из

пегматитового остатка и пневматолито-гидротермальных эманаций, а также при осаждении минералов из водных растворов.

### **6.1.1 Структура и текстура метаморфических пород**

Среди структур метаморфических пород выделяют 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.

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 м). По относительным размерам зерен кристаллобластовые структуры подразделяются на равномерно-зернистые и неравномерно-зернистые.

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

*Гранобластовая* структура свойственна породам, сложенным более или менее изометричными зернами, 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, называются



*ленидогранобластовой* (биотитовые гнейсы) или *нематогранобластовой* (роговообманковые кристаллические сланцы).

К равномернозернистым структурам относятся *порфиробластовая* *пойкилобластовая*.

*Порфиробластовая* структура характеризуется наличием относительно крупных зерен (порфиробластов) на фоне мелкозернистой основной массы породы.

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

***Катакластические структуры*** возникают под воздействием направленного давления, вызывающего дробление и перетирание пород. Среди катакластических структур различаются: брекчевидная, милонитовая и бластомилонитовая.

*Брекчевидная* 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 параллельную ориентировку.

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

***Реликтовые*** структуры характерны для пород, не претерпевающих 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 текстуры.

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

*Гнейсовая (гнейсовдная)* 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; *плойчатая* – присутствием в породе мелких складок; *однородная* – неориентированным расположением зерен. В случае прочного однородного сложения породы текстура называется *массивной*.

### **6.1.2 Главнейшие метаморфические породы**

Метаморфические горные породы классифицируются по происхождению, по минералогическому составу и по глубине образования (таблица 6.1).

Наиболее распространенными метаморфическими породами являются сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты. Они залегают в форме слоев, линз и слоистых толщ, обычно интенсивно деформированных, смятых в сложные складки.

Таблица 6.1 – Классификация метаморфических горных пород

Название групп пород		Примеры породы
Регионально-метаморфические	Верхней зоны (эпизоны)	Филлиты, хлоритовые, тальковые, зеленые сланцы
	Средней зоны (мезозоны)	Слюдяные сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты
	Нижней зоны (катазоны)	Гнейсы, кварциты, мраморы
	Зоны ультраметаморфизма	мигматиты
Контактово-метаморфические	Собственно контактово-метаморфические	роговики
	Контактово-метасоматические	Скарны, грейзены
Динамометаморфические		Тектонические брекчии, милониты

*Глинистый сланец.* Текстура тонкосланцеватая. Состоит из микроскопически не различимых глинистых минералов, кварца, иногда серицита, хлорита. Структура скрыто кристаллическая. Цвет серый до черного, зеленоватый, желтоватый, бурый, красноватый. Легко раскалывается на плитки с матовой поверхностью. Блеск тусклый, в воде не размокает. Прочность сравнительно невысокая.

*Филлит, кровельный сланец.* Текстура тонкосланцеватая. Состоит из кварца, иногда хлорита, биотита, полевых шпатов, кальцита. Цвет зеленый, серый, красноватый, бурый, черный, фиолетовый. Структура микрозернистая (микрочешуйчатая) полнокристаллическая. Легко раскалывается на плитки со слабым шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Прочность средняя.

*Слюдяной сланец.* Текстура сланцеватая. Состоит преимущественно из слюд (мусковит, биотит), кварца, иногда граната, графита. Цвет белый, бурый, черный. Структура средне- или крупнокристаллическая (чешуйчатая). Легко расщепляется

на тонкие пластинки с шелковистым блеском по плоскостям спайности. Блеск сильный. Прочность средняя.

*Гнейс.* Текстура полосчатая, реже очковая. Состоит из кварца, полевых шпатов, биотита, роговой обманки, иногда пироксена, граната, графита и др. Цвет серый, желтоватый, черный и др. Характерно чередование светло-серых или розовых (кварц, полевые шпаты) и темных полос (биотит, роговая обманка). В очковых включениях наблюдаются крупные кристаллы полевых шпатов среди более мелкозернистой массы. Структура зернисто-кристаллическая (средне- и крупнозернистая). По минеральному составу и свойствам близок к граниту, отличается от него текстурой. Переходные разновидности называются гнейсогранитами или гранитогнейсами. Прочность высокая.

*Роговик.* Текстура плотная массивная беспорядочная. Состоит из кристаллов кварца, биотита, полевых шпатов, граната, иногда роговой обманки, пироксена, магнетита. Цвет белый, буровато-, розовато-, светло-, темно-серый до черного, темно-зеленый. Структура мелкозернистая. Характерна значительная прочность и раковистый излом. Прочность исключительно высокая.

*Грейзен.* Текстура массивная беспорядочная. Состоит из кварца, мусковита, иногда турмалина, топаза, флюорита. Цвет белый, светло-серый, зеленоватый. Структура крупнокристаллическая с зубчатыми неровными очертаниями зерен кварца и чешуек слюды. Прочность высокая.

*Кварцит.* Текстура массивная, редко сланцеватая. Состоит в основном из зерен кварца, сцементированных кремнеземом (смесь опала, кварца и халцедона). Структура мелко- и тонко-зернистая; иногда зерна трудно различимы (сливной кварцит). Цвет белый, серый, желтый, красноватый, малиновый и др. Характерна очень большая прочность. Кварцитовидный песчаник - переходная порода от песчаников к кварцитам (начальная стадия метаморфизации). Ножом не царапается. Оставляет след на стали и стекле.

*Известковистый сланец.* Текстура сланцеватая. Состоит из кальцита, хлорита, кварца или доломита и кварца. Переходная порода от известняка (доломита) к мрамору (начальная стадия метаморфизации).

*Мрамор.* Текстура массивная, полосчатая, реже сланцеватая. Состоит из кальцита, реже доломита, иногда с примесью графита, хлорита и др. Цвет белый, светло-серый, розовый, голубой, желтоватый, черный, пестрый. Структура тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистая. Характерно бурное вскипание при действии 10 %-ной соляной кислоты. Доломитовый мрамор вскипает с соляной кислотой только в порошке или в нагретом виде. Прочность средняя. Легко царапается ножом.

*Кварцево-серицитовый сланец.* Текстура сланцеватая. Светлый слюдяной сланец с преобладанием кварца и серицита – разновидности мусковита.

*Хлоритовый сланец.* Текстура сланцеватая. Состоит из хлорита, часто с примесью кварца, талька, слюд, полевых шпатов, граната. Цвет зеленый различных оттенков. Структура чешуйчато-зернистая или листовая. На ощупь жирный, раскалывается на пластинки. Легко царапается ножом. Видны чешуйки или листочки хлорита. Кварц без увеличения заметен плохо. Окраска различная: розовая, серая, зеленая и др. Скальный грунт.

*Тальковый сланец, талькит.* Текстура сланцеватая, у талькита - массивная. Состоит из талька, кварца, иногда хлорита, слюд. Цвет белый, светло-серый, зеленоватый, желтоватый. Структура чешуйчато-зернистая. Жирный на ощупь, царапается ногтем. При наличии одного талька называется тальковый камень. Талькит содержит 75 - 99 % талька, кварц, рудные минералы. Структура мелкочешуйчатая.

*Мрамор* (от греч. «марморос» - блестящий). Метаморфическая горная порода. Образуется из известняка или доломита в результате контактового или глубинного преобразования. Мономинеральная: кальцит; иногда кварц, полевые шпаты, оливин, пирит. Окраска разнообразная, часто пятнистая с красивым рисунком: белая (без примесей), серая, голубая, розовая, жёлтая (вызвана присутствием окислов и гидроокислов железа), чёрная (из-за графита), зеленоватая (если присутствует хлорит).

Структура полнокристаллическая, равномернозернистая. Поверхность зёрен ровная (спайность совершенная) Текстура массивная, сланцеватость не характерна. Порода имеет плотность 2600-2900 кг/м<sup>3</sup>. Прочность  $R_{сж}$  50-120 МПа, у

мелкозернистого доломитизированного мрамора до 200 и более МПа. Бурно вскипает при взаимодействии с 10%-ной соляной кислотой, стекло не царапает (отличие от кварца, кварцита и яшмы). Слабо растворяется в воде в присутствии углекислого газа, но к выветриванию устойчив. Прекрасно полируется. В городских условиях начинает разрушаться через 20-130 лет, полное разрушение происходит через 100-1200 лет.

Входит в состав Балтийского и Украинского щитов, Сибирской плиты, Красноярского края, Урала, Алтая, Карелии, Армении, Грузии, Узбекистана, Азербайджана, Таджикистана, Киргизии, Дальнего Востока.

Применяется для облицовки внутренних частей зданий, а наиболее погодостойкие разности белого и серого цвета можно использовать для наружной облицовки. Применяется для декоративных и отделочных работ, из мраморного «песка» и «крошки» создают орнаменты и скульптурные изделия, декоративный облицовочный бетон. Отходы от получения штучного камня идут на заполнение мозаик. Минеральный порошок используется в производстве асфальтобетона, в чёрной металлургии при сооружении мартеновских печей. Применяется в стекольной и электротехнической промышленности, в дорожном строительстве, в качестве удобрения и сырья для выжигания извести. Электроизоляционный материал.

*Кварцит* назван по составу: 95-99 % составляет кварц ( $\text{SiO}_2$ ). Порода регионального метаморфизма кварцевых песков и песчаников. Представляет собой скопление зёрен кварца, скреплённых силикатным цементом, иногда содержит слюды, хлорит, железистые соединения. Окраска разнообразная, монотонная: розовая, серая, жёлтая, чёрная. Структура мелкозернистая, скрытокристаллическая. Текстура массивная, плотная, реже сланцеватая. Порода имеет плотность 2800-3000 кг/м<sup>3</sup>. Прочность  $R_{сж}$  100-455 МПа. Излом раковистый, гладкий блестящий, поэтому обладает пониженным сцеплением с вяжущими веществами. Порода крепкая, звонкая. Поверхность зёрен неровная (спайность отсутствует). Твёрдость более 5, оставляет царапину на стекле (отличие от мрамора). Не боится огня, выдерживает температуру 1710-1770 °С. Не реагирует с соляной кислотой (отличие от мрамора),

устойчив против горячих щелочей, кислот, едких газов, «царской водки». Хрупкий, при раскалывании образует острые режущие рёбра. Обрабатывается с трудом, но даёт красивую полированную поверхность. Очень устойчив, разрушение в городских условиях начинается через 220-470 лет, полное разрушение - через 1600-1625 лет.

Не имеет больших площадей распространения. Встречается на западном берегу Онежского озера, на Урале, Кавказе, горных системах Сибири и Средней Азии, Карелии, Кривого рога, Курской магнитной аномалии, Алтая, Украины.

Кварцит – хороший строительный и облицовочный материал. (облицовка зданий, опор мостов). Абразив, щебень, бутовый камень, огнеупор и сырьё для производства динасового кирпича (выдерживает температуру 1550-1650 °С без деформации). Железистые кварциты - высококачественная железная руда.

*Серпентинит (змеевик)* назван так из-за зелёной пятнистой окраски, напоминающей шкуру змеи. Образуется из ультраосновных пород при воздействии на них водных растворов в зоне контакта. Состоит из минерала серпентина с примесью магнетита.

Структура скрытокристаллическая, текстура массивная. Плотность 2500-2700 кг/м<sup>3</sup>. Предел сопротивления сжатию составляет 65-125 МПа.

Серпентиниты встречаются на Урале, Кавказе, Закавказье, Восточной Сибири и др.

Плотные декоративно окрашенные разновидности серпентинита используются в качестве облицовочного и поделочного камня (для изготовления шкатулок, чернильных приборов, столешниц и т. д). Может использоваться в качестве щебня для автодорог и заполнения бетонов.

*Гнейс* (от нем. Gneis. Синоним - гноец, - от слав. «гнилой»).

Метаморфическая горная порода, образовавшаяся в результате процессов регионального, контактового или динамометаморфизма. Выделяют ортогнейсы, сформировавшиеся при перекристаллизации гранитов, и парагнейсы - продукты метаморфизации осадочных пород. По минералогическому составу аналогичен граниту: кварц, полевой шпат, слюды, амфиболы, пироксены и др. Окраска

полосчатая светло-серая, зеленоватая. От гранита отличается строением. Структура гнейса зернисто-кристаллическая. Текстура плотная, полосчатая, ленточная, грубо- или тонкосланцеватые разности (отличие от гранита).

Порода имеет плотность 2400-2800 кг/м<sup>3</sup>. Прочность перпендикулярно сланцеватости  $R_{сж}$  80-180 МПа, параллельно сланцеватости значительно меньше, поэтому порода легко раскалывается по направлениям гнейсоватости. Маломорозостойкий, мало устойчив к выветриванию.

Добывается на Урале, в Восточной Сибири, в Карелии, на Кольском полуострове, в Украине, на Кавказе, в Средней Азии.

Хороший щебень для дорожного строительства, плохой для бетонов. Получают плиты, брусчатку, облицовку, бутовый камень.

*Филлит* (от греч. «филлитис» - листоватый). Глинисто-углистый сланец.

Продукт начальной стадии регионального метаморфизма глин. В минералогическом составе филлита выделяют мелкочешуйчатые слюды, тонкозернистый кварц, полевые шпаты. Окраска породы серая, зеленоватая, красноватая, чёрная. Структура глинистая (зёрна размером около 0,005 мм). Текстура тонкосланцеватая. В воде не размокает, издаёт запах глины. На плоскостях раскола шелковистый блеск, обусловленный присутствием чешуек слюды (отличие от глинистого сланца).

Плотность 2600-2900 кг/м<sup>3</sup>. Особенностью сланцев является анизотропия (неравномерность) свойств по разным направлениям. В среднем  $R_{сж}$  равно 170 кг/см<sup>2</sup> в направлении, параллельном сланцеватости и 260 кг/см<sup>2</sup> перпендикулярно ей.

Филлиты встречаются на Урале, Украине, Средней Азии, Восточной Сибири и других местах.

Иногда используется как кровельный материал.

*Слюдяные сланцы* состоят, главным образом, из зёрен кварца и хлорита, чешуек слюды. В отличие от филлитов зёрна этих минералов более крупные, и видны невооружённым глазом. Это породы более высокой степени метаморфизма. Названия слюдяным сланцам дают по типу слюд (биотитовые, мусковитовые,



биотит-мусковитовые или двуслюдяные) или по вторичным минералам (гранатовые, хлоритовые и т.д. Окраска слюдяных сланцев светло-серая, зеленовато-серая, тёмно-серая. Структура у них кристаллически-зернистая, текстура сланцеватая.

Плотность 2500-2700 кг/м<sup>3</sup>. Слюдяные сланцы прочнее филлитов, особенно в направлении, перпендикулярном сланцеватости  $R_{сж}$  1200-1600 кг·с/см<sup>2</sup> (у водонасыщенных образцов прочность снижается на 30 %). В толще эти породы очень сильно трещиноваты, и поэтому водопроницаемы.

Эти сланцы мало пригодны для применения в строительстве, иногда используются для получения тепло- и электроизоляционных плит.

*Тальковые сланцы* формируются, главным образом, из магматических пород основного состава (габбро, диабазов и т.д.) и состоят из чешуек талька. В этом случае окрашены в белый цвет. Могут содержать в разных количествах хлорит и мелкочешуйчатую слюду, роговую обманку, реже – другие минералы, что отражается на окраске породы.

Структура чешуйчатая, текстура сланцеватая. Жирные на ощупь. Плотность 2700-2750 кг/м<sup>3</sup>.

Тальковые сланцы распространены на Урале, Кавказе, в Восточной Сибири и др.

Тальковые сланцы находят применение в качестве сырья для производства огнеупоров, керамики, а так же в бумажной, резиновой и парфюмерной промышленности. Нагреванием тальк может быть превращён в минерал форстерит.

## **6.2 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №6**

Целью лабораторной работы №6 является: закрепление теоретических основ, умения определять текстурные и структурные признаки метаморфических горных пород, диагностировать метаморфические породы. При выполнении работы предлагаются следующие задания:

**Задание 1:** Термины и понятия: метаморфизм, контактово-термальный метаморфизм, метасоматоз, ультраметаморфизм, динамометаморфизм, региональный метаморфизм, гнейсы, ортогнейсы, парагнейсы, сланцы, метаморфические породы, мигматиты, кристаллобластовая структура, грейзен.

**Задание 2:** Определить свойства метаморфических пород из учебных коллекций. Результаты занести в таблицу.

Таблица 6.2 – Определитель метаморфических пород

№ Мета- морфи- ческой гор- ной поро- ды	Назва- ние породы	Тип метамор- физма	Цвет	Минера- льный состав	Структу- ра	Тексту- ра	Физико- механичес- кие свойства	Примене- ние

**Задание 3:** Подготовить краткие сообщения по следующим вопросам:

1. Породы регионального метаморфизма.
2. Породы ультраметаморфизма.
3. Породы динамометаморфизма.
4. Породы контактово-термального метаморфизма.

### **6.3 Контрольные вопросы**

1. Перечислите энергетические факторы метаморфизма.
2. Назовите зоны метаморфизма, выделяемые по глубине.
3. Какие породы называются мигматитами.
4. В каком агрегатном состоянии находятся исходные породы при метаморфизме.
5. Классификация метаморфических пород.
6. Структуры и текстуры метаморфических пород.

## 7 Лабораторная работа №7. Формы залегания горных пород

### 7.1 Понятие о слое

Слоем называется более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный поверхностями наслоения. Помимо термина «слой» в практике употребляется термин «пласт» [1].

Чаще последний применяется по отношению к полезным ископаемым, например к углю, известняку и т. д. Пласт может заключать в себе несколько слоев.

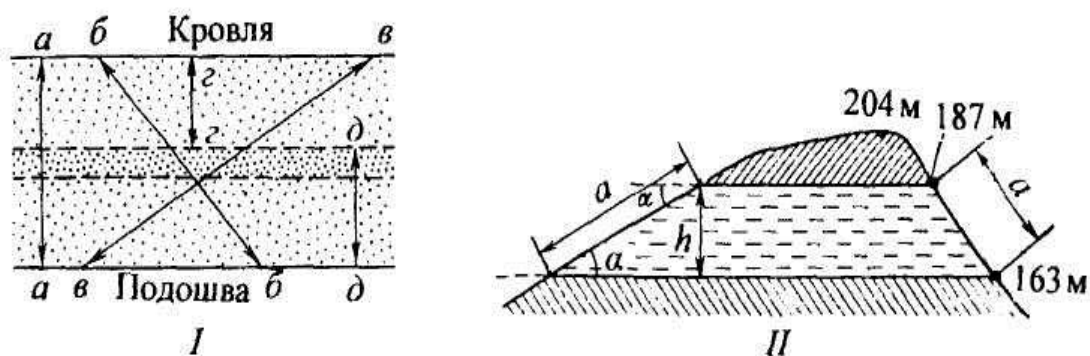
Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей. Когда говорят о слоистых толщах, обычно подразумевают их чередование. Смена одного слоя другим может быть резкой или постепенной. В последнем случае переход слоя к ниже- 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 (рисунок 7.1 (*I, a-a*)) называется кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой.

Расстояние между кровлей и подошвой, отличное от нормального, составляет видимую мощность (рисунок 7.1 (*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 (рисунок 7.1 (*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.



$a-a$  - истинная,  $b-b$ ,  $v-v$  - видимая;  $z-z$ ,  $d-d$  - неполная;  $I$  - различные виды мощности слоя (пласта);  $II$  - определение мощности горизонтально залегающего слоя глин:  $h$  - истинной;  $a$  - видимой;  $\alpha$  - угол наклона рельефа; цифры - абсолютные отметки

Рисунок 7.1 - Мощность слоя и ее определение [1]

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 (рисунок 7.1 (II)). Можно определить также истинную мощность, измерив предварительно видимую мощность:  $a$  — расстояние по склону между кровлей и подошвой и  $\alpha$  — угол наклона рельефа, по формуле  $h = a \sin \alpha$ .

### 7.1.1 Несогласия и перерывы в осадконакоплении

Изучая геологические разрезы, можно видеть, что соотношения ниже- и вышележающих слоев бывают различными. В одних случаях каждый вышележающий слой повторяет залегание слоев, лежащих ниже, и образует с ним разрез, в котором относительный возраст пород плавно изменяется снизу вверх в

соответствии с самыми дробными подразделениями геохронологической шкалы. Такое залегание пород называется *согласным*. В других случаях можно наблюдать различные отклонения от согласного залегания пород. Все эти отклонения называют *несогласиями*.

Выделяется несколько типов несогласного залегания пород в разрезах, и практически все они сопровождаются *перерывами в осадконакоплении*.

Исследуя геологическое строение какого-либо конкретного района, геологи часто сталкиваются с ситуацией, когда из стратиграфического разреза выпадают слои пород того или иного возрастного интервала. Этот факт свидетельствует о том, что на данной территории в эти промежутки времени осадки не накапливались, т.е. был перерыв в осадконакоплении. Анализ геологического материала показывает, что перерывы бывают как кратковременными, так и весьма длительными, захватывающими целые геологические эпохи и периоды.

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  $30^\circ$ , говорят о слабом угловом несогласии; в других случаях угловое несогласие называется резким (рисунок 7.2 ( $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ )). 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.



$\alpha_1 - \alpha_2$  - углы несогласия, слои  $K_1 - K_2$  - нижний и верхний мел,  $J_1$  и  $J_2$  - нижняя и средняя юра

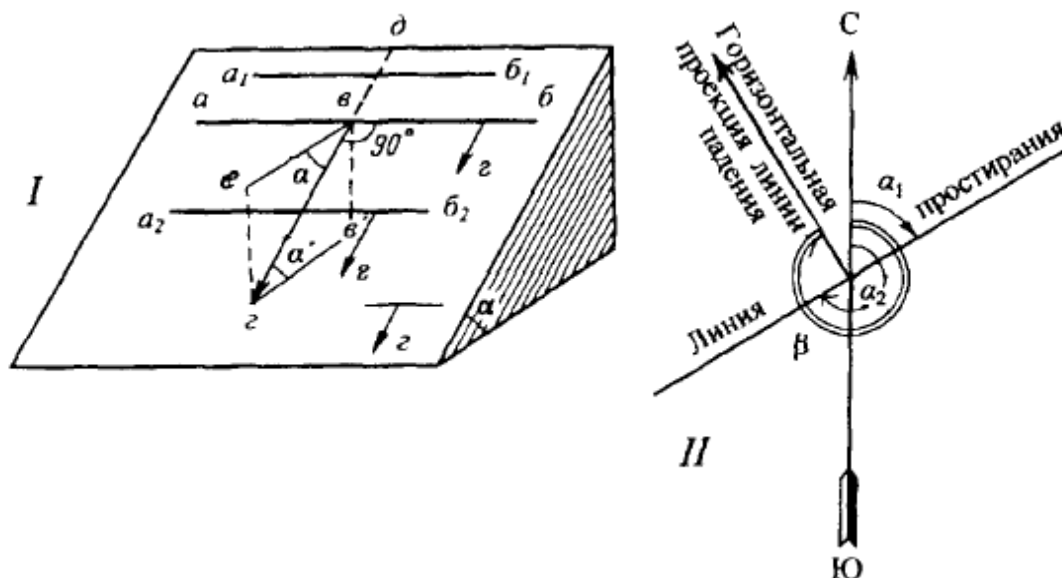
Рисунок 7.2 - Угловое несогласие, изменение величины угла несогласия в разных частях складки [1]

### 7.1.2 Элементы залегания пласта

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, угол падения и отметка относительно уровня Мирового океана.

*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 (рисунок 7.3 ( $I$ , линии  $ab$ ,  $a_1 b_1$   $a_2 b_2$ )).



*I* – элементы залегания слоя; *II* – соотношение в плане

Рисунок 7.3 – Элементы залегания слоя [1]

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° (рисунок 7.3 (*II*,  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ )).

*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* (рисунок 7.3 (*I*, линия  $e_2$ )) — 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 простирания и падения, но все линии простирания будут параллельны между собой; параллельны между собой и все линии падения.

Другая линия, лежащая в плоскости наложения и перпендикулярная к линии простирания, но направленная вверх, в сторону, обратную линии падения, называется *линией восстания слоя* (рисунок 7.3 (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 (рисунок 7.3 (II, угол  $\beta$ )). 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.

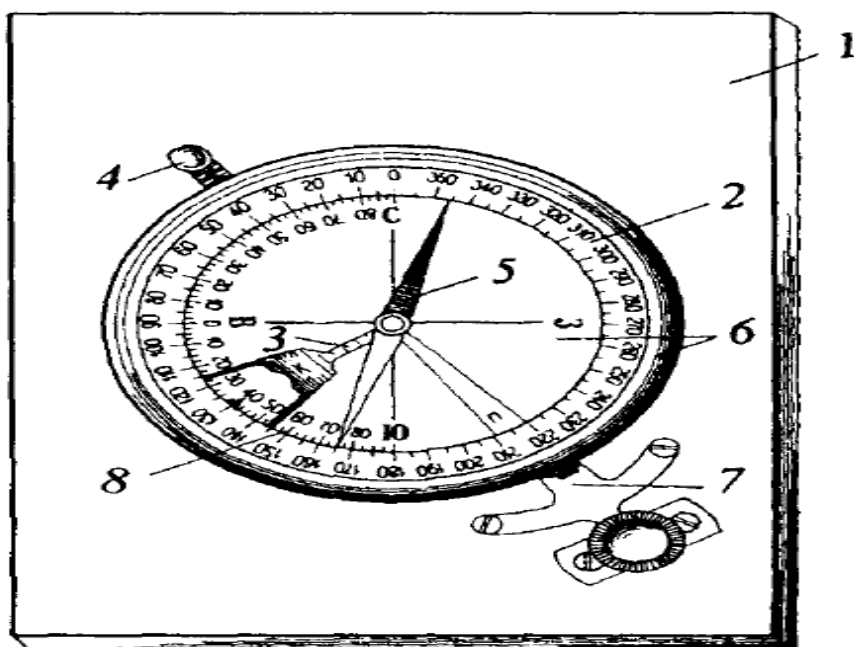
Так как линии простирания и падения взаимно перпендикулярны, то азимуты их отличаются на 90°. Следовательно, определив азимут падения, можно вычислить азимут простирания, вычитая или прибавляя 90 к значению азимута падения. Обратную операцию — получить азимут падения, зная азимут простирания, — проделать 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 (рисунок 7.3 (I, углы  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ )). 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°.

## 7.2 Горный компас и замеры элементов залегания слоя

При геологической съемке элементы залегания слоя измеряются горным компасом (рисунок 7.4). 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  $360^\circ$  (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*.



1 — пластинка; 2 — лимб; 3 — клинометр; 4 — винт, закрепляющий клинометр; 5 — стрелка; 6 — стекло, укрепленное кольцевой пружиной; 7 — арретир; 8 — полулимб

Рисунок 7.4 – Горный компас

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, нее 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.

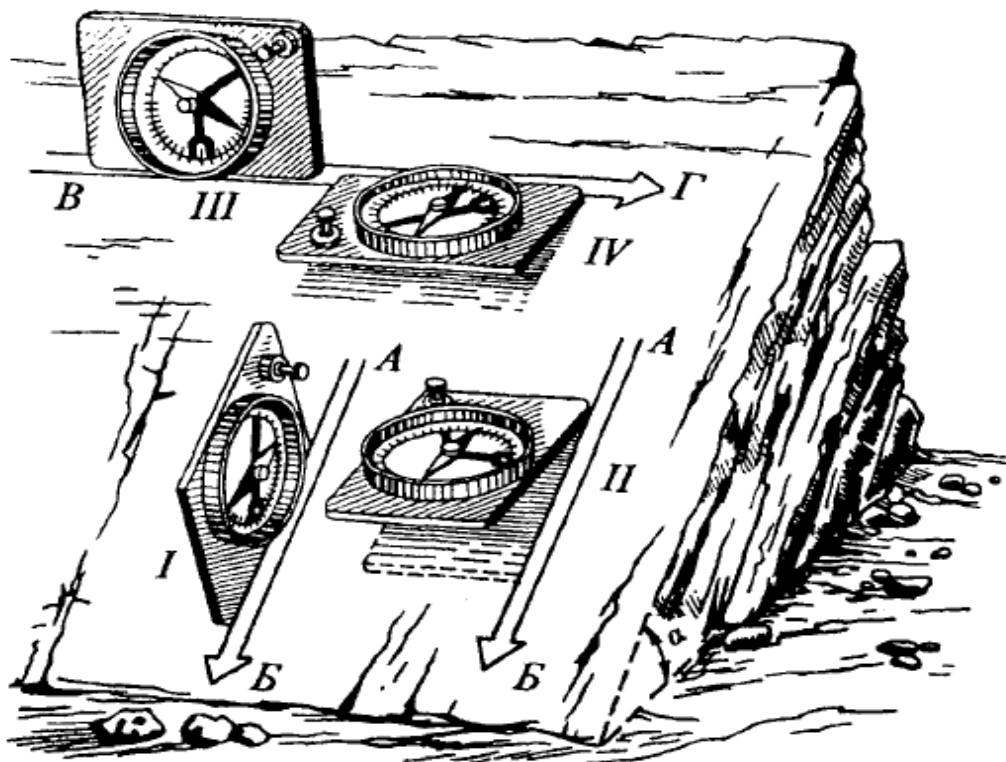
Шкала полулимба градуируется на пластинке компаса и представляет собой половину окружности, на которой нанесены деления от 0° в обе стороны до 90°, то есть соответственно возможному изменению углов падения слоя.

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 (рисунки 7.4; 7.5). Коробка лимба покрывается стеклом, укрепленным кольцевой пружиной (6).

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.



*I* — определение угла падения; *II* — определение азимута падения; *III* — нахождение линии простирания; *IV* — определение азимута простирания

Рисунок 7.5 – Замеры элементов залегания пород горным компасом

Из этого примера следует основное правило пользования горным компасом: при производстве замера азимута направляют компас северной стороной на визируемый предмет, совмещая длинную сторону пластинки 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  $0^\circ$  до  $90^\circ$  в обе стороны;
- основание горного компаса имеет прямоугольную форму, длинная сторона параллельна воображаемой линии, соединяющей на лимбе С - Ю ( $0^\circ - 180^\circ$ ).

### 7.2.1 Работа с компасом

Работать с горным компасом очень просто, если усвоить некоторые элементарные правила и неукоснительно следовать им.

1. Следует четко представлять, что называют азимутами и как их измеряют. Поскольку азимут — это горизонтальный угол, т.е. угол, измеряемый в горизонтальной плоскости, **при замере любых азимутов компас всегда надо держать строго горизонтально, так, чтобы его магнитная стрелка могла свободно вращаться вокруг оси.** Азимут можно «взять» на любой объект, видимый на земной поверхности.

На рисунке 7.6 показано, как это делается практически. Северный (обычно синий) конец магнитной стрелки, при возможности ее свободного вращения, всегда ориентирован на север. Поворачивая прямоугольное основание компаса в горизонтальной плоскости, мы можем совместить северный конец стрелки со значением 0 на лимбе. В этом случае ось Ю—С компаса и длинные стороны его прямоугольного основания совпадут с меридианом, а буква С оси Ю—С покажет направление на север. При таком положении компаса азимут равен 0. Теперь, находясь в точке А, нам следует взять азимут на изображенный на рисунке дом. Направление из точки А на дом показано штриховой линией со стрелкой. Держа компас строго горизонтально, мы ориентируем длинные стороны его прямоугольного основания по направлению на дом (т.е. параллельно штриховой

линии рисунка) таким образом, чтобы буква С оси Ю—С компаса была ближе к дому.

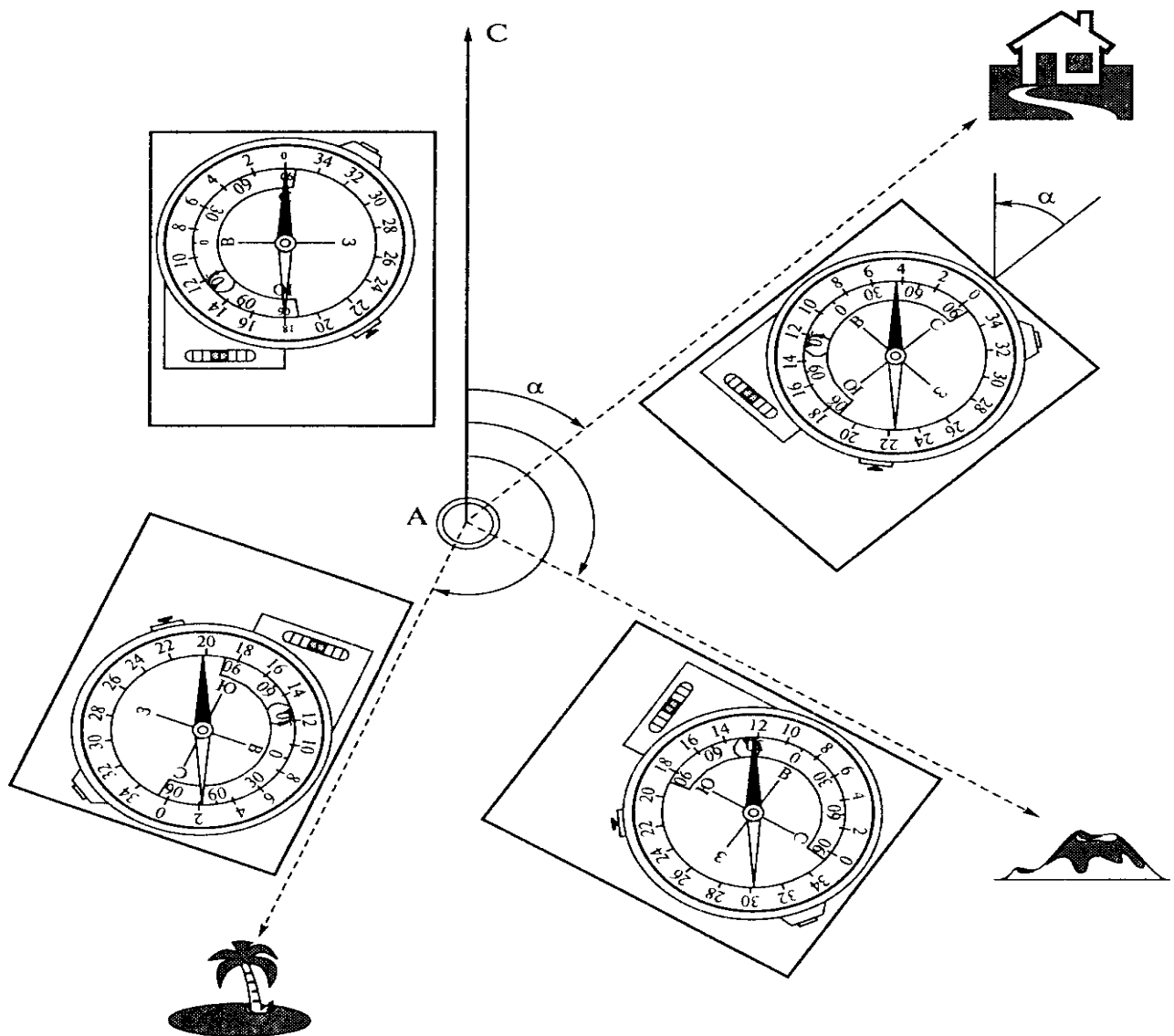


Рисунок 7.6 - Схема, поясняющая замер азимутов горным компасом [2]

В этом случае ось Ю—С компаса (или, что то же самое, длинные стороны его основания) поворачивается по ходу часовой стрелки на некоторый угол  $\alpha$ , но при этом магнитная стрелка компаса, оставаясь в прежнем положении, как бы отклоняется от ориентировки вышеупомянутой оси против часовой стрелки на тот же угол  $\alpha$ . Численное значение угла  $\alpha$ , являющегося азимутом на дом, мы можем сразу же определить по показанию северного конца магнитной стрелки, если

отградуируем лимб компаса от 0 до 360° против часовой стрелки. Именно с этой целью на лимбе горного компаса поменяли местами В и З. Северный конец магнитной стрелки показывает значение 45°, следовательно, азимут на дом равен 45°. Теперь, держа компас строго горизонтально и ориентируя его соответствующим образом, можно взять азимуты на другие объекты, изображенные на рисунке. Так, азимут на кратер вулкана равен 120°, а на пальму — 200°. Все замеры азимутов произведены из одной и той же точки А.

Линия простирания и линия падения любой наклонной плоскости — это такие же направления, как направления на дом, кратер вулкана или пальму в приведенном выше примере. Следовательно, их азимуты измеряются точно так же. На рисунке 7.8 изображены наклонно залегающие слои горных пород и показано положение компаса при замере их азимутов.

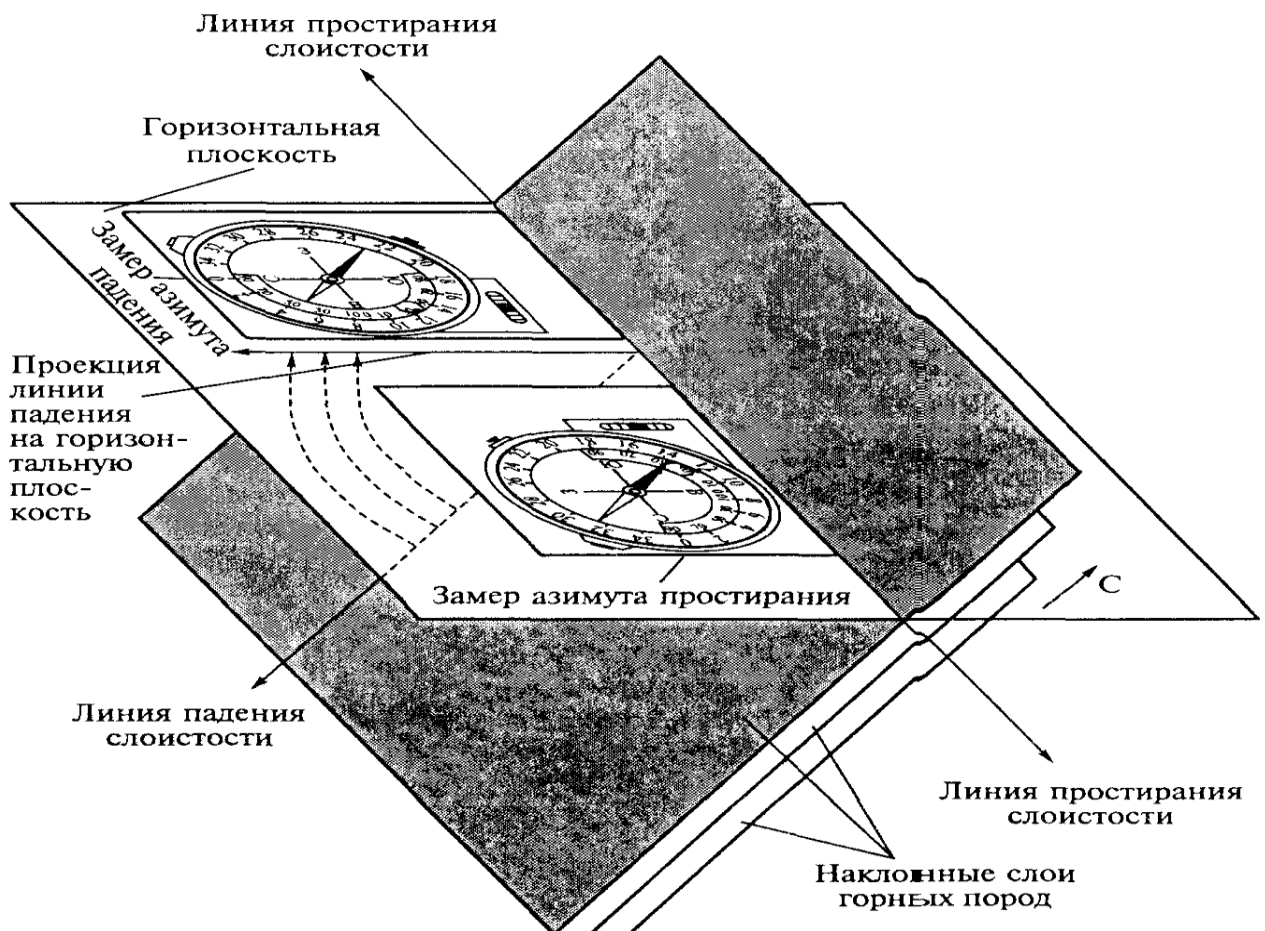


Рисунок 7.7 – Замер азимутов залегания слоистости горным компасом

Слои рассечены воображаемой горизонтальной плоскостью. Линия пересечения этой плоскости с плоскостью слоя, на которой производятся замеры, является линией простирания. Линия простирания имеет два равноценных направления. Линия падения слоя проектируется на горизонтальную плоскость. У этой линии направление всего лишь одно: по направлению уклона слоя.

При замере азимутов компас в горизонтальной плоскости ориентируется значением 0 на лимбе (осью Ю—С) по направлению, азимут которого надо взять. В этом случае отсчет значения азимута берется по северному концу магнитной стрелки. Азимут простирания слоя можно измерять по любому из направлений линии простирания. Значения будут отличаться на  $180^\circ$ .

В приведенном примере значение измеряемого азимута простирания равно  $135^\circ$ , а значение по противоположному направлению —  $135^\circ + 180^\circ = 315^\circ$ . На это значение угла указывает южный конец магнитной стрелки. Азимут падения наклонного слоя всего лишь один. Его значение отличается от значений азимутов простирания на  $90^\circ$ . Азимут падения плоскости слоя по показанию компаса равен  $225^\circ$  (показание у северного конца магнитной стрелки). Это показание легко проверить по измеренным значениям азимутов простирания:  $135^\circ + 90^\circ = 225^\circ$ ;  $315^\circ - 90^\circ = 225^\circ$ .

Замеряя азимуты наклонного слоя, мы рассекли его воображаемой горизонтальной плоскостью. Эту плоскость из воображаемой можно сделать реальной, подставив, например, к наклонному слою соответствующим образом плоскость полевого дневника. Обычно же геологи таким приемом не пользуются. Для того чтобы сориентировать прислоненный к плоскости слоя компас строго горизонтально, на нем существует уровень. При горизонтальном положении основания компаса пузырек воздуха на уровне располагается посередине.

2. Помимо азимутов, измеряется также угол падения слоя или любой другой наклонной плоскости. На рисунке 7.8 изображено в вертикальном разрезе наклонное положение слоистой толщи. Разрез сделан перпендикулярно линии простирания слоистости (в крест простирания). Выше уже говорилось, что для замера вертикальных углов в горном компасе предусмотрено специальное



устройство — клинометр (отвес). На приведенном рисунке с компаса сознательно удалены все элементы, которые не используются при замере вертикальных углов, и оставлен лишь клинометр со шкалой. **При замере вертикальных углов магнитная стрелка компаса должна быть обязательно зажата с помощью специального винта (фиксатора).**

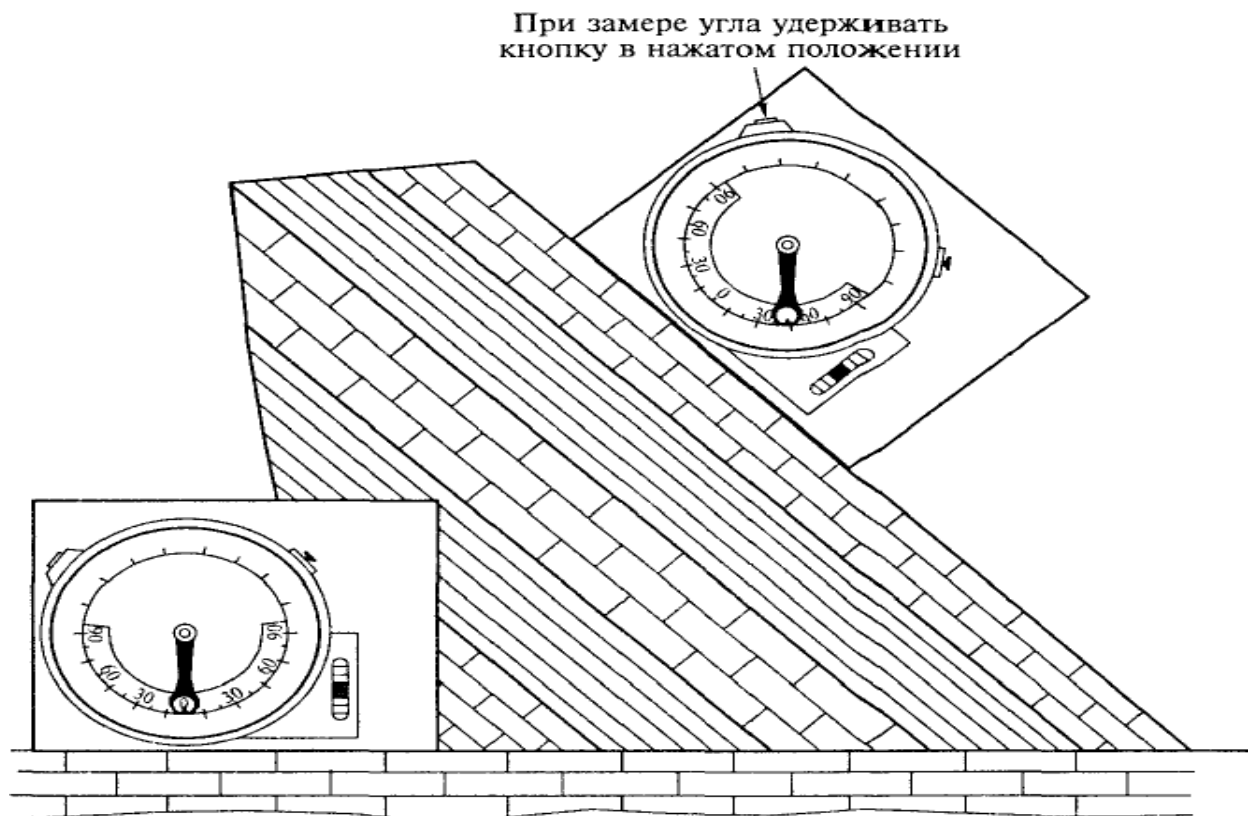


Рисунок 7.8 – Замер угла падения горным компасом [2]

Замеряя угол, компас ставят вертикально ребром длинной стороны основания, вблизи которой расположена шкала клинометра, на линию падения слоя. Отпустив фиксатор клинометра, отыскивают такое положение компаса, при котором отвес дает наибольшее значение угла. Это значение и будет углом падения слоя. На приведенном рисунке видно, что при горизонтальном залегании слоев отвес клинометра показывает значение 0.

Произведенные замеры элементов залегания специальным образом записывают в полевой дневник, привязав при этом точку замеров на местности к

карте. При записи простираний и падений кроме азимута (в градусах) записывается также и четверть (румб), которой принадлежит значение горизонтального угла, в буквенном выражении (СВ, ЮВ, СЗ, ЮЗ).

Полная запись замеров элементов залегания выглядит следующим образом (рисунок 7.8): Пр ЮВ 135, Пд ЮЗ 225 < 60. Обозначение градусов в записи не ставится, чтобы не спутать градус с нулем. Запись залегания плоскостных элементов часто дается в сокращенном виде: фиксируется лишь азимут падения и угол падения: Пд ЮЗ 225 < 60. Этих элементов достаточно для того, чтобы сориентировать плоскость в пространстве. Полученные замеры наносят на карту с помощью специального значка в виде длинной черточки, соответствующей положению простирания, и перпендикуляра к ней, отходящего от середины в виде более короткой черточки, указывающей направление падения. Угол падения обозначается цифрой у конца короткой черточки.

### 7.2.2 Нанесение элементов залегания слоя на карту

На рисунке 7.9 показано изображение элементов залегания слоя на геологической карте при различных условиях залегания слоев: горизонтальном (*а*), наклонном нормальном (*б*), опрокинута (*в*) и вертикальном (*г*).



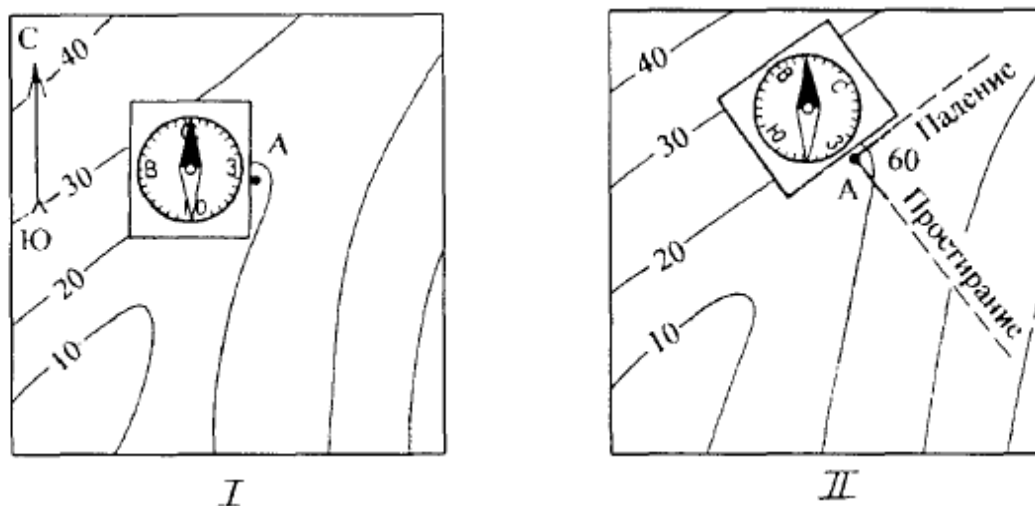
Залегание слоев: *а* – горизонтальное; *б* - нормальное; *в* - опрокинута; *г* - вертикальное

Рисунок 7.9 – Условные знаки для изображения на геологической карте 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 транспорта, 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 (рисунок 7.10 (I)); затем, оставляя карту неподвижной, вращают компас его длинной стороной около точки выхода слоя (точка A) так, чтобы северный конец стрелки показывал замеренный азимут падения, например СВ 50 (рисунок 7.10(II)).



I — ориентировка карты; II — нанесение линии падения и простирания (с поправкой на склонение)

Рисунок 7.10 - Нанесение элементов залегания слоев на карту при помощи горного компаса

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 (рисунок 7.10 (II), азимут падения СВ 50 < 60). При нанесении элементов залегания на карту при помощи компаса, а не транспорта, 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 па магнитное склонение.

### **7.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №7**

Целью лабораторной работы №7 является: закрепление теоретических основ, получение навыков работы с горным компасом, умение определять элементы залегания пласта. При выполнении работы предлагаются следующие задания:

**Задание 1:** Термины и понятия: слой, пласт, кровля, истинная мощность слоя, подошва слоя, азимут падения, угол падения, складка, азимут простирания, осевая поверхность, ядро складки, крылья складки, веерообразная складка, флексура, синклиналь, антиклиналь.

#### **Задание 2:**

Самостоятельно определить элементы залегания пласта на примере наклонно расположенного по заданию преподавателя планшета.

### **7.4 Контрольные вопросы**

1. Что такое горизонтальное залегание пород.
2. Где и в каких условиях формируются горизонтально залегающие породы.
3. Как определяется мощность горизонтально залегающих слоев.
4. Охарактеризовать понятия - простирание, падение, угол падения и как они определяются в поле и на карте.
5. Что такое видимая и истинная мощность пласта.
6. Устройство горного компаса.

## 8 Лабораторная работа №8. Геологические карты и разрезы

### 8.1 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, эоловыми, 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 мелкомасштабные 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.

### **8.1.1 Методы определения возраста горных пород. 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.

*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 слагается 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 и отличающимся литологическим составом, 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 методы «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. В основе изотопно-геохронологических методов определения абсолютного возраста горных пород лежит закон радиоактивного распада.

Первая геохронологическая и соответствующая ей стратиграфическая шкалы были приняты в 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе в Болонье. Вся история Земли и земной коры 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.

Третье издание Стратиграфического кодекса России основано на тех же принципах, на которых были построены отечественные Стратиграфические кодексы 1977 и 1992 гг. с учетом тех изменений в требованиях, которые были обусловлены геологической практикой последнего десятилетия. Кодекс дополнен современной Шкалой геологического времени для докембрии, фанерозоя и отдельно для четвертичной системы; морфолито- и биостратиграфическими подразделениями; уточнены некоторые формулировки и определения (приложение А).

Стратиграфический кодекс утвержден Межведомственным стратиграфическим комитетом и выполнение его требований обязательно при проведении геологических работ всеми ведомствами на территории Российской Федерации.

<i>Геохронологические</i>	<i>Стратиграфические</i>
1. Акрон	1. Акротема
2. Эон	2. Эонотема
3. Эра	3. Группа
4. Период	4. Система
5. Эпоха	5. Отдел
6. Век	6. Ярус
7. Фаза	7. Раздел
8. Пора	8. Звено
9. Термохропокриохрон	9. Ступень

Самым крупным стратиграфическим подразделением является акротема (акрон). Выделяются две акротемы (акрона): архей (от греч. «архео» — древний) и протерозой (от греч. «протерос» — первый). *Архей* — AR, розовый, делится на две эонотемы (зона) — нижний (ранний) архей AR<sub>1</sub>, и верхний (поздний) архей — AR<sub>2</sub>. *Протерозой* — PR, желто-розовый, также делится на две эонотемы (зона): нижний (ранний) протерозой (карелий) — PR<sub>1</sub>, и верхний (поздний) протерозой — PR<sub>2</sub>. В

нижнем (раннем) протерозое выделяются две эратемы (эры): нижняя часть, нижний (ранний) карелий —  $PR^1_1$ , и верхняя часть, верхний (поздний) карелий —  $PR^2_2$ . В верхнем (позднем) протерозое большая нижняя часть относится к *риффею* — R, который делится на три эратемы (эры): нижний (ранний) рифей —  $R_1$ ; средний (средний) рифей —  $R_2$  и верхний (поздний) рифей —  $R_3$ . В самой верхней части верхнего (позднего) протерозоя выделяется *вендская* система (период) — V, которая подразделяется на два отдела (эпохи): нижний (раннюю) —  $V_1$ , и верхний (позднюю) —  $V_2$ . Весь огромный отрезок геологического времени (более 3,5 млрд лет) и комплексы пород, сформировавшиеся в архее и протерозое, часто объединяют под общим названием *докембрий* — PЄ (таблица 8.1).

Таблица 8.1 – Шкала докембрия

Акротема (акрон)	Эонотема (эон)		Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	
	Фанерозой		Палеозой	Кембрий		
П Р О Т Е Р О З О Й  PR	Верхний (поздний) протерозой $PR_2$ (1080)		535	Вендская (вендский) V (65)	Верхний (поздняя) $V_2$ (25)	
					Нижний (ранняя) $V_1$ (40)	
	1650 + 50		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)		
	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		Верхний (поздний) архей $AR_2$ (650)			
АРХЕЙ AR		3150 + 50				
		Нижний (ранний) архей $AR_1$ (> 400)				

*Фанерозойская* эонотема (эон) (от греч. «фанерос» — явный) объединяет три эратемы (эры): палеозойскую — PZ, мезозойскую — MZ и кайнозойскую — KZ.

*Палеозойская* эратема (эра) (от греч. «палайос» — древний) делится на шесть систем (периодов): кембрийскую (сокращенно кембрий) — € , сине-зеленный; ордовикскую (ордовик) — O , оливковый; силурийскую (силур) — S , серо-зеленый; девонскую (девон) — D , коричневый; каменноугольную (карбон) — C , серый; пермскую (пермь) — P , оранжево-коричневый. *Мезозойская* эратема (эра) (от греч. «мезос» — средний) подразделяется на три системы (периода): триасовую (триас) — T , лиловый; юрскую (юра) — J , голубой; меловую (мел) — K , зеленый. *Кайнозойская* эратема (эра) (от греч. «кайнос» — новый) также делится на три системы (периода): палеогеновую (палеоген) — P , оранжево-желтый; неогеновую (неоген) — N , желтый; четвертичную (антропоге-новую) — 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 —  $C_2$ , верхний карбон —  $C_3$ , нижний силур —  $S_1$ , верхний силур —  $S_2$ , миоцен —  $N_1$ , плиоцен —  $N_2$ ).

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: франский ярус верхнего девона —  $D_3fr$ , фаменский ярус верхнего девона —  $D_3fm$ .

Четвертичная (антропогеновая) система (период) (таблица 8.2) 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 —  $Q_I$  среднее —  $Q_{II}$ , верхнее —  $Q_{III}$ ; в голоцене — одно звено (современное) —  $Q_{IV}$ .

Таблица 8.2 – 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 $Q_{II}$
	0,8	Эоплейстоценовый $Q_E$	Нижнее $Q_I$
	1,8		Верхнее $Q_{EII}$
			Нижнее $Q_{E1}$

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.

### **8.1.2 Условные обозначения на геологических картах**

Оформление геологических карт и другой геологической графики выполняется в соответствии с инструкциями для карт масштаба 1:200000 (1995 г.) и 1:50000; 1:25000 (1986 г.). При этом существуют некоторые различия в правилах оформления геологической графики разного масштаба. Ниже приводятся правила оформления геологических карт масштаба 1:200000.

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 (таблица 8.1, 8.2, 8.3), 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 таблице 8.3.

Таблица 8.3 - 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 — С<sub>1</sub>. 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: франкий ярус верхнего девона —  $D_{3f}$ , 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 —  $K_1a_3$ . 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:  $S_1v_{kz}$  — 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,  $S+P$ ), когда же объединяются части систем, применяется знак тире (например,  $S-P$ ); 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  $S_1t_1$  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	$\gamma$ (гамма малая)
Диориты	$\delta$ (дельта малая)
Сиениты	$\zeta$ (кси малая)

Габбро	$\nu$ (ню малая)
Пироксениты, перидотиты, дуниты	$\sigma$ (сигма малая)
Нефелиновые сиениты	$\epsilon$ (эпсилон-кси)

Промежуточный состав магматических пород индексируется двумя буквами, обозначающими группы пород (например, гранодиорит —  $\gamma\delta$ ). Щелочной характер магматических пород отмечается добавлением слева к основному индексу буквы  $\epsilon$  (эпсилон), например  $\epsilon\gamma$  — щелочной гранит.

#### Эффузивные породы

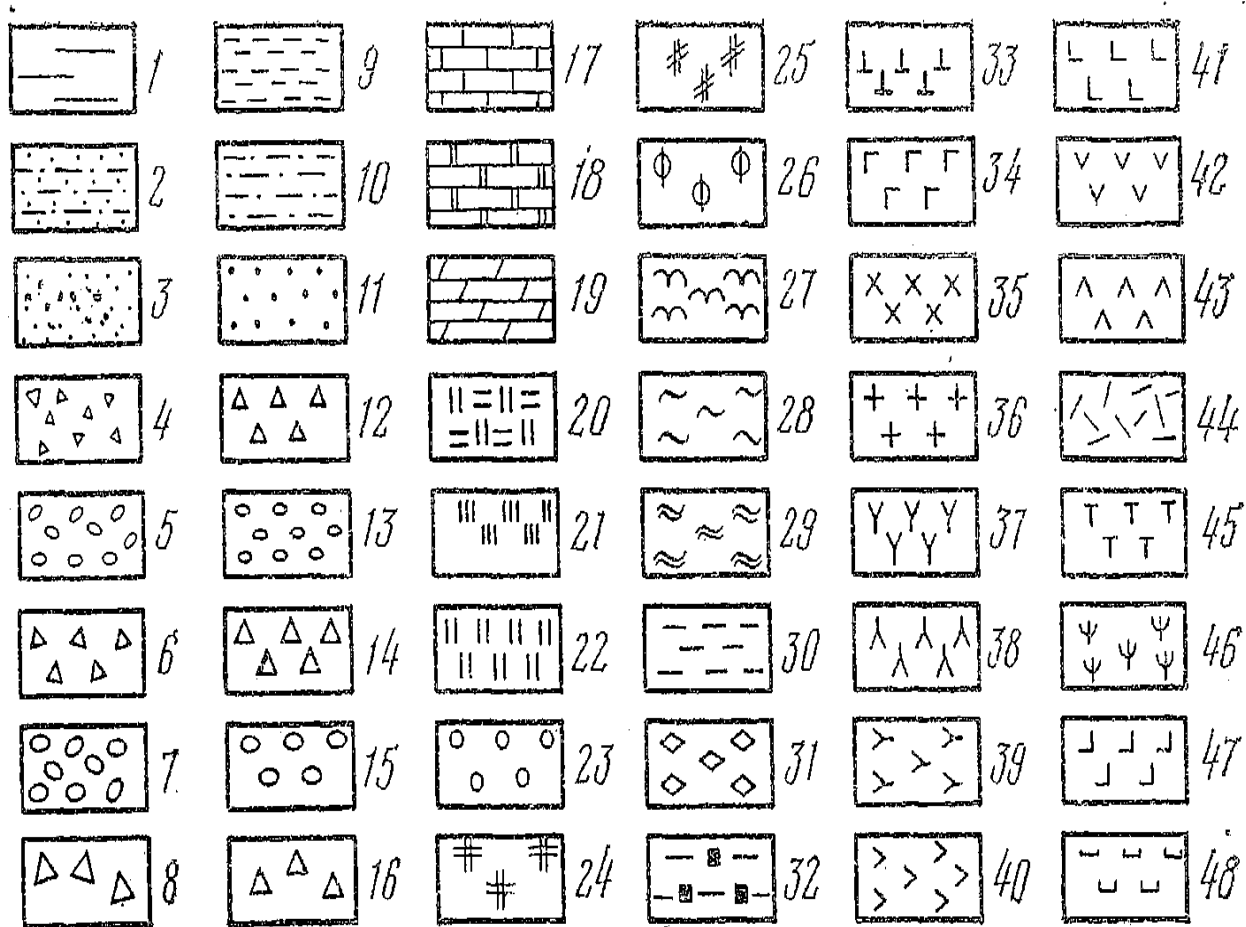
Риолиты (липариты)	$\lambda$ (лямбда малая)
Трахиты	$\tau$ (тау малая)
Андезиты	$\alpha$ (альфа малая)
Базальты	$\beta$ (бета малая)

Для указания возраста магматических пород рядом с индексом породы ставится индекс, указывающий возраст: например,  $\gamma C_3$  — поздне-каменноугольные граниты. Таким же образом индексируются и вулканические породы на картах масштаба 1:200000, пример:  $\beta D_2$  — среднедевонские базальты.

Состав горных пород может быть отражен штриховыми условными знаками. Наиболее употребительные штриховые знаки приведены на рисунке 8.1.

Геологические границы на картах изображаются различными знаками (рисунок 8.2). Установленные геологические границы даются сплошными тонкими черными линиями, предполагаемые — пунктиром (прерывистыми линиями), границы между различными по составу, но одновозрастными породами — точечными (пунктирными) линиями.





*Осадочные породы* (1-26): 1- глины, 2 – алевриты, 3 – пески, 4 – дресва, 5- гравий, 6 – обломки, щебень, 7 – валунники, галечники, 8 – глыбы, 9 - аргиллиты, 10 – алевролиты, 11 – песчаники, 12 – дресвяники, 13 – гравелиты, 14 – брекчии, 15 – конгломераты, 16 – глыбовые брекчии; *карбонатные породы* (17 – 19): 17 – известняки, 18 – доломиты, 19 – мергели; *кремнистые породы* (20-22): 20 – трепелы, 21 – опоки, спонголиты, 22 – радиоляриты, яшмы; *осадочные руды* (23-26): 23 – бокситы, 24 – железистые, 25 – марганцовистые, 26 – фосфористые.

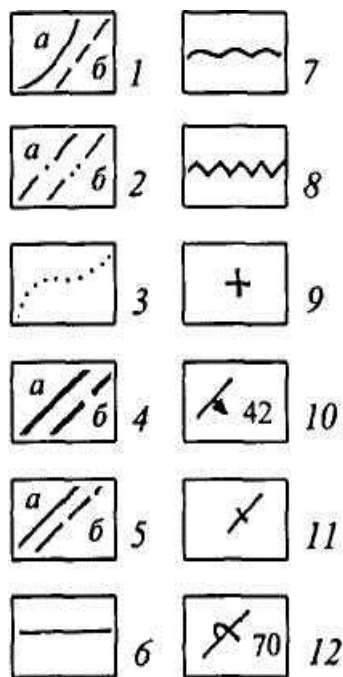
*Породы регионального метаморфизма* (27-32): 27 – микро - кристаллические сланцы, 28 – кристаллические сланцы, 29 – амфиболиты, 30 – гнейсы, 31 – эклогиты, 32 – кварциты.

*Интрузивные породы* (33-40): 33 – дуниты, перидотиты, пироксениты, 34 – габбро, 35 – диориты, 36 – граниты, 37 – сиениты, 38 – нефелиновые сиениты, 39 – йолит-уртиты, 40 – анортозиты.

*Эффузивные породы* (41-48): 41 – базальты, 42 – андезиты, 43 – дациты, 44 – липариты, 45 – трахиты, 46 – фонолиты, 47 – щелочно-ультра-основного и щелочно-базальтоидного состава, 48 – пикриты

Рисунок 8.1 – Условные обозначения (штриховые знаки, крап) [5]

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.



1 - границы разновозрастных подразделений стратифицированных и интрузивных (а - установленные, б - предполагаемые); те же границы, скрытые под вышележащими образованиями (а - установленные, б - предполагаемые); 3 - границы одновозрастных образований (фациальные).

Разрывные нарушения: 4 - главные (а - установленные, б - предполагаемые); 5 - второстепенные; 5 - второстепенные (а - установленные, б - предполагаемые). Обозначения взаимоотношений геологических подразделений на стратиграфических колонках: б - согласное залегание; 7 - размывы; стратиграфические (параллельные) несогласия; 8 - угловые несогласия.

Элементы залегания слоев: 9 - горизонтальные; 10 - наклонные; 11 - вертикальные; 12 – опрокинутые.

Рисунок 8.2 - Прочие условные обозначения

### 8.1.3 Стратиграфические колонки

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 (рисунок 8.3). Четвертичные отложения и интрузивные породы на колонке не изображаются.

Стратиграфическая колонка состоит из ряда вертикальных граф (7-8), включающих в себя (слева направо):

- общую стратиграфическую шкалу с указанием системы, отдела, яруса;
- 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 (рисунок 8.2);
- 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  $\frac{2}{3}$  ее ширины.

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
НЕОГЕНОВАЯ	Плиоцен		N <sub>2</sub>		28	Конгломераты мелкогалечные серые
	Миоцен		N <sub>1</sub>		17	Глины зеленовато-серые
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Олигоцен		P <sub>3</sub>		22	Песчаники кварцевые серые
МЕЛОВАЯ	Верхний	Туронский	K <sub>2t</sub>		25	Кремнистые породы опоковидные серые

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Четвертичная система		Нерасчлененные аллювиальные отложения
Неогеновая система		Плиоцен Конгломераты
		Миоцен Глины
Палеогеновая система		Олигоцен. Глины
Меловая система		Верхний отдел. Туронский ярус. Кремнистые породы
		Конгломераты мелкогалечные
		Глины
		Песчаники кварцевые
		Кремнистые опоковидные породы
		Геологические границы
	• 1	Буровые скважины и их номер

Рисунок 8.3- Стратиграфическая колонка [1]

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.

#### **8.1.4 Зарамочное оформление геологических карт**

Обычно геологическая карта, условные обозначения к ней, стратиграфическая колонка и геологические разрезы монтируются на одном листе (рисунок 8.4). 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 [1].

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.

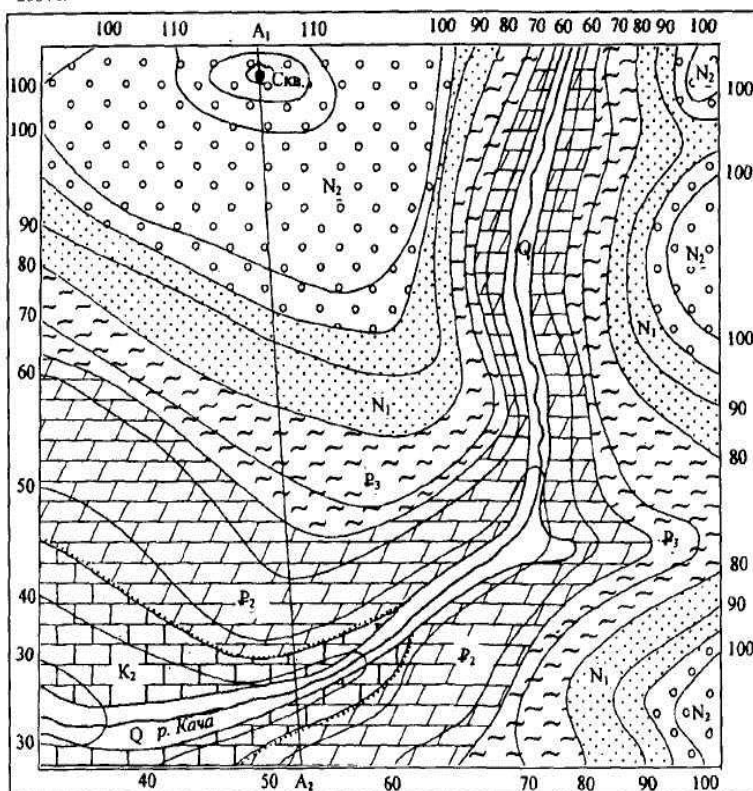
Условные обозначения помещаются справа от геологической карты в определенной последовательности (сверху вниз):

- геологические подразделения;
- штриховые знаки вещественного состава пород;
- прочие условные знаки (разрывные нарушения, геологические границы и др.).

### 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



Масштабы: горизонтальный 1 : 25 000  
вертикальный 1 : 10 000

Рисунок 8.4- Образец зарамочного оформления геологической карты [1]

Геологические подразделения составляются в виде двух вертикальных рядов прямоугольников (гранок размером 8 x 15 мм) в возрастной последовательности от молодых (сверху) к древним. В левом ряду размещаются стратифицированные

подразделения (ярусы, свиты и т. д.), в правом — в возрастной последовательности нестратифицированные (интрузивные, жильные и др.).

Гранки раскрашиваются, а внутри гранок помещаются индексы в точном соответствии с геологической картой.

## **8.2 Методика построения геологических разрезов по геологическим картам**

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.

### **8.2.1 Выбор линии геологического 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 геологическим 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, А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub>-А<sub>3</sub>, Б<sub>1</sub>-Б<sub>2</sub> 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.

### **8.2.2 Масштаб геологического 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 1:50000, то он будет иметь на разрезе толщину всего 0,2 мм и его будет технически невозможно изобразить на карте. Целесообразно взять масштаб 1:10000 или 1:5000, 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.

### **8.2.3 Правила построения геологического разреза**

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 индексом. 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 названиями.

Над разрезом дается заголовок «Разрез по линии  $A_1-A_2$ », под разрезом указываются горизонтальный и вертикальный масштабы, например «Масштаб горизонтальный и вертикальный 1:200000».

#### **8.2.4 Построение геологического 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 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 горизонталы, 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.

### **8.2.5 Особенности построения геологического разреза при горизонтальном залегании пород**

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 горизонталы 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 процедуры 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.

### **8.3 Требования и порядок выполнения лабораторной работы №8**

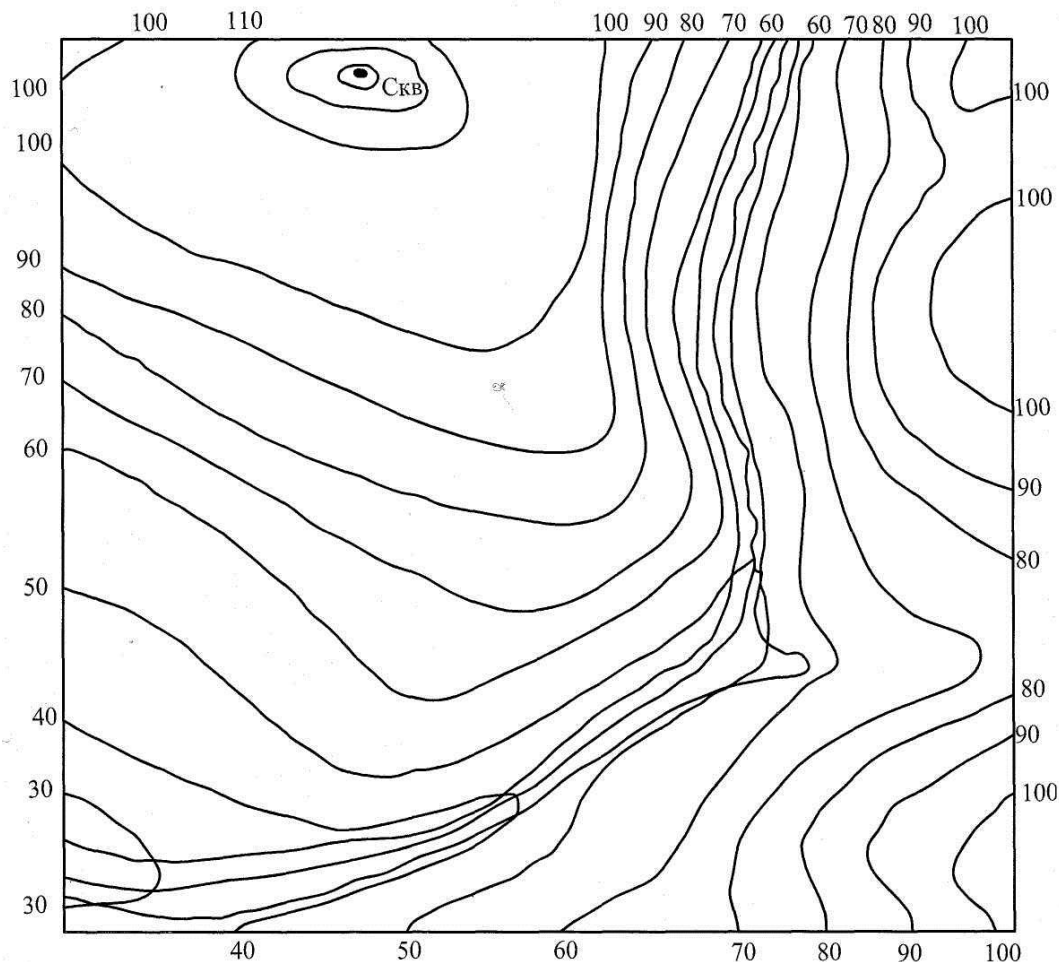
Целью лабораторной работы №8 является: закрепление теоретических основ, получение навыков работы с геологическими картами, умение строить геологические разрезы по картам, составлять стратиграфические колонки.

Для выполнения лабораторной работы студентам предоставляется геологическая карта масштаба 1: 25000 и данные, для выполнения лабораторной работы №8.

**Задание 1:** Требуется составить геологическую карту по исходным вариантам.

**Задание 2:** Построить геологический разрез.

**Задание 3:** Составить стратиграфическую колонку.



Масштаб 1 : 25000

Рисунок 8.5 - Геологическая карта масштаба 1: 25000

- Слой 1. Четвертичные породы – суглинки, супесь, галечник. На глубине от 0 до 2 м.
- Слой 2. Верхний неоген – рыхлые галечники. На глубине от 2 до 37 м.
- Слой 3. Нижний неоген – кварцевые пески. На глубине от 37 до 52 м.
- Слой 4. Верхний палеоген – бурые тонкослоистые глины. На глубине от 52 до 67 м.
- Слой 5. Средний палеоген – серые песчанистые мергели. На глубине от 67 до 87 м.
- Слой 6. Верхний мел – известняки. На глубине от 87 до 115 м.

## **8.4 Контрольные вопросы**

1. Как изображаются на картах основные породы осадочных и магматических образований.
2. Что собой представляют геологические карты и разрезы, что положено в основу их составления.
3. Какие типы геологических карт Вы знаете.
4. Что такое топографический профиль и какова методика его составления.
5. Как составляются стратиграфическая колонка и геологический разрез.



## **9 Методика составления курсового проекта по дисциплине «Общая геология»**

Курсовая работа выполняется во 2 семестре.

Курсовая работа по общей геологии состоит из двух частей: теоретическая часть и практическое задание по построению геологической карты.

### **9.1 Теоретическая часть**

Теоретический вопрос для курсовой работы указан в задании на курсовую работу.

Курсовая работа выполняется согласно *правилам выполнения и оформления по СТО 02069024.101-2015* [8].

### **9.2 Практическое задание**

Представляет задание по построению геологической карты (приложение Б) номер варианта указан в задании на курсовую работу. Методика выполнения практического задания изложена в лабораторной работе №8.

#### **Вариант 1**

Слой 1. Четвертичные породы – суглинки, супесь, галечник. На глубине от 0 до 2 м.

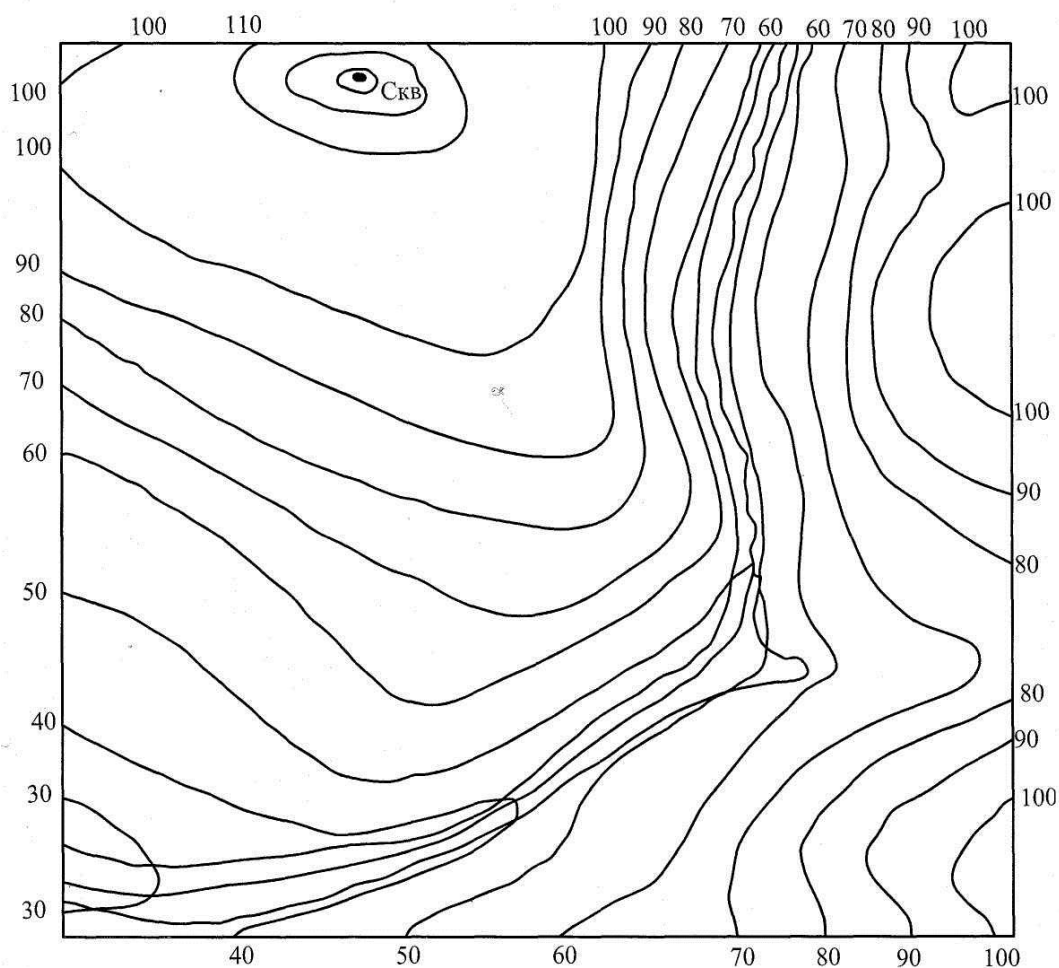
Слой 2. Верхний неоген – рыхлые галечники. На глубине от 2 до 37 м.

Слой 3. Нижний неоген – кварцевые пески. На глубине от 37 до 52 м.

Слой 4. Верхний палеоген – бурые тонкослоистые глины. На глубине от 52 до 67 м.

Слой 5. Средний палеоген – серые песчанистые мергели. На глубине от 67 до 87 м.

Слой 6. Верхний мел – известняки. На глубине от 87 до 115 м.



Масштаб 1: 25000

Рисунок 9.1 – геологическая карта масштаба 1 : 25000

## Вариант 2

Слой 1. Четвертичные породы – суглинки, супесь, галечник. На глубине от 0 до 1 м.

Слой 2. Верхний неоген – рыхлые галечники. На глубине от 1 до 37 м.

Слой 3. Нижний неоген – кварцевые пески. На глубине от 37 до 62 м.

Слой 4. Средний палеоген – бурые тонкослоистые глины. На глубине от 62 до 77 м.

Слой 5. Нижний палеоген – серые песчанистые мергели. На глубине от 77 до 97 м.

Слой 6. Верхний мел – известняки. На глубине от 97 до 115 м.

### Вариант 3

Слой 1. Четвертичные породы – суглинки, супесь, галечник. На глубине от 0 до 3 м.

Слой 2. Верхний неоген – рыхлые галечники. На глубине от 3 до 32 м.

Слой 3. Нижний неоген – кварцевые пески. На глубине от 32 до 47 м.

Слой 4. Верхний палеоген – бурые тонкослоистые глины. На глубине от 47 до 72 м.

Слой 5. Нижний палеоген – серые песчанистые мергели. На глубине от 72 до 87 м.

Слой 6. Верхний мел – известняки. На глубине от 87 до 110 м.

### Вариант 4

Слой 1. Четвертичные породы – суглинки, супесь, галечник. На глубине от 0 до 2 м.

Слой 2. Верхний неоген – рыхлые галечники. На глубине от 2 до 22 м.

Слой 3. Нижний неоген – кварцевые пески. На глубине от 22 до 42 м.

Слой 4. Верхний палеоген – бурые тонкослоистые глины. На глубине от 42 до 57 м.

Слой 5. Нижний палеоген – серые песчанистые мергели. На глубине от 57 до 77 м.

Слой 6. Верхний мел – известняки. На глубине от 77 до 115 м.

### Вариант 5

Слой 1. Четвертичные породы – суглинки, супесь, галечник. На глубине от 0 до 1 м.

Слой 2. Верхний неоген – рыхлые галечники. На глубине от 1 до 32 м.

Слой 3. Верхний палеоген – кварцевые пески. На глубине от 32 до 57 м.

Слой 4. Средний палеоген – бурые тонкослоистые глины. На глубине от 57 до 82 м.

Слой 5. Нижний палеоген – серые песчанистые мергели. На глубине от 82 до 92 м.

Слой 6. Верхний мел – известняки. На глубине от 92 до 115 м.

### 9.3 Пример выполнения курсового проекта

**Титульный лист и задание** на курсовую работу выполняется согласно правилам выполнения и оформления по СТО 02069024.101-2015.

#### **Аннотация**

Составление проекта начинается с аннотации, в которой приводится название темы работы, перечисление основных разрабатываемых вопросов и выводы по ним. Указывается объем в страницах текста, графических, табличных приложениях и библиографических источниках.

#### **Содержание**

Введение .....	
1 Характеристика и физические свойства Земли .....	
2 Методы изучения физических свойств Земли, значение геофизических исследований для поисков месторождений полезных ископаемых .....	
2.1 Методы изучения физических свойств Земли .....	
2.2 Магниторазведка .....	
2.3 Гравиразведка .....	
2.4 Электроразведка .....	
2.5 Сейсморазведка .....	
2.6 Ядерно-геофизическая разведка .....	
2.7 Значение геофизических исследований для поисков месторождений полезных ископаемых .....	
Заключение .....	
Список использованных источников .....	
Приложения .....	

## **Введение**

Во введении раскрываются цели и задачи исследований. Они включают изучение методов физических свойств Земли и исследование геофизических методов для поисков месторождений полезных ископаемых.

## **Характеристика и физические свойства Земли**

Этот раздел рассматривает форму, строение Земли. Физические Земли - температурный режим (внутреннюю теплоту), плотность, давление, сила тяжести, радиоактивность и магнитное поле Земли.

## **Методы изучения физических свойств Земли, значение геофизических исследований для поисков месторождений полезных ископаемых**

Этот раздел включает в себя следующие подразделы.

### *Методы изучения физических свойств Земли*

Анализируются прямые и косвенные методы изучения и освоения недр. В настоящее время основные сведения о недрах получают только косвенным путем, на основании дистанционного изучения физических свойств Земли и ее частей. Эти методы получили название геофизических. По видам изучаемых полей геофизические методы подразделяются на магниторазведку, гравиразведку, электроразведку, сейсморазведку и ядерно-геофизическую разведку.

### *Магниторазведка*

Магниторазведка объединяет геофизические методы, которые в целях решения тех или иных геологоразведочных задач прибегают к изучению магнитного поля Земли. Характер последнего зависит от состава и строения геологических образований, слагающих тот или иной участок земной коры.

В качестве прямого поискового метода магнитометрическая съемка используется для выявления и оценки магнетитовых и титаномagnetитовых месторождений, руды которых обладают высокой магнитной восприимчивостью. На основе этих съемок выявляются и оконтуриваются аномальные магнитные поля,

соответствующие рудным залежам, детализируются и оцениваются аномальные участки, зоны и локальные аномалии.

Магниторазведка отличается наибольшей производительностью, особенно в воздушном или аэроварианте. Магниторазведка является эффективным методом поисков и разведки железных руд. Однако ее широко применяют при геологическом картировании, структурных исследованиях и поисках других полезных ископаемых.

### *Гравиразведка*

Гравиразведка – это геофизический метод решения геологических задач, основанный на изучении плотностных неоднородностей литосферы по аномалиям гравитационного поля Земли.

Гравиразметка занимается изучением гравитационного поля Земли. Локальные вариации этого поля, связанные с плотностными неоднородностями в пределах земной коры, используются для определения положения рудных тел. Гравиразведка в этом отношении достаточно эффективный метод.

Гравиразведка успешно применяется при решении самых разных геологических задач с глубиной исследований от нескольких метров до десятков километров.

### *Электроразведка*

Электроразведка объединяет многочисленные геофизические методы, основанные на изучении постоянных и переменных электромагнитных полей естественных и искусственно создаваемых источников.

Электроразведка изучает изменяющуюся с глубиной электропроводность Земли путем наблюдений за изменениями магнитного поля. Взаимодействие вариаций магнитного и электрического полей, обусловленных как естественными, так и искусственно индуцированными токами, используется в магнитотеллурическом зондировании при разведке полезных ископаемых и для изучения строения нижней части коры и верхней мантии. Это предопределило бурное развитие электроразведки.

## *Сейсморазведка*

Сейсморазведка основана на изучении распространения в земной коре упругих волн, возбуждаемых искусственным путем – взрывом, ударом или вибрацией. Сейсмические исследования, проводимые при поисках месторождений, называют рудной сейсморазведкой. Ее задачей является изучение как геологического строения района, так и отдельных структур, с которыми могут быть связаны рудные месторождения, прослеживание зон разрывных нарушений, контактов (в том числе на глубину), определение рельефа коренных пород.

Сейсморазведка успешно применяется при крупномасштабных картировочных и поисковых работах для локализации в разрезе геологических неоднородностей (рудных тел, кимберлитовых трубок, зон трещиноватости и других), расчленения разрезов при поисках глубокозалегающих месторождений полиметаллов, никеля, железа, апатитов, серы и других полезных ископаемых.

Сейсморазведка широко используется для изучения внутреннего строения Земли в целом и ее структуры на разных глубинах. Особо следует отметить, что на основе результатов сейсмических исследований установлено, что Земля состоит из ядра, мантии и земной коры. Использование цифровых сейсмографов сыграло огромную роль в изучении земных недр и позволило регистрировать землетрясения. По данным об изменениях скоростей волн была составлена трехмерная схема строения мантии. Морская геофизика проводит исследования в морях и океанах, решая самые разнообразные задачи.

Сейсмическими методами успешно решаются и такие инженерно-геологические задачи, когда необходимо определить мощность рыхлых пород, перекрывающих скальное основание, сохранность коренных пород. Выявить закарстованные зоны, погребенные русла и долины древних рек, положение уровня грунтовых вод, области, где возможно образование оползней. Эти задачи возникают при строительстве промышленных зданий, мостов, дорог, проектировании вскрышных работ при открытых разработках угля, прогнозирование изменения геологической среды под влиянием техногенных воздействий. Главное применение сейсморазведки – поиск и разведка месторождений нефти и газа.

## *Ядерно-геофизическая разведка*

Новое направление геофизических методов – ядерно-геофизическая разведка, исследующая естественное радиоактивное излучение, чаще всего гамма-излучение, горных пород и руд и их взаимодействие с элементарными частицами (нейтронами, протонами, электронами) и излучениями, источниками которых служат радиоактивные изотопы или специальные ускорители (генераторы нейтронов).

Методы, основанные на изучении искусственной радиоактивности, используются для поисков месторождений тяжелых металлов – свинца, цинка, молибдена, ртути, сурьмы и другие. Однако основная область применения ядерно-геофизических методов с использованием искусственных источников излучения – определение вещественного состава и физических свойств пород и руд в условиях естественного залегания. Существенное место ядерно-геофизические методы занимают в комплексе скважинных исследований.

Ядерно-геофизические методы представляют собой весьма эффективный и перспективный метод опробования полезных ископаемых в естественном залегании. С каждым годом они совершенствуются, а их возможности расширяются, включая все более широкий набор химических элементов. В недалеком будущем ядерно-геофизические методы станут ведущими методами опробования большинства месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

### *Значение геофизических исследований для поисков месторождений полезных ископаемых*

Геофизические методы широко применяют на современном этапе геологических исследований, в обязательном порядке в комплексе с геолого-техническими, геохимическими, минералогическими и другими методами, особенно для изучения глубинных частей Земли, вплоть до ее ядра и играют значительную роль в решении геологических, инженерно-геологических и гидрогеологических задач.

Геофизические методы исследования недр можно сравнить с рентгеновским просвечиванием человеческого тела, а точнее – с ультразвуковой диагностикой. В



тело Земли запускают пучок колебаний и по отражению волн от слоев горной породы судят о геологическом строении данного района.

### **Заключение**

Приводится перечень основных выводов и рекомендаций полученных в процессе выполнения курсового проекта

### **Список использованных источников**

1. Геофизика: учебник / под ред. В.К. Хмелевского – 2-е изд. – М.: КДУ, 2009. – 320с;
2. Геофизические методы поиски и разведки/ под ред. В.П. Захарова - Ленинград: Недра, 1982. – 304с;
3. Горбачев, А.М. Общая геология: учебник для учащихся средн. геолог. учеб. заведений. А.М.Горбачев - 2-е изд., перераб. и доп. /– М.; Высш. школа, 1981. – 351с;
4. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач /под ред. В.Е. Никитского и В.В. Бродового - М.: Недра, 1976. – 495с;
5. Мильничук, В.С. Общая геология/ В.С.Мильничук, М.С.Арабаджи - М.: Недра, 1979. – 408с;
6. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых: учебник для вузов / В.В. Авдонин, Г.В.Ручкин, Н.Н. Шатагин, Т.И. Лыгина, М.Е. Мельников; под ред. В.В. Авдониной.–М.: Академический Проект; Фонд «Мир», 2007. – 540с;
7. Судо, М.М. Современная геология/М.М.Судо – М.: Знание, 1981. – 160с;
8. Хмелевский, В.К. Краткий курс разведочной геофизики/В.К.Хмелевский - М.: Из-во МГУ, 1979. – 287с.

### **Приложения**

К проекту прилагается графические изображения, рисунки, табличные данные.

## Список использованных источников

### Основная литература

1. Соколовский, А.К. Общая геология: пособие к лабораторным занятиям /А. К. Соколовский. - М.: КДУ, 2006. — 208 с.
2. Практическое руководство по общей геологии: учебное пособие для вузов/ А.И. Гущин, М.А. Романовская, А.Н. Стафеев, В.Г. Галицкий; под ред. И.В. Короновского. – 2-е изд., стер. – М.: Издательский центр «Академия», 2007.- 160 с.
3. Короновский, Н.В. Геология. Учебник для ВУЗов/Н.В. Короновский, Н.А. Ясманов. – 3-е изд. – М.: Академия, 2006. – 448 с.

### Дополнительная литература

4. Бутолин, А.П. Практикум по геологии/ А.П.Бутолин, М.Б.Катков. – Оренбург: изд-во ОГПУ, 2003. – 200 с.
5. Лощинин, В.П. Структурная геология и геологическое картирование: методическое пособие к лабораторному практикуму по структурной геологии и геологическому картированию /В.П. Лощинин, Н.П. Галянина, Оренбург: ОГУ, 2012. – 90с.
6. Галянина, Н.П. Геология: учебное пособие для студентов, обучающихся по программам высшего профессионального образования по направлению подготовки 022000.62 Экология и природопользование / Н. П. Галянина, А. П. Бутолин; М-во образования и науки Рос. Федерации, Федер. гос. бюджет. образоват. учреждение высш. проф. образования "Оренбург. гос. ун-т". - Оренбург: ОГУ, 2015. – 158 с.
7. Добровольский, В.В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов / В. В. Добровольский . - М. : Владос, 2004. - 320 с.

8. СТО 02069024.101–2015 Работы студенческие. Общие требования и правила оформления.- Оренбург: ОГУ,2015. – 85с.

9. Короновский, Н.В. Историческая геология: учеб. для вузов / Н. В. Короновский, В. Е. Хаин, Н. А. Ясаманов.- 2-е изд., перераб. и доп. - М. : Академия, 2006. - 464 с.

10. Ананьев, В. П. Основы геологии, минералогии и петрографии: учеб.для вузов/ В. П. Ананьев, А. Д. Потапов.- 2-е изд., перераб. и доп. - М. : Высш.шк., 2005. - 398 с.

## Приложение А

(обязательное)

### Шкала геологического времени

Таблица А.1 – Стратиграфическая таблица

Ак-ро-тема	Эратема	Система	Отдел	Длительность млн. лет	Цвет	
1	2	3	4	5	6	
<b>Фанерозойская</b>	<b>Кайнозойская Kz</b>	Четвертичная Q	Голоцен Q <sub>2</sub>	1,64	Бледно-серый	
			Плейстоцен Q <sub>1</sub>			
		Неогеновая N	Плиоцен N <sub>2</sub>	21,7	Желтый	
			Миоцен N <sub>1</sub>			
		Палеогеновая P	Олигоцен P <sub>3</sub>	42	Оранжевый	
			Эоцен P <sub>2</sub>			
			Плиоцен P <sub>1</sub>			
		<b>Мезозойская Mz</b>	Мелова K	Верхний K <sub>2</sub>	80,8	Зеленый
				Нижний K <sub>1</sub>		
	Юрская J		Верхний J <sub>3</sub>	62,2	Синий	
			Средний J <sub>2</sub> Нижний J <sub>1</sub>			
	Триасовая T		Верхний T <sub>3</sub>	37	Фиолетовый	
			Средний T <sub>2</sub>			
		Нижний T <sub>1</sub>				
	<b>Палеозойская Pz</b>	Позднее палеозойская Pz <sub>2</sub>	Пермский P	Татарский P <sub>3</sub>	45	Оранжево-коричневый
				Биармийский P <sub>2</sub>		
				Приуральский P <sub>1</sub>		
		Каменноугольный C		Верхний C <sub>3</sub>	72,5	Серый
Средний C <sub>2</sub>						
Верхний C <sub>1</sub>						

Продолжение таблицы А.1

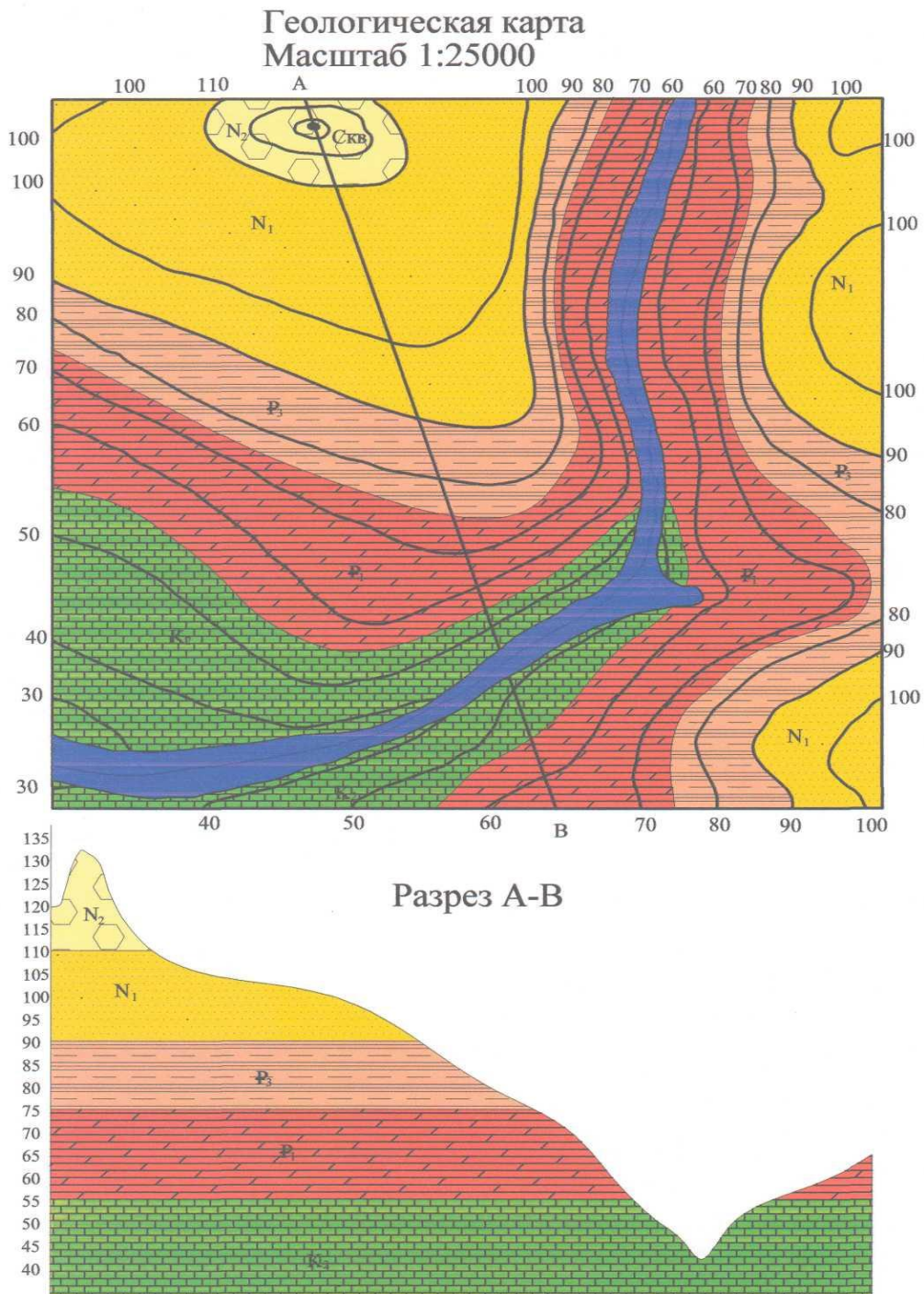
1	2		3	4	5	6
	Палеозойская Pz		Девонский D	Верхний D <sub>3</sub>	46	Коричневый
				Средний D <sub>2</sub>		
				Нижний D <sub>1</sub>		
		Ранние палеозойская Pz <sub>1</sub>	Силурийский S	Верхний S <sub>2</sub>	30,5	Серо-зеленый
				Нижний S <sub>1</sub>		
			Ордовикский O	Верхний O <sub>3</sub>	71,0	Оливковый
				Средний O <sub>2</sub>		
				Нижний O <sub>1</sub>		
			Кембрийский €	Верхний € <sub>3</sub>	60	Сине-зеленый
		Средний € <sub>2</sub>				
		Нижний € <sub>1</sub>				
		Криптозой			Венд V	40
Поздний рифей R <sub>3</sub>	390					
Средний рифей R <sub>2</sub>	350					
Ранний рифей R <sub>1</sub>	300					
Протерозой PR			Ранний протерозой PR <sub>1</sub>	850		
Архей			Поздний архей AR <sub>2</sub>	650	розовый	
			Ранний архей AR <sub>1</sub>	850		

## Приложение Б



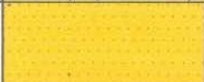



(обязательное)

### Построение геологической карты, стратиграфической колонки и геологического разреза на участке с горизонтальным залеганием

#### Б.1 Геологическая карта



## Б.2 Стратиграфическая колонка

Система	Отдел	Колонка	Индекс	Мощность (м)	Литологический состав
Четвертичный	-		Q	2	Суглинки, супесь
Неогеновая	Верхний		N <sub>2</sub>	20	Галечник
	Нижний		N <sub>1</sub>	20	Кварц, пески
Палеогеновая	Верхний		Р <sub>3</sub>	15	Бурые глины
	Нижний		Р <sub>1</sub>	20	Мергель
Мел	Верхний		К <sub>2</sub>	38	Известняки

Учебное пособие

Инна Витальевна Куделина

Наталья Петровна Галянина

Татьяна Васильевна Леонтьева

**ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ**

ISBN 978-5-7410-1510-0

