

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Допущено методическим советом
Пермского государственного национального
исследовательского университета в качестве
учебного пособия для студентов, обучающихся
по направлению подготовки бакалавров
«Геология»*



Пермь 2018

УДК 551.075

ББК 26.3

О 26

Общая геология: учеб. пособие / И. Г. Ермолович,
О 26 О. Ю. Мещерякова, Е. С. Ушакова, И. В. Шукова; Перм.
гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2018. – 133 с.: ил.

ISBN 978-5-7944-3147-6

Учебное пособие разработано на основе современных представлений и достижений науки. Издание содержит рабочий план и программу курса лекций по общей геологии, список основной и дополнительной литературы, перечень необходимых для усвоения геологических терминов и понятий, а также рекомендации по выполнению лабораторных работ.

Предназначено для студентов 1 курса геологического факультета. Авторы выражают признательность преподавателям кафедры динамической геологии и гидрогеологии К. А. Горбуновой и Р. В. Яценко, разработавшим программу курса «Общая геология», а также составителям методических указаний по данной дисциплине И. М. Тюриной, С. М. Блинову, И. И. Минькевич.

Ил. 34. Табл. 16. Библиогр. 23 назв.

УДК 551.075

ББК 26.3

*Печатается по решению ученого совета геологического факультета
Пермского государственного
национального исследовательского университета*

Рецензенты: сектор гидрогеологических исследований АО
«КамНИИКИГС» (рец. – зав. сектором **С. Ю. Белов**);
д-р геол.-минерал. наук **А. И. Кудряшов**
(НПФ ООО «Геопрогноз»)

*Опубликовано при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного
проекта № 18-35-00476.*

© ПГНИУ, 2018

ISBN 978-5-7944-3147-6

© Ермолович И. Г., Мещерякова О. Ю.,
Ушакова Е. С., Шукова И. В., 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ЧАСТЬ I. Методика изучения курса

1.	Рабочий план по триместрам	6
2.	Программа курса «Общая геология»	6
	2.1. Введение. Общие сведения о Земле	6
	2.2. Эндогенные геодинамические процессы	7
	2.3. Экзогенные геодинамические процессы	9
3.	Рекомендуемая литература	11
	3.1. Обязательная	11
	3.2. Дополнительная	12
4.	Лабораторные занятия	13
	4.1. Породообразующие минералы и горные породы	13
	4.2. Геологические карты и разрезы	14
5.	Перечень основных терминов и понятий	14
6.	Основные химические данные, которые необходимо усвоить..	17
7.	Перечень основных цифровых данных	17
8.	Что нужно уметь зарисовывать	17
9.	Некоторые методические указания по изучению курса	18
10.	Учебная полевая практика	20

ЧАСТЬ II. Породообразующие минералы

11.	Общие сведения о минералах	21
	11.1. Кристаллические минералы	22
	11.2. Физические свойства минералов	26
	11.3. Порядок описания минералов	32
	11.4. Термины и понятия	32
	11.5. Контрольные вопросы	33
	11.6. Химическая классификация минералов	33

11.7. Контрольные вопросы по классификации минералов ...	39
11.8. Контрольные вопросы по силикатам	39
11.9. Методика определения минералов	40

ЧАСТЬ III. Горные породы

12. Магматические горные породы	48
12.1. Структуры и текстуры магматических пород	50
12.2. Описание основных отрядов магматических пород	52
12.3. Список магматических пород для определения	58
12.4. Методика определения и описания магматических пород	58
12.5. Порядок описания магматических горных пород	59
12.6. Контрольные вопросы	60
13. Осадочные горные породы.....	60
13.1. Структуры и текстуры осадочных горных пород	61
13.2. Описание основных групп осадочных горных пород	63
13.3. Список осадочных пород для определения	72
13.4. Методика определения и описания осадочных пород ...	72
13.5. Контрольные вопросы	74
14. Метаморфические горные породы	75
14.1. Структуры и текстуры метаморфических горных пород ..	76
14.2. Описание основных классов метаморфических пород ..	78
14.3. Список метаморфических пород для определения	81
14.4. Методика определения метаморфических пород	81
14.5. Порядок описания метаморфических пород	81
14.6. Контрольные вопросы	81

ЧАСТЬ IV. Геологические карты и разрезы

15. Типы и масштабы геологических карт	83
16. Шкала геохронологических и стратиграфических подразделений	85

17.	Условные обозначения на геологических картах	91
18.	Слоистость горных пород	94
	18.1. Элементы слоя	94
	18.2. Соотношение слоев горных пород	96
19.	Горизонтальное залегание слоев горных пород	97
20.	Построение геологической карты и разреза	97
21.	Варианты разрезов скважин	103
22.	Топографические карты	106

ЧАСТЬ V. Типы тектонических нарушений

23.	Наклонное залегание	111
	23.1. Элементы залегания слоя	111
	23.2. Горный компас и его устройство	113
	23.3. Изображение элементов залегания слоя на карте	116
	23.4. Контрольные вопросы	116
24.	Складчатые (пликативные) тектонические нарушения	117
	24.1. Элементы складок	117
	24.2. Классификация складок	118
	24.3. Контрольные вопросы	124
25.	Разрывные (дизъюнктивные) тектонические нарушения	124
	25.1. Разрывы со смещением	124
	25.1.1. Элементы разрывных нарушений	124
	25.1.2. Типы разрывных нарушений	125
	25.2. Разрывы без смещения	130
	25.3. Контрольные вопросы	132

ЧАСТЬ I. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ КУРСА

1. РАБОЧИЙ ПЛАН ПО ТРИМЕСТРАМ

Таблица 1. Рабочий план

Отделение	Триместр	Количество часов					Учебная полевая практика с защитой отчета
		Лекции	Лаб. раб.	Сам. раб.	Зачет	Экзамен	
Дневное	I	14	28	66	+	-	3,5 недель
	II	14	28	66	-	+	
Заочное	I	2	-	70	-	-	3,5 недель
	II	4	4	64	+	-	
	III	6	4	62	-	+	
Заочное ускор. п/а	I	-	-	72	-	-	3,5 недель
	II	2	-	70	+	-	
	III	4	10	58	-	+	

2. ПРОГРАММА КУРСА «ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ»

2.1. ВВЕДЕНИЕ. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

Геология как наука с определением объекта и предмета ее изучения, а также её места и роли в структуре естественнонаучных дисциплин. Цели и задачи, стоящие перед современными дисциплинарными направлениями в геологии. Сравнительные параметрические и качественные характеристики Земли как планеты и планет земной группы Солнечной системы. Сведения и характеристики, отражающие оболочечное строение Земли в целом, а также химический состав и фазовое состояние вещества оболочек с наиболее детальной характеристикой строения и состава земной коры. Понятие «геохронология» и содержание соответствующих методов абсолютной и относительной геохронологии.

Введение. Геология, ее предмет, задачи, разделы и методы исследования. Связь геологии с другими науками. Основные этапы развития геологии.

Земля в Мировом пространстве. Космогонические гипотезы. Солнце как одна из звезд галактики. Солнечная система, ее строение, планеты и их спутники, пояс астероидов, кометы, метеориты. Место

Земли среди планет Солнечной системы. Планеты земной группы: Меркурий, Венера, Земля, Марс – и их сравнительные характеристики. Луна и ее «геологическая» характеристика.

Форма, размеры и строение Земли. Форма Земли: эллипсоид вращения, геоид. Размеры Земли: экваториальный и полярный радиусы, полярное сжатие, площадь, объем, масса. Гипсографическая кривая. Внешние геосферы Земли: атмосфера, гидросфера, биосфера, ноосфера. Внутреннее строение Земли, методы изучения внутреннего строения Земли. Земная кора, мантия и ядро Земли, сейсмические разделы первого порядка, выделяемые при изучении внутреннего строения Земли. Литосфера, астеносфера, тектоносфера.

Термодинамические условия Земли. Плотность и давление. Ускорение силы тяжести и магнетизм. Тепловой режим Земли. Изменение температуры с глубиной. Геотермический градиент и геотермическая ступень. Агрегатное состояние вещества Земли. Средний химический состав Земли.

Вещественный состав земной коры. Химический состав земной коры. Минералы, классификация минералов. Горные породы и их генетическая классификация. Магматические горные породы и их классификация. Осадочные горные породы и их классификация. Метаморфические горные породы, типы и факторы метаморфизма.

Строение земной коры, мантии и ядра. Строение земной коры. Подвижные пояса и относительно устойчивые площади земной коры континентов и океана. Типы строения земной коры: континентальный, субконтинентальный, океанический, субокеанический. Расслоенность земной коры. Состав, строение и состояние вещества мантии. Состав, строение и состояние ядра Земли.

Геохронология. Относительная геохронология, методы относительной геохронологии. Абсолютная геохронология и методы определения возраста геологических объектов. Геохронологическая и стратиграфическая шкалы. Краткая характеристика главных геохронологических подразделений.

2.2. ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Понятия эндогенных и экзогенных процессов. Эндогенные процессы: магматические, тектонические, метаморфические – и их проявления в виде специфических дизъюнктивных и пликативных геологических структур и геологических тел, форм рельефа, типов горных пород.

Геодинамические процессы. Обзор геодинамических процессов. Эндогенные и экзогенные геологические процессы, источники их энергии и приуроченность к геосферам. Взаимосвязь геологических процессов. Основные следствия проявления геологических процессов: геологические структуры, геологические тела, рельеф, горные породы.

Магматизм. Магма. Интрузивный магматизм. Формы и состав интрузивных тел. Абиссальные интрузивные тела: батолиты, штоки. Гипабиссальные интрузии: дайки, жилы, лакколиты, диапиры, лополиты, факолиты, бисмалиты, гарполиты, силлы. Происхождение магмы, причины ее дифференциации, разнообразие магматических пород. Практическое значение интрузивного магматизма.

Эффузивный магматизм (вулканизм). Стадии вулканического процесса. Классификация вулканических извержений и вулканических аппаратов. Продукты вулканических извержений. Поствулканические явления и процессы. Географическое распространение современных вулканов (вулканические пояса).

Древние, новейшие и современные тектонические движения, методы их изучения. Тектонические движения прошлых геологических периодов и методы их установления. Новейшие тектонические движения и методы их изучения. Современные вертикальные и горизонтальные движения, методы их фиксации.

Тектонические нарушения. Горизонтальное и моноклиналиное залегание горных пород. Элементы залегания. Горный компас.

Складчатые (пликативные) нарушения. Элементы складок. Классификации складок: по характеру наклона осевой поверхности, по положению осевой поверхности и крыльев, по форме замка складки, по соотношению высоты и ширины, по форме в плане.

Разрывные (дизъюнктивные) нарушения. Элементы разрывных нарушений. Основные типы тектонических разрывных нарушений: без смещения блоков (трещины), со смещением блоков (сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, покровы или шарьяжи). Тектонические структуры: грабены, горсты, рифты. Сочетания разрывных нарушений и их соотношение со складчатостью.

Метаморфизм. Понятие о метаморфизме горных пород. Факторы метаморфизма. Характер метаморфических преобразований. Типы метаморфизма: региональный, динамометаморфизм и контактовый. Фации метаморфизма. Практическое значение метаморфических преобразований.

Сейсмические процессы (землетрясения). Причины возникновения землетрясений, их типы: эндогенные, экзогенные, космогенные, техногенные (наведенная сейсмичность). Очаг

землетрясения, гипоцентр, эпицентр, плейстосейстовая область, форшоки и афтершоки. Энергия, глубина очага землетрясений. Методы изучения землетрясений. Распространение землетрясений. Сейсмические шкалы, интенсивность, магнитуда. Районирование и прогноз землетрясений.

Общие закономерности развития земной коры. Структурные элементы земной коры. Складчатые зоны. Платформы, их строение. Глубинные разломы и глыбовое строение земной коры. Тектоника дна Мирового океана. Срединноокеанические хребты. Рифтовые зоны. Океанические платформы. Периферические зоны океана. Глубоководные впадины. Островные дуги, котловины окраинных морей. Геотектонические гипотезы. Основные этапы эволюции земной коры.

2.3. ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Экзогенные геологические процессы: выветривание, эоловые, эрозионные, гляциальные и флювиогляциальные, абразионные, аккумулятивные, карстовые, суффозионные, гравитационные, процессы криолитозоны. Механизм, этапы развития, особенности распространения и проявления в виде специфических форм рельефа, типов горных пород и отложений. Влияние человека на ход природных геологических процессов, техногенез.

Выветривание. Понятие «выветривание». Физическое выветривание: температурное и механическое. Химическое выветривание: окисление, гидратация, растворение, гидролиз. Биохимическое выветривание. Коры выветривания – современные и древние. Строение, вертикальная и широтная зональность кор выветривания. Научное и практическое значение изучения кор выветривания; полезные ископаемые.

Геологическая деятельность ветра (эоловые процессы). Условия проявления эоловых процессов. Дефляция и коррозия. Эоловая транспортировка и аккумуляция. Эоловые отложения: пески, лессы. Пустыни как области максимального развития эоловых процессов: песчаные, каменистые, глинистые, солончаковые. Формы эолового рельефа: барханы, гряды, дюны. Практическое значение изучения деятельности ветра.

Геологическая деятельность поверхностных текучих внерусловых вод. Плоскостной склоновый сток. Геологическая деятельность временных русловых потоков. Овражная эрозия. Селевые потоки.

Геологическая деятельность рек. Речная эрозия (донная и боковая), базис эрозии. Перенос, аккумуляция. Аллювий (русловой и пойменный). Строение и форма речных долин. Элементы речных долин: меандры, поймы, дельты, эстуарии. Формирование и типы речных террас. Полезные ископаемые, связанные с аллювием.

Геологическая деятельность подземных вод. Виды воды в горных породах. Гипотезы происхождения подземных вод. Генетическая классификация подземных вод. Классификация подземных вод по условиям залегания. Виды воды в горных породах. Химический состав подземных вод. Минеральные воды. Коллекторы подземных вод: бассейны, массивы, резервуары. Источники (родники) и их типы. Практическое значение изучения подземных вод.

Карстовые процессы. Основные условия развития и литологические типы карста. Подземные и поверхностные карстовые формы. Отложения карстовых пещер. Гидродинамическая зональность карстовых вод.

Суффозия. Механическая и химическая суффозия. Отличия в механизме и особенностях проявления.

Оползневые процессы. Основные факторы образования оползней. Типы по механизму скольжения. Элементы оползневых тел.

Геологическая деятельность ледников. Образование ледников. Типы ледников. Движение ледников. Разрушительная работа ледников. Транспортная и аккумулятивная деятельность ледников. Типы и состав морен. Флювиогляциальные (водно-ледниковые) и лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения и формы рельефа.

Оледенения в истории Земли. Основные четвертичные и древние оледенения в истории Земли. Причины возникновения покровных оледенений.

Геологические процессы криолитозоны. Распространение и мощность многолетнемерзлых горных пород. Подземные льды криолитозоны. Криогенные процессы: морозное трещинообразование, термокарст, процессы пучения, наледи, полигональные образования. Склоновые процессы: солифлюкция, курумы. Подземные воды криолитозоны: надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные. Практическое значение изучения криолитозоны.

Геологическая деятельность озер. Типы и происхождение озерных котловин. Питание озер. Состав озерной воды. Геологическая деятельность озер. Осадконакопление в озерах. Отложения озер: обломочные, органогенные, хемогенные. Водохранилища: переработка берегов и сопутствующие явления. Влияние водохранилищ на окружающую природную среду.

Геологическая деятельность болот. Происхождение болот, их типы по положению относительно элементов рельефа. Отложения болот. Районы интенсивного торфонакопления.

Гравитационные процессы. Типы гравитационных процессов. Практическая значимость изучения гравитационных процессов и инженерные меры борьбы с ними.

Геологическая деятельность морей и океанов. Химический состав и физические характеристики морской воды: общая соленость, солевой состав, газовый режим, температура, давление, плотность. Движение морских вод. Элементы подводного рельефа океанов и морей. Разрушительная работа моря. Образование осадков в морях и океанах и их генетические типы: терригенные, органогенные, хемогенные, вулканогенные, полигенные.

Диагенез морских осадков. Преобразование осадков в осадочные горные породы. Постдиагенетические изменения осадочных горных пород: катагенез, метагенез и гипергенез. Понятие о фациях.

Геологическая деятельность человека и охрана окружающей природной среды. Типы воздействия человека на окружающую природную среду. Техногенная деятельность и преобразование земной коры. Влияние деятельности человека на ход природных геологических процессов. Формирование антропогенных ландшафтов и отложений. Вопросы охраны геологической среды.

3. РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

3.1. ОБЯЗАТЕЛЬНАЯ

1. Бондаренко С. С. Геология: учеб. пособие по направлению подготовки дипломированных специалистов «Горное дело» / С. С. Бондаренко, Г. И. Потапов, С. Л. Афанасьев, В. Н. Лукин. – 2-е изд., стер. – Москва: Изд-во МГОУ, 2012. – 142 с.

2. Галянина Н. П. Геология. Учебное пособие [Текст]: учеб. пособие / Н. П. Галянина. – Оренбург: Оренбургский государственный университет. – 2015. – 159 с.

3. Ганжара Н. Ф. Геология с основами геоморфологии: учеб. пособие / Н. Ф. Ганжара [и др.]; ред. Н. Ф. Ганжара. – Москва: ИНФРА-М, 2015. – 207 с.

4. Кныш С. К. Общая геология [Электронный ресурс]: учеб. пособие для СПО / С. К. Кныш. – Электрон. текстовые данные. –

Саратов: Профобразование, 2017. – 206 с. – Режим доступа: <http://www.iprbookshop.ru/66392.html>. – ЭБС «IPRbooks».

5. Короновский Н. В. Общая геология: учебник / Н. В. Короновский. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. – 448 с.

6. Короновский Н. В. Геология: учебник для студентов вузов, обучающихся по эколог. спец. / Н. В. Короновский, Н. А. Ясаманов. – М.: Академия, 2012. – 448 с.

7. Литология (классификация, методы исследования, описание осадочных пород): учеб. пособие / Б. М. Осовецкий, Н. Е. Молоштанова; Перм. нац. иссл. ун-т. – Пермь, 2013. – 158 с.

8. Милютин А. Г. Геология: учебник для бакалавров / А. Г. Милютин. – 3-е изд., перераб. и доп. – Москва: Юрайт, 2012. – 543 с.

9. Общая геология: метод. указ. для студентов дневного и заочного отделений направления «Геология» (020700.62 - бакалавриат). Изд-е 3-е, перераб. и доп. // Р. В. Яценко, И. М. Тюрина, С. М. Блинов, И. И. Минькевич, И. В. Щукова. – Пермь: Перм. ун-т, 2013. – 107 с.

10. Петрографический кодекс России. – 3-е изд. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.

11. Петрография (магматические, метаморфические, метасоматические и импактные горные породы): учеб. пособие / Р. Г. Ибламинов, Н. Е. Молоштанова, А. М. Шехирева; под ред. Р. Г. Ибламинова; Перм. нац. иссл. ун-т. – Пермь, 2012. – 240 с.

12. Словарь терминов и определений по общей геологии: учеб. пособие для студ. днев. и заоч. отд. направление «Геология» (511000 – бакалавриат) // И. И. Минькевич, Д. А. Боков. – Изд. 2-е, перераб. и доп. – Пермь: Перм. гос. ун-т, 2009. – 160 с.

13. Суворов А. К. Геология с основами гидрологии. Учебное пособие [Текст]: учеб. пособие / А. К. Суворов. – Санкт-Петербург: Квадро. – 2016. – 280 с.

3.2. ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ

1. Гвоздецкий Н. А. Карст / Н. А. Гвоздецкий. – М.: Мысль, 1981.

2. Геологический словарь. – Т. 1, 2. – М.: Недра, 1978.

3. Горбунова К. А. В мире карста и пещер / К. А. Горбунова, Н. Г. Максимович. – Пермь: Изд-во Том. ун-та, Перм. отд-е, 1991.

4. Горшков Г. П. Общая геология / Г. П. Горшков, А. Ф. Якушова. – М.: Изд-во МГУ, 1973.

5. Горная энциклопедия. – М., 1984.

6. Дорофеев Е. А. Кунгурская Ледяная пещера: фотоальбом. / Е. А. Дорофеев, В. С. Андрейчук, Л. И. Вейсман. – Пермь, Перм. книжное изд-во, 1990.

7. Максимович Г. А. Основы карстоведения / Н. Г. Максимович. – Пермь, 1963. – Т. 1; – 1969. – Т. 2.

8. Павлинов В. Н. Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии / В. Н. Павлинов, Д. С. Кизевальтер, К. М. Мельников и др. – М.: Недра, 1988.

9. Штрюбель Г. Минералогический словарь / Г. Штрюбель, З. Х. Циммер. Перевод с нем. – М.: «Недра», 1987.

10. Якушова А. Ф. Общая геология: учебник / А. Ф. Якушова, В. Е. Хаин, В. И. Славин. – М.: Изд-во МГУ, 1988.

4. ЛАБОРАТОРНЫЕ ЗАНЯТИЯ

4.1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Понятие о минералах, их физические свойства; минеральные индивиды и агрегаты. Породообразующие и акцессорные минералы. Макроскопическое определение минералов. Химическая классификация минералов.

Простейшая генетическая классификация горных пород.

Осадочные породы, их главнейшие признаки: структура, текстура, окраска и др.

Обломочные породы: грубообломочные (псефиты), пески, песчаники (псаммиты), алевроиты и алевролиты.

Глинистые породы (пелиты). Глинозёмистые породы (аллиты).

Карбонатные, кремниевые, соляные (сульфатные и галоидные), железистые, фосфатные, марганцевые породы и каустобиолиты.

Минералы осадочных пород: кварц, оксиды железа, галит, сильвин, гипс (селенит), ангидрит, кальцит (арагонит), доломит, фосфорит.

Магматические породы, их классификация по условиям образования и составу. Интрузивные и эффузивные породы. Ультракислые (пегматит), кислые (гранит, риолит, пегматит, обсидиан); средние (сиенит, диорит); основные (базальт, габбро, пироксенит); ультраосновные (дунит, перидотит, кимберлит). Вулканические породы (вулканический туф, туффиты, пемза).

Минералы магматических пород: кварц, полевые шпаты, нефелин, слюды (биотит, мусковит), оливин, авгит, роговая обманка.

Метаморфические породы, их особенности. Породы разных генетических классов (глинистый сланец, филлит, кристаллические сланцы, гнейсы, мрамор, кварциты, змеевик, хлоритовый сланец, амфиболит, роговик, скарн). Минералы метаморфизма: кварц, серицит, хлорит, тальк, серпентин, графит, актинолит, гранаты.

4.2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ

Общие сведения о геологических картах. Масштабы карт, условные обозначения. Геохронологическая шкала.

Горизонтальное залегание слоев. Признаки горизонтального залегания слоев на геологической карте. Построение геологического разреза по карте с горизонтальным залеганием пород. Наклонное залегание слоев. Элементы залегания слоя. Горный компас, его устройство и принцип действия. Замеры элементов залегания слоев и их запись.

Складчатые формы. Элементы и типы складок. Изображение складок на геологической карте. Анализ карты, построение геологического разреза по карте со складчатыми формами.

Разрывные тектонические нарушения со смещениями. Элементы разрывных нарушений на геологической карте и разрезах. Анализ геологической карты с различными формами залегания слоев, осложненных разрывными нарушениями со смещением.

5. ПЕРЕЧЕНЬ ОСНОВНЫХ ТЕРМИНОВ И ПОНЯТИЙ

абиссальная равнина	автохтон	аккумуляция
актинолит	азимут	абразия
актуализм	алеврит	алевролит
аллохтон	аллювий	альпийская
амплитуда смещения	амфибии	складчатость
амфиболы	антеклиза	антиклиналь
антиклинорий	антрацит	антропоген
аргиллит	артезианские воды	артезианский бассейн
астеносфера	астероид	атмосфера
афанитовая структура	базальтовый слой	базис эрозии
бархан	батолит	безнапорные воды
белемниты	биосфера	боковая морена
боковая эрозия	боксит	брахиоподы
брахискладка	брекчия	бурый уголь
вершина складки	влагоёмкость	влажность абсолютная
взброс	внешние оболочки Земли	внутренние оболочки Земли
влажность	вода гигроскопическая	вода гравитационная
внутренняя морена	вода пленочная	водоносный горизонт
вода капиллярная	водопроницаемость	водоупорные породы
водоотдача	вулканизм	вулканоиды
волны сейсмические	выщелачивание	габитус
выветривание	гастроподы	гейзеры
галактика	геомагнитный пояс	геосинклиналь

геоид	геотермический	геохронологическая
геотермическая ступень	градиент	шкала
гидратация	герцинская складчатость	гидролакколит
гидрогеология	гидросфера	гипергенез
гидротермальный	гидролиз	гипабиссальные
метаморфизм	гипоцентр	породы
глубинный разлом	землетрясения	глубинная эрозия
головоногие моллюски	глубоководный желоб	годограф
горнблендит	горная порода	горст
гравитационная	горючий сланец	грабен
аномалия	гранаты	грейзен
грунтовые воды	дайка	дельта
делювий	денудация	дефляция
диагенез	диаклазы	диапировые складки
динамическая геология	диатремы	дизъюнктивное
дислокация	дифференциация магмы	нарушение
донная эрозия	дресва	донная морена
дюна	железный метеорит	друмлин
жерло вулкана	замок складки	зеоды
землетрясение	земная кора	зандры
зона аэрации	зоны циркуляции	зеркало грунтовых вод
изоклиальная складка	карстовых вод	игнимбриты
известковый туф	изостазия	изосейсты
интрузия	иллювий	инженерная геология
каверны	инфильтрация	историческая геология
карст	карбонатизация	карры
коллювий	каустобиолиты	клип (клиппен)
конечная морена	кливаж	конгломерат
кора выветривания	конкреция	контактный
кратер	коралловый риф	метаморфизм
корразия	кремнекислородный	кристаллический
кровля пласта	тетраэдр	фундамент
купол	крыло складки	ксенолит
ледниковый трог	лава	лакколит
лесс	ледниковый цирк	ленточные глины
литосфера	ликвация	литораль
магма	лополит	маары
мантия Земли	магнитная аномалия	малые планеты
меандры	материковая отмель	материковый склон
минерал	межень	метаморфизм
минерализаторы	миоцен	многолетняя мерзлота
морена	мобилизм	моноклиналь
наледь	мульда	надвиг
неоген	напорные воды	надмерзлотные воды
область питания	обсидиан	озы
ледника	олигоцен	оолиты

оползень	орогенез	осевая поверхность
ось складки	островная дуга	складки
относительная	палеогенез	палеоцен
геохронология	падение слоя	пелелиподы
пирокластические	плагиоклазы	платформа
породы	плиоцен	пляж
пликативные нарушения	пневматолиз	поверхность Конрада
поверхность	поддвиг	подземные воды
Мохоровичича	подошва пласта	пойма
полевые шпаты	пористость	порфировая структура
порфировидная	пролювий	простирание слоя
структура	псаммиты	ресфиты
разрывные нарушения	региональный	реголит
регрессия моря	метаморфизм	речная терраса
ригель	риф	рифт
роговик	руководящие формы	сапропель
сброс	свод складки	сдвиг
сель	серицитизация	серпентинизация
синеклиза	синклиналь	синклинорий
скарн	складка	слоистость
солифлюкция	спайность	спрединг
срединная морена	старица	структура горных пород
субдукция	сундучные складки	суффозия
талики	текстура горных пород	тектоническое окно
термокарст	тиллиты	трансгрессия моря
трещиноватость	трилобиты	тропосфера
туффиты	угловое несогласие	угол падения слоя
угол складки	фация осадков	физическое
фиксизм	фирн	выветривание
флексура	флиш	флювиогляциальные
флюидальная текстура	фораминиферы	отложения
фотосинтез	химическое	хионосфера
хлоритизация	выветривание	хондры
цемент	цепные силикаты	цокольная терраса
цунами	шарнир складки	шарьяж
шельф	шток	экзарация
экзогенные процессы	элементы залегания	элювий
эндогенные процессы	пород	эон
зонотема	эоцен	эпицентр землетрясения
эра	эратема	эрозионная терраса
эрозия	эстуарий	эффузивные породы
ярус	ядро Земли	ядро складки

6. ОСНОВНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, КОТОРЫЕ НЕОБХОДИМО УСВОИТЬ

Химический состав Земли в целом, земной коры, метеоритов, атмосферы, гидросферы (преобладающие 6–8 элементов, %). Соленость вод Мирового океана и морей: минимальная, средняя, максимальная. Химический состав вод суши: пресных, солоноватых, соленых, рассолов; пределы их минерализации. Реакции окисления, гидратации, гидролиза, карбонатизация при процессах химического выветривания.

7. ПЕРЕЧЕНЬ ОСНОВНЫХ ЦИФРОВЫХ ДАННЫХ

Количество больших планет Солнечной системы. Средняя масса планет Земной группы. Средняя плотность планет Земной группы. Средний радиус Земли, объем и площадь. Большой и малый радиусы Земли. Возраст Земли, земной коры и наиболее древних минералов. Возраст Луны, метеоритов. Мощность земной коры: океанической и континентальной. Мощность осадочно-вулканогенного, гранитно-метаморфического, гранулитно-базитового слоев континентальной коры. Мощности осадочного слоя, слоя базальтовых pillow, слоя габбро океанической коры. Глубина залегания мантии, ядра Земли. Скорость пробега продольных сейсмических волн в разных сферах Земли. Глубина Мирового океана: средняя, максимальная. Средняя высота суши, максимальная высота суши. Твердость породообразующих минералов (шкалы твердости). Диаметр частиц: псефитов, псаммитов, алевритов, пелитов. Достигнутая глубина бурения в сверхглубоких скважинах.

8. ЧТО НУЖНО УМЕТЬ ЗАРИСОВЫВАТЬ

Расположение больших планет в Солнечной системе относительно Солнца; схему строения атмосферы; схему сферического (зонального) строения Земли; гипсографическую кривую; форму и схему движения бархана; схему залегания различных типов подземных вод: верховодки, грунтовых вод, пластовых безнапорных и напорных (артезианских) вод; схему регрессивной эрозии; поперечный разрез речной долины в разных стадиях ее развития; поперечный профиль речной долины с различными типами террас: аккумулятивной,

цокольной, эрозионной; пойма, элементы речной террасы; схему формирования меандр. Движущиеся морены в плане ледника и поперечном разрезе; схему соотношения (в плане) ледниковых и водно-ледниковых отложений. Строение вулканического аппарата; формы интрузивных тел в разрезе земной коры: согласных и несогласных интрузий. Первоначальное ненарушенное залегание осадочных горных пород; схему согласного и несогласного залегания пород. Элементы складки; антиклинальные и синклинальные складки с обозначением возраста слоев; элементы залегания слоя; типы складок по наклону осевой поверхности и падению крыльев; типы складок по форме замка; изображение различных складок в плане. Элементы сброса, взброса; схему горста, грабена.

9. НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ КУРСА

Установочные лекции знакомят студентов-заочников с методикой работы над курсом, программой, литературой, методическими пособиями, разделами программы, выдаются темы для самостоятельного изучения и задания по подготовке и выполнению лабораторных работ.

Обзорные лекции охватывают разделы курса, наиболее трудные для самостоятельного изучения, включая вопросы программы, которые содержат новые научные сведения по предмету, и посвящены темам, выбранным по желанию слушателей (в зависимости от степени их подготовки).

В лекционном курсе читаются разделы о положении Земли в мировом пространстве, планетах Земной группы, метеоритах; даются основные сведения о Земле и земной коре, их физико-химической характеристике. Подробно освещается вопрос о вещественном составе земной коры; физические свойства и химическая классификация минералов, макроскопические методы их определения и описания; генетическая классификация горных пород, отличительные признаки различных генетических групп, их вещественный состав, методы определения и описания. Выдается задание по самостоятельному описанию коллекций.

Раздел курса «Экзогенные геологические процессы» почти полностью прорабатывается студентами самостоятельно. На дневном отделении часть тем вынесена на семинарские занятия. В этом случае при подготовке курса студент должен точно следовать программе или

поставленным вопросам.

В последние десятилетия геологическая наука сделала большой шаг вперед, поэтому при подготовке курса не рекомендуется ограничиваться только учебным пособием. Необходимо пользоваться дополнительной литературой и периодическими изданиями, находить информацию в сети Интернет. Из учебной литературы предпочтение следует отдавать изданиям последних 5–10 лет. В процессе аудиторной и самостоятельной работ над курсом студенты могут консультироваться у преподавателя по вопросам, вызывающим затруднения в освоении материала.

Лабораторные занятия. Студент-заочник самостоятельно приступает к выполнению лабораторных занятий, зная их объем. В период подготовки к сессии он должен составить описание минералов и горных пород программного перечня в отдельной тетради и на лабораторных занятиях в аудитории работать с каменным материалом по этому описанию. Качество усвоения материала зависит от степени подготовки студента к лабораторным занятиям.

Раздел лабораторных занятий «Геологические карты и разрезы» готовится студентами самостоятельно по предварительно полученному заданию, а в аудитории выясняются лишь непонятные вопросы темы, изучается горный компас.

Для лабораторных занятий необходимы пособия по курсу общей геологии (см. раздел 3); шкала Мооса, стекло, фарфоровая плитка, 5%-ный раствор соляной кислоты с пипеткой, нож, напильник, лупа трех-, пятикратного увеличения, коллекция минералов и горных пород, горный компас.

В результате лабораторных занятий студенты должны уметь определять и описывать минералы и горные породы без определителя. Определение должно сопровождаться доказательством. Например, нельзя ограничиться высказыванием: «Это кварц». Следует описать его физические свойства, указать, что этот минерал хорошо царапает стекло, царапается корундом, твердость его около 7, спайность отсутствует, излом раковистый, блеск на изломе жирный, на грани стеклянный, прозрачный или просвечивает. Наиболее близок по свойствам к кварцу нефелин, но последний слабо царапает стекло, менее прозрачен, жирный блеск его более тусклый. Следовательно, определяемый минерал – кварц.

Студенты дневного отделения выполняют лабораторные работы в аудитории под руководством преподавателя, но занятию должна предшествовать серьезная домашняя подготовка: знание классификаций минералов и горных пород, порядок определения и

описания образца, объема предстоящей работы, наличие пособия.

Экзамен принимается только после выполнения с положительной оценкой лабораторных работ и сдачи зачета. Сдача экзамена в неустановленные сроки, а также его пересдача возможны только на основании письменного разрешения деканата. Время сдачи экзамена согласовывается с преподавателем. Запрещена пересдача экзамена более двух раз.

На экзамене студент выполняет итоговое тестовое задание в течение 2 академических часов. Вопросы соответствуют разделам программы.

10. УЧЕБНАЯ ПОЛЕВАЯ ПРАКТИКА

Практика проводится в основном в окрестностях г. Перми. Проводятся однодневные маршруты на Камское водохранилище, в Кунгурскую Ледяную пещеру и некоторые другие интересные с геологической точки зрения места Западного Урала. Учебная практика имеет целью закрепить знания, полученные студентами при изучении курса «Общая геология», и привить им навыки проведения геологических наблюдений и глазомерной геолого-гидрогеологической съемки. Практика состоит из 4 этапов.

Организационный период. Студенты знакомятся с инструкциями, разбиваются на бригады, слушают вводную лекцию. В обязательном порядке сдают экзамен по технике безопасности. Получают оборудование, снаряжение, инструмент, проверяют их исправность. Готовят принадлежности и материалы (дневники, анкеты, журналы), усваивают инструктивные указания по ведению дневника, полевых и камеральных работ. Знакомятся с планом и графиком маршрутов и экскурсий, распорядком дня и основными требованиями, предъявляемыми к качеству работ на всех последующих этапах.

Полевые наблюдения включают, кроме маршрутов и экскурсий, ежедневную камеральную обработку всех полученных данных; готовятся материалы для отчета, пишутся черновики отдельных разделов отчета.

Составление отчета. Работа ведется бригадами по материалам, собранным и обработанным в полевой период, повторно просмотренным и проверенным в соответствии с требованиями, предъявляемыми к отчету. После проверки отчет передается на просмотр руководителю практики.

Защита отчета проводится после учета замечаний руководителя практики всеми членами полевой бригады.

ЧАСТЬ II. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

11. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ

Минералами называются природные химические соединения или самородные элементы, возникающие в земной коре и на ее поверхности в результате различных физико-химических процессов.

В. И. Вернадский (1923) определял минерал как «физически или химически индивидуализированный продукт земных химических реакций, состоящий из химических молекул». В определении минерала возникают разногласия по вопросу об агрегатном состоянии вещества. Одни относят к минералам лишь твердые продукты, другие (в том числе В. И. Вернадский) считают минералами также природные жидкости и газы.

Горные породы – это естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения. Они образуются в результате геологических процессов в определенной среде, как в глубоких горизонтах земной коры, так и на поверхности, в континентальной и водной обстановках.

Известно **около 3 тыс.** минералов. Однако лишь немногие из них широко распространены в земной коре и участвуют в сложении горных пород. Эти минералы называются *породообразующими*. Минералы, количественно ничтожные в составе горных пород (<1%), называются *аксессуарными*.

В курсе общей геологии изучаются главнейшие породообразующие и некоторые широко распространенные минералы в твердом состоянии. Большинство из них имеют кристаллическое строение, более или менее хорошо выраженную форму многогранников, неправильных зерен или сплошных масс.

Основным признаком кристаллических веществ является строго определенная группировка слагающих их атомов и ионов, которые занимают определенные места в пространстве, образуя *кристаллические решетки* (рис. 1). От этой группировки зависит форма кристаллов.

Минералы некристаллического строения, образующие бесформенные массы в виде натеков, называются *аморфными*. К ним относится лимонит, опал и др. По мнению некоторых геологов-ученых, аморфными называются такие минералы, кристаллическая природа которых современными методами исследования не установлена.

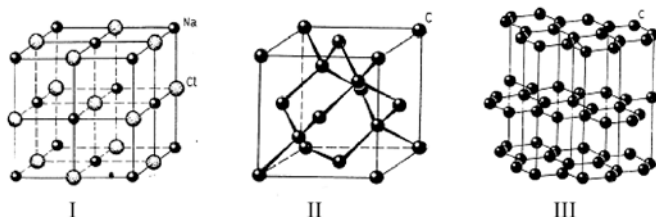


Рис. 1. Кристаллические решетки некоторых минералов
I – галит, II – алмаз, III – графит

Они подобны жидкостям или расплавам. Физические свойства аморфных веществ характеризуются **изотропностью**, т.е. они одинаковы во всех направлениях (электропроводность, теплопроводность, твердость, оптические свойства и др.). При нагревании такие минералы не плавятся, а размягчаются, так как представляют собой «твердые жидкости». Кристаллические минералы **анизотропны**, т.е. их физические свойства одинаковы только в определенных направлениях.

11.1. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

К числу характерных свойств большинства кристаллических минералов относится свойство самоограничения, т.е. способность образовывать кристаллы. Каждому минералу присуща своя кристаллическая форма, зависящая от типа химических связей решетки, химического состава и условий его образования.

В кристалле различают следующие элементы: **грани**, или плоскости, ограничивающие кристалл, **ребра** – линии пересечения граней, **вершины** – точки пересечения ребер, **гранные углы** кристалла – углы между гранями. Для всех кристаллов одного и того же вещества углы между соответствующими гранями одинаковы и постоянны. Это **закон постоянства гранных углов** – один из важнейших законов кристаллографии. Он вытекает из того, что частицы вещества в кристаллах располагаются в определенном порядке и каждая грань кристалла соответствует определенному направлению в его внутренней структуре. Этот закон позволяет определять минералы даже в мелких обломках кристаллов, если они в какой-то мере сохраняют естественные грани. Каждый естественный кристалл имеет свою форму, характеризующуюся определенным сочетанием элементов симметрии. **Симметрия** – это закономерность в расположении элементов ограничения кристалла, выражающаяся в закономерной повторяемости частей при вращении кристалла (рис. 2).

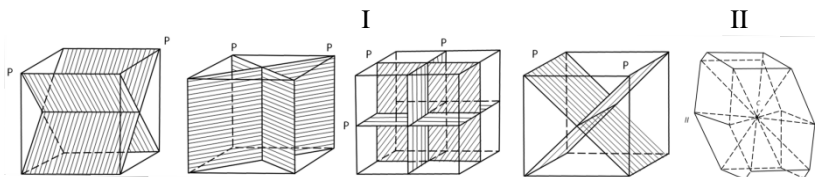


Рис. 2. Элементы симметрии

I – 9 плоскостей симметрии P в кубе, II – центр симметрии C

Прямая линия, при повороте вокруг которой на один и тот же угол все части кристалла всегда симметрично повторяются n раз, называется **осью симметрии** (обозначается буквой L). Число n , показывающее сколько раз при повороте на 360° кристалл может совмещаться с исходным положением, называется порядком или значимостью оси и обозначается цифрой, которая ставится внизу справа у буквы L . Число n – всегда целое, и в кристаллах могут существовать оси симметрии только 2-го, 3-го, 4-го и 6-го порядков.

Плоскость симметрии – мысленно проведенная плоскость, разделяющая симметричную фигуру на две равные части, из которых одна является зеркальным подобием другой. Обозначается буквами P или m . В кубе таких плоскостей девять.

Многие кристаллические многогранники имеют **центр симметрии** – точку внутри кристалла, на равных расстояниях от которой в диаметрально противоположных направлениях располагаются одинаковые элементы ограничения (параллельные грани, вершины). Он обозначается буквой C .

Ось, плоскость и центр симметрии называются **элементами симметрии**. Число их зависит от внутреннего строения кристаллов и строго ограничено.

Русский ученый А. В. Гадолин доказал, что у кристаллов возможны 32 различные комбинации элементов симметрии, называемые видами или классами симметрии. Все виды симметрии группируются по степени сложности в семь крупных групп или систем, называемых **кристаллографическими сингониями**: триклинной, моноклинной, ромбической, тетрагональной или квадратной, тригональной, гексагональной и кубической. Изучением кристаллического строения минералов занимается наука **кристаллография**.

В природе кристаллические минералы встречаются как в виде одиночных кристаллов или их сростков, так и в виде скоплений, называемых минеральными агрегатами. Эти агрегаты состоят из зерен, обладающих внутренним кристаллическим строением. Среди

минералов выделяются три группы, обладающих характерным обликом, или *габитусом* кристаллов:

1) **изометрические** формы – одинаково развитые по всем трем направлениям (пр.: магнетит, пирит, гранат);

2) **удлиненные в одном направлении** формы – призматические, столбчатые, игольчатые и лучистые (пр.: барит, кварц, роговая обманка);

3) формы, **вытянутые в двух измерениях** при сохранении третьего коротким, – таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые кристаллы (пр.: хлорит, гипс, слюды).

Некоторые минералы образуют закономерно сростшиеся кристаллы и называются двойниками, тройниками и т.д. *Двойники* возникают в результате взаимного прорастания или срастания кристаллов (рис. 3, I). Незакономерные агрегаты кристаллов называются друзами и «щетками», нарастающими на стенках полостей и пещер в горных породах. *Друзы* – это сростки более или менее правильных кристаллов, присосших одним концом к породе (рис. 3, II). Для их образования необходимы открытые полости, в которых может происходить свободный рост кристаллов. Кроме того, многие кристаллические минералы дают сложные неправильные формы, образуя дендриты, натечные формы и т.д. *Дендриты* образуются в результате быстрой кристаллизации минералов в тонких трещинах и порах породы и напоминают причудливые по форме ветки растений (рис. 3, III).

Иногда минералы почти целиком заполняют небольшие пустоты, образуя секреции. *Секреции* имеют концентрическое строение, и их заполнение минеральным веществом происходит от периферии к центру (рис. 3, IV). Крупные секреции с оставшейся в середине пустотой называются *жеодами* (рис. 3, V); мелкие секреции в вулканических магматических породах называются *миндалинами*.

Конкреции – стяжения шарообразной или неправильной округлой формы, образуются в результате отложения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации (рис. 3, VI). Они часто имеют радиально-лучистое внутреннее строение. В отличие от секреций рост конкреций идет от центра к периферии. Очень часто в виде конкреций встречаются фосфорит и марказит. По своему строению с конкрециями сходны *оолиты* – мелкие округлые образования (до 2 мм в поперечнике), имеющие концентрическое строение и возникающие при выпадении минерального вещества из водных растворов. Примерами оолитов являются морской и речной жемчуг, сложенный минералом арагонитом, а также пещерный

жемчуг, состоящий из кальцита. В таком виде встречаются руды марганца, железа, алюминия.

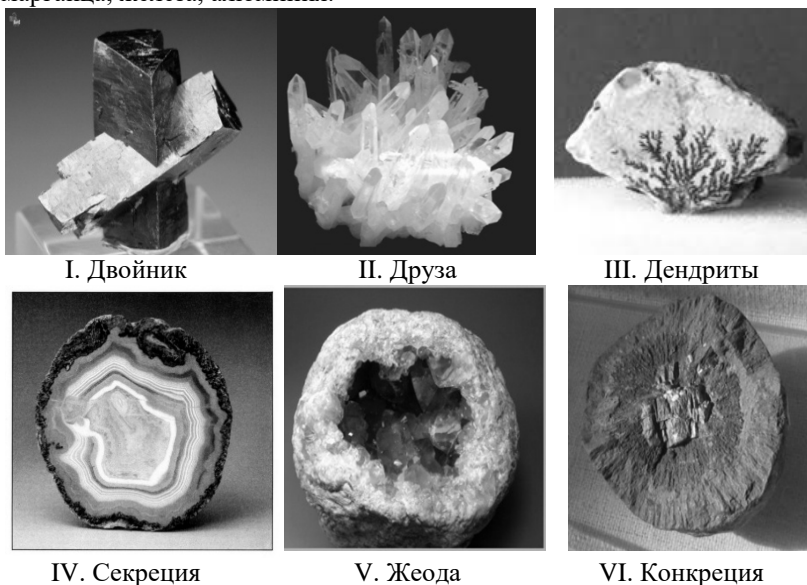


Рис. 3. Формы нахождения минералов в природе

Если кристаллизация веществ из растворов происходит медленно или раскристаллизации подвергаются коллоиды с образованием метаколлоидов, то при этом образуются **натечные формы**, имеющие вид сосулек, почек или гроздей, прожилок, жил или гнезд. Натечки часто образуются в пещерах: свисающие в виде сосулек сверху называются *сталактитами*, а нарастающие им навстречу снизу вверх – *сталагмитами*; пещерные колонны носят название *сталагматов*. Тонкие пленки минералов на поверхности горных пород называются *налетами*, *выцветами*.

Расщепленные кристаллы состоят из субиндивидов, объединенных в одно целое. Формы расщепления кристаллов многочисленны. В отличие от минеральных агрегатов расщепленные кристаллы всегда получаются не срастанием разных кристаллов, а разрастанием одного и того же кристалла. Несмотря на разориентировку субиндивидов, углы в плоскости расщепления (перпендикулярной направлению преимущественного роста) сохраняются такими же, как и на исходном кристалле. Такие кристаллы образуются, когда в среде есть микрочастицы, которые

поглощаются растущим кристаллом, из-за механических деформаций, а также из-за явлений изоморфизма. В результате формируются расщепленные кристаллы разной морфологии – сферолиты типа двулистника, розетки, розочки, сноповидные образования, мозаичные блок-кристаллы и т.п.

В природе часто можно встретить минералы одной и той же кристаллической формы, но с переменным химическим составом. Способность химических элементов (атомов и ионов) замещать друг друга в кристаллических решетках, не нарушая их структуры, называется **изоморфизмом**. Примером изоморфной смеси могут служить плагиоклазы, представляющие собой смесь двух компонентов – альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Для того чтобы изоморфное замещение стало возможным, взаимно замещающиеся ионы должны иметь близкие по размерам ионные радиусы и сумма их валентностей должна быть одинаковой.

Характерным свойством некоторых минералов является способность образовывать различные кристаллические решетки при одном и том же химическом составе. Это явление носит название **полиморфизма**. Так, кальцит CaCO_3 кристаллизуется в тригональной сингонии, а арагонит CaCO_3 – в ромбической. Другим примером могут служить алмаз, кристаллизующийся в кубической сингонии, и графит, образующий столбчатые кристаллы гексагональной сингонии (см. рис. 1). Оба эти минерала состоят из одного углерода (С).

Иногда минералы принимают несвойственную им кристаллографическую форму, образуя точную копию другого минерала или органического образования. Такие формы называют **псевдоморфозами** (ложными формами). Простейшим примером псевдоморфоз являются окаменелости, в которых органическое вещество животного или растения целиком замещается кальцитом, опалом или халцедоном, сохраняя, однако, все особенности своей первоначальной формы. Часто встречаются псевдоморфозы лимонита по пириту, представляющие собой кристаллы кубической формы нацело окисленного и перешедшего в лимонит пирита.

11.2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Физические свойства минералов определяются на глаз, т.е. визуально, без применения каких-либо увеличивающих приборов (макроскопически). Определение физических свойств минерала позволяет отличить его от других и дать ему название. Для определения минерала устанавливают его цвет в куске и в порошке,

блеск, прозрачность, излом, спайность, твердость, удельный вес и специфические свойства, присущие одному минералу или группе (вкус, магнитность и др.). Физические свойства минерала определяют по наиболее свежей поверхности образца.

Цвет. Минералы имеют различный цвет в куске. При определении цвета его сравнивают со знакомыми нам в быту цветами предметов, подчеркивая не только цвет, но и оттенок, например, молочно-белый, грязно-белый, кроваво-красный, кирпично-красный, лимонно-желтый, бутылочно-зеленый, темно-зеленый, соломенно-желтый, золотисто-желтый и т.д. Если минерал имеет металлический блеск, к названию его цвета прибавляют название металла, блеск которого имеет минерал, например, золотисто-желтый, латунно-желтый, оловянно-белый, свинцово-серый, стально-серый, железо-черный и т.д. Окраска минерала может быть изменчива, обычно в зависимости от содержания посторонних примесей.

Некоторые минералы меняют цвет в зависимости от условий освещения. Например, минерал лабрадор при некоторых углах поворота приобретает красивую, синюю или зеленую, окраску. Это свойство минералов называется *иризацией*. У лабрадора она возникает за счет интерференции света, отражающегося от обеих плоскостей микроскопических трещин спайности, заполненных тончайшими плёночками минерала ильменита (FeTiO_3). Иногда, кроме основной окраски, тонкая поверхностная пленка минерала имеет дополнительную. Это явление называется *побежалостью* и объясняется интерференцией света в тонких слоях, образующихся на поверхности минералов. Обычно побежалость бывает радужной; у халькопирита поверхность переливается синим, красным и фиолетовым цветами; у борнита – фиолетово-синим; у антимонита – темно-синим.

Так как не все минералы обладают постоянным цветом, определить минерал только по этому свойству нельзя, необходимо учитывать его в совокупности с другими физическими свойствами.

Цвет черты. Многие минералы изменяют свой цвет при истирании их в порошок. Это свойство определяется с помощью фарфоровой пластинки (*бисквита*) путем получения черты минерала на ее поверхности. Цвет этой черты и указывает на цвет минерала в порошке. Цвет черты постоянен для каждого минерала и поэтому является определяющим свойством. Однако нужно иметь в виду, что минералы с твердостью выше 6 не истираются на бисквите в порошок, а только его царапают, так как твердость бисквита менее 6. В этом случае говорят, что минерал черты не дает (кварц).

Блеск – это свойство минералов в той или иной степени отражать световые лучи. Различают несколько видов блеска.

Металлический – это сильный блеск, напоминающий блеск поверхности металла (графит, пирит, галенит и др.).

Металлоидный (полуметаллический) – напоминает поверхность потускневшего металла (гематит, магнетит в выветрившихся разностях).

Стекланный – напоминает блеск стекла, в мелкозернистых агрегатах – блеск битого стекла (кальцит, апатит, кварц на гранях кристаллов).

Жирный – напоминает блеск поверхности, смазанной жиром (нефелин, кварц и сера на изломе).

Перламутровый – блеск, обусловленный отражением света от внутренних плоскостей минерала, сильный блеск с радужными оттенками (слюда, тальк, гипс в прозрачной разновидности – марьино стекло).

Шелковистый – подобен блеску шелковых волокон. Им обладают минералы волокнистого строения (селенит – волокнистая разновидность гипса, роговая обманка).

Восковой – характерен для минералов с аморфным или скрытокристаллическим строением (опал, кремнь).

Алмазный – сильный блеск, искрящийся, которым обладают алмаз и сфалерит (цинковая обманка).

Если минерал не блестит, его называют *матовым*.

Прозрачность – свойство минерала пропускать световые лучи сквозь его тонкую пластинку. При макроскопическом определении можно руководствоваться следующим правилом: минералы с черной или темной чертой и металлическим блеском непрозрачны; минералы с неметаллическим блеском и светлой чертой в какой-то степени прозрачны. По степени прозрачности различают следующие минералы:

- *прозрачные* – через которые ясно видны предметы (горный хрусталь, гипс);

- *полупрозрачные* – через которые видны лишь очертания предметов (халцедон, апатит);

- *просвечивающие* – пропускающие свет только в очень тонких пластинках (полевой шпат, нефелин).

Спайность – это способность кристаллических минералов раскалываться по плоскостям в одном или нескольких кристаллографических направлениях, образуя ровные, зеркально-блестящие поверхности, называемые плоскостями спайности (рис. 4).

Различают следующие виды спайности.

Весьма совершенная, когда минерал при расщеплении или расколе образует листочки, пластинки или обломки, ограниченные плоскостями спайности (слюды, хлорит, гипс).

Совершенная – при расколе минерала преобладают ровные зеркальные поверхности (полевые шпаты, роговая обманка).

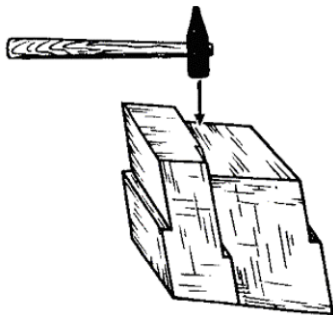


Рис. 4. Совершенная спайность в трех направлениях у кальцита

Средняя – наряду с плоскостями спайности при расколе образуются и неровные поверхности излома (авгит).

Несовершенная – при расколе минерала преобладают поверхности неправильного излома (апатит, оливин).

Весьма несовершенная – минерал спайностью не обладает и при расколе дает только неровные поверхности излома (кварц, халцедон, пирит).

Спайность – свойство, постоянное для каждого минерала. Однако макроскопически она хорошо определяется только в крупных кристаллах. Поэтому, если минерал в мелкозернистой форме, где спайность плохо распознается или не видна совсем, следует выяснить ее по определителю и просто запомнить.

Излом – это вид поверхности, образующейся при расколе минерала. Изломы бывают следующие:

раковистый – с вогнутой или выпуклой концентрически-волнистой поверхностью, напоминающей поверхность раковин (кварц, пирит);

зернистый – характерен для мелкозернистых агрегатов (гипс, магнетит); как разновидность зернистого различают *сахаровидный* излом (апатит);

землистый – напоминает шероховатую поверхность кусочка земли и встречается обычно у матовых минералов (фосфорит, лимонит);

занозистый (игольчатый) – образуется в волокнистых минералах (асбест, роговая обманка, селенит);

ровный – наблюдается у минералов с весьма совершенной и совершенной спайностью (гипс, кальцит, полевые шпаты);

неровный – характерен для минералов с плохо выраженной спайностью, имеет неровную поверхность (нефелин, кварц и др.);

ступенчатый – имеет вид тонкоступенчатой поверхности и характерен для галенита.

Излом не является постоянным свойством минерала. Он изменяется в зависимости от величины и формы кристалла, поэтому является определяющим лишь в совокупности с другими физическими свойствами минерала.

Твердость – это способность минерала сопротивляться царапанию, истиранию или давлению. Она определяется с помощью минералогической шкалы твердости – **шкалы Мооса** (Фридрих Моос (1773–1839) – немецкий минералог, создавший шкалу), состоящей из 10 минералов (эталонов), твердость которых считается известной (стандартной). Порядковый номер минерала в шкале условно соответствует его твердости (табл. 2).

Твердость минералов шкалы относительна. Так, твердость талька, определенная на специальном приборе путем вдавливания, равна $2,4 \text{ кг/мм}^2$, а алмаза – 10060 кг/мм^2 , т.е. алмаз тверже талька не в 10 раз, а примерно в 500 раз.

Таблица 2. Шкала твердости минералов (Мооса)

Твердость	Минерал	Химический состав
1	Тальк	$\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{19}]$
2	Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$
3	Кальцит	CaCO_3
4	Флюорит	CaF_2
5	Апатит	$\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl}) [\text{PO}_4]_3$
6	Ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
7	Кварц	SiO_2
8	Топаз	$\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2 [\text{SiO}_4]$
9	Корунд	Al_2O_3
10	Алмаз	C

В поле геологи часто пользуются **бытовой шкалой твердости**, порядковый номер предмета в которой соответствует его условной твердости:

- 1) грифель мягкого карандаша;
- 2) ноготь;
- 3) медная монета;
- 4) железный гвоздь;

- 5) стекло;
- 6) острие стального ножа, игла;
- 7) напильник, кусочек кварца.

Для определения твердости любого исследуемого минерала на его поверхности выбирают гладкую площадку и, нажимая, проводят по ней острым углом минерала из шкалы твердости (или предметом). Если на исследуемом минерале остается царапина, то его твердость меньше, чем у минерала-эталона, если царапина отсутствует, то твердость первого больше. При равной твердости испытываемого минерала и минерала-эталона они взаимно слабо царапают друг друга. Если исследуемый минерал оказался по твердости в интервале между двумя эталонами, его твердость определится как промежуточная между ними.

Твердость является определяющим свойством минералов. Однако следует иметь в виду, что посторонние примеси и выветривание минералов могут изменять их стандартную твердость.

Удельный вес – это характеристика плотности минерала (г/см^3). Точное определение удельного веса возможно лишь в лабораторных условиях. При определении минерала пользуются взвешиванием минерала на ладони с приблизительной оценкой «тяжелый», «средний», «легкий». Удельный вес минералов представлен в таблице 3.

Таблица 3. Удельный вес минералов

Уд. вес, г/см^3	Группа	Минералы
До 2,5	Легкие	Графит, сера, галит, сильвин, гипс, нефти, угли
2,5–4,0	Средние	Кварц, корунд, лимонит, флюорит, кальцит, доломит, ангидрит, апатит, фосфорит, оливин, роговая обманка, тальк, серпентин, слюды, полевые шпаты
Более 4,0	Тяжелые	Гранат, рудные минералы

Специфические свойства минералов – это свойства, которые присущи одному минералу или небольшой их группе.

Магнитность – способность минерала действовать на стрелку компаса, отклоняя или притягивая ее. Кусочек определяемого минерала подносится к установившейся стрелке компаса и несколькими движениями в разные стороны проверяется его действие на нее. Этим свойством обладают магнетит, платина, пирротин, иногда ильменит.

Реакция со слабой (5–10%) соляной кислотой HCl. Минералы класса карбонатов «вскипают» с соляной кислотой, выделяя углекислый газ в виде пузырей. Кальцит вскипает в куске, доломит – только в порошке, магнезит и сидерит – в подогретой кислоте.

Некоторые сульфиды также вскипают с соляной кислотой с выделением сероводорода, распознаваемого по характерному запаху.

Вкус. По вкусу распознают галит (каменная соль) и сильвин (калийная соль). Галит – соленый, сильвин – горько-соленый, щиплет язык.

Двойное лучепреломление. Это свойство хорошо выражено у прозрачных разностей кальцита – исландского шпата. Если через исландский шпат рассматривать предмет, то возникает его двойное изображение.

Некоторые минералы определяют *на ощупь*, например, каолинит – жирный, мажущий; тальк – жирный, мыльный; боксит, мел, трепел – сухие или «тощие». В природе встречаются минералы, для которых неплохим диагностическим свойством является *запах*. Так, если потереть или резко ударить друг о друга два кусочка арсенопирита или других арсенидов, то почувствуем чесночный запах – запах мышьяка.

11.3. ПОРЯДОК ОПИСАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Название, химический состав в виде формулы, класс химической классификации. Цвет минерала в куске, порошке; блеск и прозрачность; излом и спайность; твердость с точностью до единицы; удельный вес в виде группы. Отличительные (диагностические) свойства минерала от других и от себе подобных. Формы нахождения в природе. Генезис и условия образования минерала.

Описание минерала должно быть последовательным, логичным, без нумерации свойств и относиться к конкретному образцу.

Пример. Галит, NaCl, хлориды. Цвет в куске пестрый, синевато-серых тонов, черта белая; блеск стеклянный, прозрачный; излом ровный, спайность весьма совершенная; твердость 2, удельный вес легкий. Соленый на вкус. Происхождение – осадочное.

11.4. ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

Минерал (понятие). Породообразующие минералы. Макроскопическое (визуальное) определение. Кристаллические минералы. Кристаллическая решетка минерала. Элементы симметрии кристаллов. Кристаллографические сингонии. Аморфные минералы.

Скрытокристаллические минералы. Генезис. Формы кристаллов: изометрические, призматические, таблитчатые, листоватые, чешуйчатые. Закономерные сростки кристаллов (двойники, тройники и т.д.). Друзы. Дендриты. Секречии, жеоды, миндалины. Конкреции. Натечные формы. Оолиты. Расщепленные кристаллы. Изоморфизм, полиморфизм, псевдоморфизм. Побежалость. Иризация. Бисквит. Шкала Мооса. Магнитность. Двойное лучепреломление.

11.5. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Что такое минерал? Породообразующие минералы.
2. Формы нахождения минералов в природе.
3. Взаимоотношения формы и химического состава минералов.
4. Макроскопическое определение минералов; свойства, определяемые визуально.
5. Определение цвета и черты минералов.
6. Блеск и прозрачность минералов.
7. Излом и спайность минералов.
8. Твердость минералов.
9. Удельный вес и специфические свойства минералов.
10. Порядок описания минералов.

11.6. ХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Современная химическая классификация минералов основывается на *химическом составе* и рентгенометрически изученном *кристаллическом строении вещества*, тесно связанных с их *генезисом*. По химическому признаку выделяют классы и подклассы минералов, отвечающие все большей детализации их состава. По структурным признакам выделяются отделы, подотделы, группы и подгруппы минералов. Из общего числа минералов около 34% приходится на силикаты, около 25% – на оксиды и гидроксиды, около 20% – на сульфиды; на долю всех остальных минералов приходится около 21%.

В курсе общей геологии для определения предлагаются породообразующие минералы следующих таксономических единиц:

- I класс – самородные элементы;
- II класс – сульфиды;
- III класс – оксиды и гидроксиды;
- IV класс – хлориды (подкласс безводных хлоридов);
- V класс – фториды (группа флюорита);
- VI класс – карбонаты;

VII класс – сульфаты;

VIII класс – фосфаты;

IX класс – силикаты.

Силикаты по химическому составу и структурному строению делятся на подклассы и группы.

Самородные элементы (сера, графит, алмаз) в химическом отношении являются простейшими веществами, состоящими из одного, реже – из смеси двух элементов. Они не являются породообразующими, но имеют широкое практическое применение. В породах часты в виде включений. Происхождение – метаморфическое, вулканогенное, при разложении сульфидов, при распаде сернокислых соединений в присутствии органических веществ.

Сульфиды (пирит, халькопирит, галенит) – это соединения элементов главным образом металлов с серой. Сульфиды не являются породообразующими, но представляют практический интерес как руды цветных и черных металлов. Характерными чертами для минералов этого класса являются металлический блеск (кроме сфалерита) и темная черта. Сульфиды не прозрачны, отличаются ярко-золотисто-желтым цветом, твердостью и формой кристаллов. Происхождение – контактово-метаморфическое, гидротермальное, реже – при разложении остатков животных и растений в осадочных породах.

Оксиды и гидроксиды – соединения элементов с кислородом и гидроксильной группой OH. Минералы этого класса широко распространены в земной коре и составляют около 17% ее массы. Некоторые из них являются породообразующими, оксиды железа – рудами (лимонит, гематит, магнетит). Сюда относится кварц и корунд с их разновидностями.

Кварц и его разновидности:

- горный хрусталь – прозрачная разновидность кварца;
- морион – черный кварц;
- раухтопаз – дымчатый, прозрачный;
- аметист – фиолетовый;
- халцедон – скрытокристаллическая разновидность кварца;
- агат – полосчатый халцедон;
- кремнь – загрязненный халцедон;
- опал – водный оксид кремния.

Корунд и его разновидности:

- рубин – красный корунд;
- сапфир – синий.

Происхождение различное. Кварц является минералом–индикатором кислых магматических пород, широко представлен в метаморфических и осадочных породах.

Хлориды (галит, сильвин) – это соли галоидно-водородных кислот. Они являются породообразующими минералами и имеют практическое значение. Отличительной их чертой является пестрая окраска, небольшая твердость, стеклянный блеск, совершенная и весьма совершенная спайность. Легко растворяются в воде и поэтому имеют вкус. Галит и сильвин лагунно-морского осадочного происхождения.

Фториды (флюорит (фторид кальция)) образуют зернистые скопления, отдельные кристаллы и их сростки. Цвет разнообразный: бесцветный, желтый, зеленый, голубой, фиолетовый, часто пестроцветный. Спайность совершенная в четырех направлениях параллельно граням октаэдра; твердость 4. Флюорит в основном гидротермального происхождения.

Карбонаты (кальцит, доломит, магнезит) – это соли угольной кислоты. Отличаются светлой чертой, невысокой твердостью (3–4), спайностью и реакцией с соляной кислотой (5–10%), степень интенсивности которой у разных минералов различна и позволяет отличать их друг от друга. Эти минералы широко распространены и имеют породообразующее значение. Происхождение различно: гидротермальные процессы, процессы выветривания и осадконакопления в водных бассейнах, полостях пород.

Сульфаты (гипс и его разновидности (селенит, марьино стекло), ангидрит) – это соли серной кислоты; известны как широко распространенные породообразующие минералы. Отличаются белой чертой, малой твердостью. По физическим свойствам мало отличаются от карбонатов, но не реагируют с соляной кислотой. Образуются в поверхностных условиях как химический осадок в озерах, морских лагунах, реже при выпадении из растворов подземных вод, а также в результате окисления сульфидов и серы.

Фосфаты (апатит) – соли фосфорной кислоты. Имеют породообразующее значение и практическое применение. Образуются при магматических процессах, а также осадочным путем из фосфорсодержащих остатков древних организмов или из вулканогенных растворов в бассейнах.

Силикаты – это наиболее многочисленный, а по структурному и химическому строению сложный класс, минералы которого составляют 85% веса земной коры и являются породообразующими.

Основная структурная единица силикатов – **кремнекислородный тетраэдр** $[SiO_4]^{4-}$, обладающий четырьмя свободными валентными связями, за счет которых происходит присоединение ионов других элементов. Способ соединения тетраэдров определяет форму кристаллов минералов и положен в основу разделения силикатов на подклассы: островные, кольцевые, цепочечные (цепные), ленточные, листовые (слоевые) и каркасовые (каркасные) (рис. 5, 6).

В пределах подклассов выделяются группы и подгруппы минералов, отличающихся не только строением, но и химическим составом.

Островные силикаты, благодаря плотной упаковке ионов, обладают высокой твердостью и довольно большим удельным весом. К островным силикатам из широко распространенных порообразующих минералов относятся оливин и гранат.

Оливин отличается зеленым цветом, высокой твердостью. Происхождение магматическое. Основной минерал ультраосновных и основных пород.

Гранаты встречаются преимущественно в метаморфических и метаморфизованных породах, реже – в изверженных. Известно несколько разновидностей гранатов: *альмандин* темно-красного или бурого цвета, розовато-красный *пироп*, зеленый *гроссуляр*.

Структура *кольцевых силикатов* образована кольцами из трех, четырех или шести кремнекислородных тетраэдров.

К этому подклассу относится берилл – полупрозрачный и прозрачный зеленый минерал, образующий шестигранные призматические кристаллы. Из него добывается металл бериллий.

Турмалин – это минерал, который встречается в гранитных породах, в пегматитовых телах, а также в сланцах на границе с магматическими породами. Может быть зеленого, розового, бурого и черного цветов, является драгоценным камнем и используется в радиотехнике.

Цепные силикаты имеют вид относительно коротких призматических кристаллов, представляющих в поперечном сечении восьмиугольник. В этот подкласс входит группа пироксенов (авгит), которые делятся на моноклинные и ромбические.

Отличаются темным цветом, призматической короткостолбчатой формой кристаллов, стеклянным блеском (от роговой обманки). Происхождение магматическое, реже метаморфическое. Главный минерал основных пород, реже – средних.

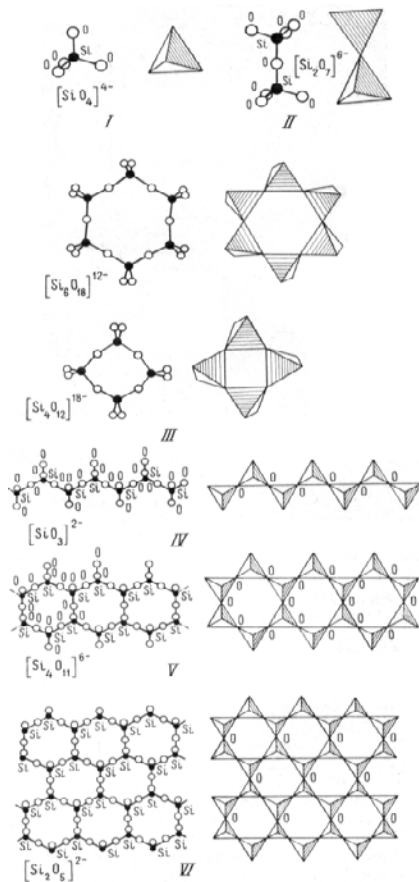


Рис. 5. Структура силикатов

I – кремнекислородный тетраэдр, II – группа из двух тетраэдров, III – структура кольцевых силикатов, IV – структура цепочечных силикатов, V – структура ленточных силикатов, VI – структура листовых силикатов

Ленточные силикаты широко представлены в породах группой амфиболов, представителями которой являются роговая обманка и актинолит. Амфиболы по внешнему виду трудно отличить от пироксенов, однако первые имеют шелковистый блеск, вытянутые столбчатые, часто игольчатые кристаллы с шестиугольным сечением. Лучше заметна спайность. Химический состав их непостоянен. Происхождение магматическое и метаморфическое.

Листовые (слоевые) силикаты характеризуются невысокой твердостью и весьма совершенной спайностью, определяющейся внутренней структурой минералов этого подкласса. По химическому составу эти минералы разделяются на силикаты (тальк, серпентин) и алюмосиликаты (группа слюд), в которых часть кремния замещается алюминием. Происхождение в основном метаморфическое.

Каркасовые (каркасные) силикаты отличаются постоянной высокой твердостью, стекляннным блеском и хорошо заметной спайностью. В этом подклассе выделяются две группы – полевые шпаты и фельдшпатиды.

Полевые шпаты по химическому составу делятся на две подгруппы – калиевые полевые шпаты и натриево-кальциевые полевые шпаты.

Калиевые полевые шпаты отличаются светлой чертой и прямоугольными сколами в двух направлениях по спайности. Наиболее распространен в этой группе ортоклаз, очень похож на него по физическим свойствам и химическому составу микроклин, зеленая разновидность которого называется амазонитом. Микроклин отличается от ортоклаза по углу спайности на $20'$, так что внешне при визуальном определении это различие неуловимо.

Натриево-кальциевые полевые шпаты (или плагиоклазы), представляющие непрерывный ряд изоморфных смесей двух минералов – альбита и анортита. По содержанию кремнекислоты плагиоклазы делятся на кислые (альбит, олигоклаз), средние (андезит), основные (лабрадор, битовнит, анортит). Макроскопически различить разновидности плагиоклазов очень трудно. От калиевых полевых шпатов они отличаются более темной зеленовато-серой окраской (за исключением альбита), штриховкой на гранях кристаллов и косоугольными (87°) сколами по спайности.

Фельдшпатиды по химическому составу сходны с полевыми шпатами, но беднее их кремнекислотой. Иначе их называют заместителями по полевым шпатам. Альбиту из фельдшпатидов соответствует нефелин, ортоклазу и микроклину – лейцит. Генезис магматический и метаморфический.

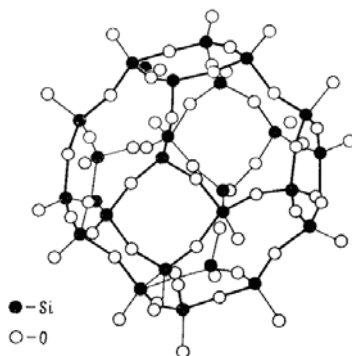


Рис. 6. Структура каркасных силикатов

В общем виде схема классификации силикатов представлена в таблице 4.

Таблица 4. Классификация силикатов

Подкласс	Группа	Минералы
Островные	Ортосиликаты	Оливин, гранаты
Кольцевые	—	Берилл, турмалин
Цепочечные (цепные)	Пироксены	Авгит, эгирин-авгит
Ленточные	Амфиболы	Роговая обманка, актинолит
Листовые (слоевые)	—	Тальк, серпентин
	Алюмосиликаты	Биотит, мусковит, хлориты, каолинит, глауконит
Каркасовые (каркасные)	Калиевые полевые шпаты	Ортоклаз, амазонит
	Na-Ca полевые шпаты (плагиоклазы)	Альбит, лабрадор, анортит
	Фельдшпатаиды	Нефелин (элеолит)

11.7 КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ПО КЛАССИФИКАЦИИ МИНЕРАЛОВ

1. Принципы, положенные в основу современной классификации минералов. Типы и классы минералов.
2. Классы, подклассы и группы минералов.
3. Характеристика самородных элементов.
4. Характеристика класса сульфидов.
5. Характеристика оксидов и гидроксидов.
6. Характеристика хлоридов, фторидов, карбонатов.
7. Характеристика сульфатов, фосфатов.
8. Классификация силикатов.
9. Отличительные свойства минералов: доломита и ангидрита, апатита и флюорита, галита и кальцита, гематита и лимонита, апатита и кварца, гипса и ангидрита, флюорита и кварца.
10. Определение минерала.

11.8. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ПО СИЛИКАТАМ

1. На каком принципе основано подразделение силикатов на подклассы и группы? Перечислить их.
2. Характеристика цепных и ленточных силикатов.
3. Листовые силикаты.

4. Каркасовые силикаты.
5. Отличительные свойства минералов:
 - а) оливина и кварца, оливина и апатита;
 - б) авгита и роговой обманки, ортоклаза и альбита;
 - в) талька и хлорита, ортоклаза и кварца;
 - г) биотита и мусковита, биотита и хлорита;
 - д) калиевых полевых шпатов и плагиоклазов.

11.9. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Определение минерала нужно начинать с твердости, так как она является постоянной для большинства из них. По твердости все минералы разбиты на семь групп. В первых шести они объединяются в подгруппы по блеску, где каждый имеет номер, против которого указаны наиболее характерные признаки, отличающие этот минерал от других.

Ход определения минерала следующий. Предположим, мы определили твердость минерала – 3. Следовательно, минерал относится ко второй группе твердости, т.е. с твердостью от 2 до 3 включительно. Затем определяем блеск минерала. Допустим, что блеск стеклянный. Обращаемся к подгруппе 2 (минералы со стеклянным или перламутровым блеском). В этой подгруппе пять номеров: 26, 27, 12, 11, 14 (см. табл. 5), каждому из которых присуще то или иное свойство. Так, для 27 характерны черный цвет и способность расщепляться на тонкие листочки, а для 26 – светлый цвет и расщепляемость на листочки, для 12 – солёность и т.д.

Оказывается, что определяемый минерал не солёный и не расщепляется на листочки, но от капли слабой соляной кислоты бурно «вскипает». Минерал с подобными свойствами имеет номер 14. Далее следует перейти к таблице 5, где главные породообразующие минералы распределены по классам, и под этим номером находим, что это кальцит. Определив все остальные свойства, окончательно убеждаемся в правильности нашего предположения. Далее приводится развернутое описание минерала в соответствии с разделом 11.3.

Перечень групп минералов по твердости:

I. Минералы с твердостью до 2 включительно	
1.	С металлическим блеском, пачкает руки, не гибок 1
2.	Со стеклянным или шелковистым блеском, спайность весьма совершенная, бесцветный, белый, розоватый..... 17
3.	С жирным блеском, мыльный на ощупь 23
	Жирный блеск на изломе, желтый с раковистым изломом..... 2
II. Минералы с твердостью свыше 2 до 3 включительно	
1.	С металлическим блеском, черный, излом ступенчатый..... 4
2.	Со стеклянным или перламутровым блеском
	Черный, расщепляется на тонкие листочки..... 27
	Светлый, расщепляется на тонкие листочки..... 26
	Зеленый, слодопоподобный, листочки по спайности гибкие..... 28
	Соленый на вкус..... 12
	Горько-соленый, шиплет язык..... 11
	Вскипает в куске от соляной кислоты..... 14
III. Минералы с твердостью свыше 3 до 4 включительно	
1.	С металлическим блеском, золотистый, черта зеленовато-черная..... 5
2.	Со стеклянным, перламутровым или шелковистым блеском:
	Зеленый, пятнистый, волокнистый..... 25
	Фиолетовый, зеленый, голубой, прозрачный..... 13
	Белый, голубой, спайность совершенная, зернистый..... 18
	Вскипает от соляной кислоты в порошке..... 15
	Белый, серый, желтоватый, вскипает в подогретой соляной кислоте 16
IV. Минералы с твердостью свыше 4 до 5 включительно	
1.	С жирным или стеклянным блеском, желтый и зеленоватый, прозрачный... 19
V. Минералы с твердостью свыше 5 до 6 включительно	
1.	С металлическим или матовым блеском:
	Черта черная 8
	Черта желто-бурая..... 10
	Черта вишнево-бурая..... 7
2.	С жирным или шелковистым блеском:
	Блеск жирный..... 34
	Черта зеленоватая или бурая, спайность совершенная..... 24
3.	Со стеклянным блеском:
	Желтоватый, розовый, мясо-красный, прямоугольные сколы по спайности... 29
	Белый, косоугольные сколы по спайности..... 31
	Серый, иризирует в сине-голубых и зеленых тонах..... 33
	Зеленовато-серый, желтовато-зеленый, черта светлая..... 30
VI. Минералы с твердостью свыше 6 до 7 включительно	
1.	С металлическим блеском, кубические золотистые кристаллы, черта темно-серо-зеленоватая, почти черная..... 3
2.	С жирным или стеклянным блеском:
	Спайность отсутствует, блеск жирный на изломе, стеклянный на гранях... 6
	Бутылочно-зеленый, мелкие зерна в породе..... 20
	Темно-зеленый, черный, черта серо-зеленая..... 22
	Серый, темно-серый, желтоватый, косые углы по спайности..... 32
VII. Минералы с твердостью свыше 7	
1.	Цвет красный, многогранники, твердость 7,5..... 21
2.	Твердость 9, кристаллы бочёнковидные, штриховка на плоскостях спайности..... 9

Таблица 5. Характеристика породообразующих минералов

№ пп	Класс, группа	Название минерала, химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Спайность, излом, уд. вес	Диагностические признаки. Генезис (происхождение)
1	Самородные металлы	Графит C	1	Сильный металловидный, жирный	От стально-серого до черного	Серовато-черная, блестящая	Совершенная, мелкозернистый легкий	Жирный на ощупь, пачкает руки, пишет на бумаге. Образуется в изверженных породах. Может являться продуктом метаморфизма
2		Сера S	1-2	На гранях алмазный, в изломе жирный	Соломенно-желтый, медово-желтый, желтовато-серый, желтый	слабая, светло-желтая	Несовершенная, неровный, легкий	При трении электризуется, горючий. Образуется при распаде сернокислых соединений в присутствии органики. Выделяется в кратерах вулканов из возгоняющихся паров и сероводорода. Может формироваться при разложении сульфидов
3	Собственно сульфиды	Пирит FeS ₂	6-6,5	Сильный металлический	Золотисто-желтый	Темно-серая или буровато-черная	Весьма несовершенная. неровный, раковистый, тяжелый	От халькопирита отличается золотисто-желтым цветом, высокой твердостью и кристаллами со штриховкой. Контактный метаморфизм, гидротермальные процессы, при разложении остатков животных и растений в осадочных породах
4		Галенит PbS	2-3	Сильный металлический	От стально-серого до черного	Серовато-черная, блестящая	Совершенная, ступенчатый, тяжелый	Сильный блеск, ступенчатый излом, невысокая твердость. Выделяется из горячих минеральных растворов, а также при контактовом метаморфизме

Продолжение таблицы 5

№ пп	Класс, группа	Название минерала, химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Спайность, излом, уд. вес	Диагностические признаки. Генезис (происхождение)
5		Халькопирит CuFeS_2	3-3,5	Сильный металлический	Латунно-желтый	Зеленовато-черная	Несовершенная, неровный, тяжелый	Характерна синяя или розовато-фиолетовая побежалость. Пневматолитовые и гидротермальные процессы, реже образуется из поверхностных вод при вторичном обогащении
6	Оксиды	Кварц SiO_2	7	Стеклянный на гранях, жирный на изломе	Белый, молочный, дымчатый, бесцветный и др.	Черты не дает	Весьма несовершенная, раковистый, неровный, средний	Высокая твердость, отсутствие спайности. Жирный блеск. Выделяется из магмы при ее кристаллизации, выпадает из горячих растворов и паров, образуется в процессе метаморфизма
7		Гематит Fe_2O_3	5,5-6	Металлический, матовый	Железно-черный, красно-бурый	Вишнево-бурая	Весьма несовершенная, раковистый, зернистый, тяжелый	Хрупкий. Вишнево-красная и бурая черта. Образуется при метаморфизме
8		Магнетит Fe_3O_4	5,5-6	Полуметаллический	Железно-черный	Черная	Весьма несовершенная, зернистый, тяжелый	Магнитен. Образуется при магматизме, реже при метаморфизме.
9		Корунд Al_2O_3	9	Стеклянный	Синий, бурый, серый	Черты не дает	Весьма несовершенная, неровный, средний	Высокая твердость. Связан с магматическими и метаморфическими процессами
10		Гидроксиды	Лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	1-5	Матовый, полуметаллический	Ржаво-желтый, бурый	Желто-бурая, ржаво-бурая	Аморфный, землистый, средний

Продолжение таблицы 5

№ пп	Класс, группа	Название минерала, химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Спайность, излом, уд. вес	Диагностические признаки. Генезис (происхождение)
11	Хлориды	Сильвин KCl	2,5-3	Стеклянный	Пестро-цветный	Белая, розоватая	Совершенная, зернистый, легкий	Горько-соленый, щиплет язык. Лагунно-морской химический осадок
12		Галит NaCl	2,5-3	Стеклянный	Пестро-цветный	Белая	Совершенная, зернистый, ровный, легкий	Соленый на вкус. Лагунно-морской химический осадок
13	Фториды	Флюорит CaF ₂	4	Стеклянный	Пестро-цветный	Белая	Совершенная, зернистый, неровный, средний	Пестрая окраска, совершенная спайность. Образуется при гидротермальных процессах
14	Карбонаты	Кальцит CaCO ₃ (прозрачная разновидность – исландский шпат)	3	Стеклянный	Белый, молочно-белый, бесцветный, с оттенками	Белая	Совершенная, ровный, средний	Вскипает при действии соляной кислоты. Образуется при гидротермальных процессах, а также при процессах выветривания и осадконакопления
15		Доломит CaMg(CO ₃) ₂	3,5-4	Стеклянный	Белый, желтый, серый, голубой	Белая	Совершенная, ровный, зернистый, средний	Вскипает при действии соляной кислоты в порошке. Продукт диагенеза известняков при воздействии магниезальных растворов. Образуется при метаморфизме осадочных пород
16		Магнезит Mg CO ₃	3,5-4,5	Стеклянный, шелковистый, матовый	Белый, серый, желтоватый	Белая	Совершенная, раковистый, землистый, средний	Вскипает при действии нагретой соляной кислоты
17	Сульфаты	Гипс CaSO ₄ · 2H ₂ O (прозрачный – марьино стекло, волокнистый – селенит)	2	Стеклянный шелковистый	Бесцветный, розовый, белый, серый, голубой	Белая	Весьма совершенная, ровный, зернистый, волокнистый, легкий	Малая твердость, царапается ногтем, не вскипает с HCl в отличие от кальцита. Химический осадок

Продолжение таблицы 5

№ пп	Класс, группа	Название минерала, химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Спайность, излом, уд. вес	Диагностические признаки. Генезис (происхождение)
18		Ангидрит CaSO_4	3-3,5	Стеклянный	Белый, серый, голубой	Белая	Совершенная, зернистый, средний	В отличие от гипса не царапается ногтем, не вскипает с HCl в отличие от кальцита. Химический осадок
19	Фосфаты	Апатит $\text{Ca}_5(\text{F,Cl})[\text{PO}_4]_3$	5	Стеклянный	Бесцветный, зеленый, желтоватый, буро-зеленый	Белая	Несовершенная, зернистый, неровный, средний	Характерная форма кристаллов, твердость. Происхождение магматическое, а также образуется на контакте изверженных пород с известняками
20	Силикаты островные	Оливин (перидот) $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$	6,5-7	Стеклянный	Оливково-зеленый бутылочно-зеленый	Черты не дает	Несовершенная, зернистый, средний	Желтовато-зеленый цвет, высокая твердость. Породообразующий минерал ультраосновных и основных изверженных магматических пород
21		Гранат (альмандин) $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	6,5-7,5	Стеклянный	Темно-красный, буроватый	Черты не дает	Несовершенная, неровный, раковистый, тяжелый	Изометрический облик кристаллов, окраска, высокая твердость. Образуется при метаморфических, реже магматических процессах
22	Силикаты цепные гр. пироксенов	Авгит $(\text{CaNa})(\text{Mg,Fe,Al})[(\text{SiAl})_2\text{O}_6]$	5-6	Стеклянный	Зеленый, бурый, черный	Серо-зеленая, светлая	Средняя (ясная), неровный, средний	От роговой обманки отличается формой кристаллов, спайностью и блеском. Породообразующий минерал основных изверженных магматических пород
23	Силикаты ленточные, группа амфиболов	Роговая обманка	5,5-6	Стеклянный, шелковистый	От темно-зеленого до черного	Белая с зеленоватым оттенком	Совершенная, занозистый, средний	Игольчатая форма кристаллов, спайность под углом 124°. Породообразующий минерал магматических и метаморфических пород

№ пп	Класс, группа	Название минерала, химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Спайность, излом, уд. вес	Диагностические признаки. Генезис (происхождение)
24	Силикаты листовые	Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	1	Стеклообразный с перламутровым отливом	Белый, желтоватый, зеленоватый	Белая	Весьма совершенная, ровный, средний	Жирный на ощупь, мягок, листочки гибкие, не упруги. Тонкие листочки прозрачны или просвечивают. Продукт метаморфизма магнезиальных горных пород
25		Серпентин $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$ (волокнистый – асбест, горный лён)	2,5-3,5	Стеклообразный, жирный	От светло-зеленого до темно-зеленого, пятнистый, напоминает кожу змеи	Белая, зеленоватая	Весьма несовершенная, неровный, раковистый, занозистый, средний	Характерна окраска, отсутствие спайности, слабый блеск. Продукт гидротермального метаморфизма ультраосновных магматических пород
26	Силикаты листовые, группа альо-мо-силикатов	Мусковит (белая калиевая слюда)	2-3	Стеклообразный, на плоскостях спайности перламутровый и серебристый	Бесцветный, с желтоватым, сероватым оттенком	Белая	Весьма совершенная, ровный, средний	Расщепляется на тонкие упругие листочки, чешуйки, светлая окраска. Породообразующий минерал магматических и метаморфических пород
27		Биотит (черная железомagneзиальная слюда)	2-3	Стеклообразный, на плоскостях спайности перламутровый	Черный или темно-зеленый, бурый	Белая или зеленоватая	Весьма совершенная, ровный, средний	Темная зеленовато-бурая окраска. Расщепляется на упругие листочки, в толстых пластинах непрозрачен. Породообразующий минерал магматических и метаморфических пород
28		Хлориты	2-2,5	Стеклообразный, перламутровый	Зеленый	Светлая, зеленоватая	Весьма совершенная, чешуйчатый, ровный, средний	Расщепляется на гибкие упругие листочки, зеленый цвет, небольшая твердость. Продукт метаморфических преобразований биотита, авгита и роговой обманки

Окончание таблицы 5

№ пп	Класс, группа	Название минерала, химический состав	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Спайность, излом, уд. вес	Диагностические признаки. Генезис (происхождение)
29	Силикаты каркасные, калиевые полевые шпаты	Ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$	6-6,5	Стеклообразный	Белый, серый, кремовый, розовый, мяско-красный	Белая	Совершенная, ровный по спайности, средний	Хорошо заметная спайность, прямоугольные сколы по спайности. Высокая твердость. Породообразующий минерал кислых, средних и щелочных изверженных магматических пород
30		Микроклин $K[AlSi_3O_8]$ (зеленый – амазонит)	6-6,5	Стеклообразный, на плоскостях спайности слегка перламутровый	Белый, серый, кремовый, розовый, мяско-красный (зеленый – амазонит)	Белая	Совершенная, ровный по спайности, средний	От ортоклаза отличается по углу спайности на 20° . Породообразующий минерал средних и щелочных изверженных магматических пород, также образуется при метаморфических процессах
31	Силикаты каркасные, плагиоклазы	Альбит $Na[AlSi_3O_8]$	6	Стеклообразный	Белый	Белая	Совершенная, ровный по спайности, средний	Белый цвет, тонкая штриховка на плоскостях спайности, косоугольные сколы по спайности. Образуется при магматических и метасоматических гидротермальных процессах
32		Анортит $Ca[Al_2Si_2O_8]$	6-6,5	Стеклообразный	Серый, белый, голубоватый	Белая	Совершенная, ровный, средний	От альбита отличен только в шлифах. Породообразующий минерал основных изверженных магматических пород
33		Лабрадор An-50-70% Ab-50-30%	6	Стеклообразный, перламутровый	Темно-серый до черного, иризирует	Белая	Совершенная, ровный по спайности, средний	Иризация. Породообразующий минерал основных изверженных магматических пород
34	Силикаты каркасные, фельдшпаты	Нефелин $Na[AlSiO_4]$	5-6	Стеклообразный на гранях, жирный на изломе	Серый, розовато-бурый, бесцветный	Белая	Несовершенная, неровный, плоскокоравистый, средний	Жирный блеск, несовершенная спайность. Породообразующий минерал щелочных магматических пород

ЧАСТЬ III. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы – это естественные минеральные агрегаты, образовавшиеся в близких геологических и физико-химических условиях земной коры. Они могут быть *моно-* или *полиминеральными*, т.е. состоять из одного или нескольких минералов.

До 2009 г. все горные породы по способу и условиям образования подразделялись на магматические, осадочные и метаморфические.

С учетом современных генетических классификаций литологии и петрографии (Петрографический кодекс..., 2009) выделяются следующие *генетические типы горных пород*:

- **осадочные** – продукты разрушения любых других пород, жизнедеятельности организмов и выпадения из воздушной или водной среды в экзогенных условиях;
- **магматические** – продукты затвердевания природных расплавов;
- **метаморфические** – продукты перекристаллизации магматических и осадочных пород в изменившихся термобарических условиях;
- **метасоматические** – продукты замещения первичных пород под действием растворов;
- **мигматитовые** – продукты интенсивного метаморфического преобразования исходных пород вплоть до их частичного плавления;
- **импактные** – продукты преобразования горных пород при ударе и взрыве космических тел.

Промежуточное положение занимают **осадочно-вулканогенные** (или **вулканогенно-осадочные**) породы.

В курсе лабораторных занятий по «Общей геологии» будут рассмотрены три генетических типа: магматические, осадочные и метаморфические горные породы.

12. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Магматические горные породы образуются из магмы в результате ее кристаллизации в глубоких частях земной коры или затвердевания при излиянии на земную поверхность. Они представляют собой минеральные агрегаты, сложенные несколькими минералами (полиминеральные породы).

По условиям образования магматические породы делятся на глубинные, или **интрузивные**, образовавшиеся в результате кристаллизации магмы в недрах земной коры, и излившиеся, или

эффузивные, образующиеся при затвердевании магмы, излившейся на земную поверхность.

По термодинамическим условиям интрузивные породы подразделяются на **плутонические** (мезоабиссальные и абиссальные) и **гипабиссальные**, эффузивные – на **вулканические** (собственно вулканические и вулканические обломочные).

Плутонические породы – это полнокристаллические, яснозернистые породы, которые формируются при длительной кристаллизации магмы в условиях значительной или умеренной глубины – от 3–5 до 10–15 км от поверхности земли и температуре 750–1100 °С. Они образуют интрузивные тела преимущественно крупного и среднего размеров (батолиты, лакколиты, лополиты, штоки и др.), а также связанные с ними дайки (рис. 7).

Гипабиссальные породы – это порфировые и порфиroidные породы со скрытокристаллической или полнокристаллической мелкозернистой основной массой. Они кристаллизуются из магматических расплавов на относительно небольших глубинах (от 1–1,5 до 3–5 км) и проявляются в виде малых интрузивов: даек, силлов, небольших штоков (рис. 7), не связанных с механизмом трубок взрыва. По условиям формирования и структурным признакам они являются промежуточными между плутоническими и вулканическими.

Вулканические породы – это афировые и порфировые неполнокристаллические (сочетание кристаллов и вулканического стекла) и стекловатые породы. Они формируются в результате быстрой кристаллизации магматического расплава на земной поверхности или вблизи нее на глубинах от 0 до 1–1,5 км. Вулканические породы образуют покровы, потоки (рис. 7).

Процесс кристаллизации магмы зависит от давления, температуры, наличия минерализаторов – летучих веществ, способствующих кристаллизации магмы, и происходит по-разному на различных глубинах. При высоком давлении и медленном остывании, при большом наличии минерализаторов образуются яснозернистые, массивно-кристаллические породы, сплошь состоящие из хорошо развитых кристаллов различных минералов.

Низкое давление и невысокая температура окружающей среды, удаление из магмы минерализаторов не способствуют нормальному процессу кристаллизации. В этом случае образуются вулканические лавы, стекла и другие породы с нераскристаллизовавшейся или не полностью раскристаллизовавшейся массой, в которой отдельные кристаллы какого-либо минерала изолированы в виде вкрапленников, закристаллизовавшихся еще в глубинных условиях.

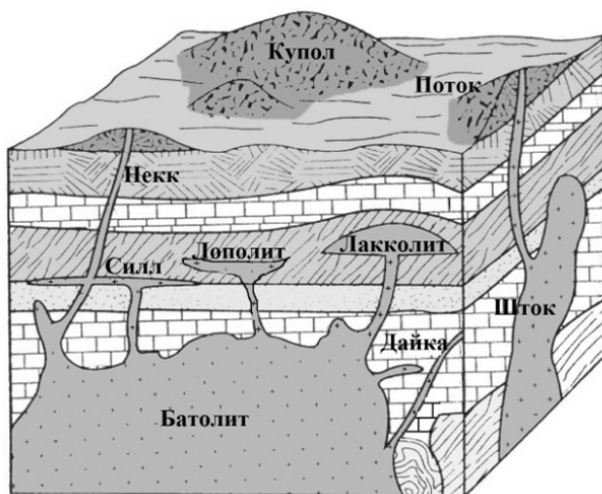


Рис. 7. Формы залегания магматических тел

12.1. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Условия образования магматической породы определяют ее внешний облик. Отличить plutonic (intrusive) rock from volcanic (effusive) rock можно по строению, т.е. по совокупности структурных и текстурных признаков.

Под **структурой** магматических пород понимается строение минеральных агрегатов, характеризующееся степенью кристаллизации, абсолютной и относительной величиной зерна.

По степени кристаллизации выделяют следующие структуры.

1. *Полнокристаллическая* – порода состоит из хорошо образованных кристаллов различных минералов, ясно различимых визуально. Характерна для интрузивных пород.

2. *Неполнокристаллическая* – порода представляет некристаллизовавшуюся стекловатую или скритокристаллическую массу, на фоне которой выделяются мелкие кристаллы (микролиты) отдельных минералов. Характерна для пород эффузивного или гипабиссального генезиса.

3. *Скрытокристаллическая* – зерна в породе настолько малы, что невооруженным глазом неразличимы (афанитовая).

4. *Стекловатая* – порода имеет облик стекловатой нераскристаллизованной массы. Две последние структуры характерны для эффузивных пород.

Структуры по абсолютной величине зерна:

1. *Гигантокристаллическая* – более 1 см.
2. *Крупнокристаллическая* – 1,0–0,5 см.
3. *Среднекристаллическая* – 0,5–0,1 см.
4. *Мелкокристаллическая* – 0,1–0,05 см.
5. *Афанитовая* – зерна визуально неразличимы.

По относительной величине зерна различают следующие структуры:

1. *Равномернозернистая* – до 90% зерен имеют размер одной градации.

2. *Неравномернозернистая* (порфировая, порфировидная, афировая).

3. *Пегматитовая* (структура прорастания свойственна пегматиту).

Порфировая структура характерна для эффузивных пород, в которых на афанитовом или стекловатом фоне выделяются более крупные вкрапленники какого-либо минерала. Эта структура указывает на специфические условия кристаллизации магмы и на ее состав, вызвавшие усиленное развитие определенного минерала, часто за счет других. Подобного рода структура в ясокристаллических породах называется *порфировидной*. Эффузивные породы стекловатого строения с микролитами характеризуются *афировой* структурой.

Определение структуры пород по величине зерна производится на глаз по преобладающим размерам кристаллов минералов.

Текстура магматических пород определяется характером расположения минеральных зерен в породе и степенью их сплошности.

По расположению минералов в породе выделяются следующие текстуры:

1. *Массивная* – с беспорядочным расположением минералов в породе.

2. *Такситовая* – с пятнистым, неравномерным распределением темноцветных минералов на светлом фоне породы.

3. *Полосчатая* – с полосчатым расположением минералов.

4. *Флюидальная* – с наличием следов течения и расположением минералов и других элементов породы как бы потоками. Характерна для эффузивных пород.

По степени сплошности выделяют *компактные* и *пористые текстуры*. Плотные породы кристаллического и стекловатого строения называются компактными. Это в основном интрузивные, реже эффузивные породы.

Породы, в которых различимы мелкие поры или каверны, называются *пористыми* или *кавернозными*. В зависимости от размеров, формы и количества полостей в породах различают *пузыристые, пенистые* текстуры.

Миндалекаменная текстура характеризуется заполнением пор или каверн каким-либо минералом вторичного генезиса, часто не характерным для данной породы, например, кальцит, кварц, оливин и др. Разновидности пористых текстур характерны для эффузивных магматических пород.

12.2. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ ОТРЯДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Минеральный состав магматических пород зависит от химического состава магмы. Согласно Петрографическому кодексу (2009 г.) по содержанию кремнезема (SiO_2) магма и образующиеся из нее породы делятся на 6 отрядов (табл. 6).

Таблица 6. Подразделение магматических горных пород по содержанию кремнезема

№	Наименование отряда	Содержание SiO_2 , масс. %	Породы (примеры)
1	Высококремнезёмнистые (ультракислые)	Более 78	Пегматит, аляскит и др.
2	Кислые	78–63	Гранит, липарит, кварцевый порфир
3	Средние	63–52	Сиенит, диорит, трахит, андезит, полевошпатовый порфир, порфирит
4	Основные	52–45	Габбро, лабрадорит, базальт, диабаз, пироксенит
5	Ультраосновные	45–30	Дунит, перидотит, кимберлит, оливинит
6	Низко и некремнезёмнистые	Менее 30	Окатыши, обогащенные флотационным методом

Ультракислые породы характеризуются крупно- и гигантозернистой структурой и имеют белый, розовато-кремовый, бледно-зеленый цвет.

Письменный гранит (разновидность пегматита) имеет пегматитовую структуру, что характеризуется взаимным прорастанием

кристаллов кварца с полевым шпатом в результате одновременной их кристаллизации, а также присутствием редкометалльных и редкоземельных минералов. Иногда это прорастание кристаллов в виде параллельных столбиков образует на торцовых поверхностях раскола породы рисунок, напоминающий клинопись и древнееврейское письмо. Такие разности пегматитов называют *письменным гранитом*.

Кислые породы отличаются светлой окраской – светло-серых, розовато-серых и зеленовато-серых тонов. Они состоят из кварца (30%), калиевых полевых шпатов (40%), плагиоклазов (20%) и незначительного количества темноцветных минералов (5–10%) – биотита, амфиболов, реже – пироксенов. Кварц является минералом–индикатором кислых пород, к которым относятся гранит, гранодиорит, риолит (устар. «липарит»), обсидиан и др. Обсидианы отнесены к кислым породам условно. Это вулканическое стекло, состав которого определяется только химическим анализом. Чаще всего обсидианы кислого состава.

Группа гранита-риолита включает из плутонических (интрузивных) пород гранит, из вулканических (эффузивных) – риолит, обсидиан.

Граниты сложены калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом и темноцветными минералами, количественное содержание которых было указано выше. Это полнокристаллическая порода с хорошо различимыми зёрнами минералов. Структура гранитов может быть от крупно- до мелкозернистой, обычно равномернозернистой. Текстура массивная с беспорядочным расположением минералов. Иногда граниты имеют порфировидное строение: на равномернозернистом мелко- или среднезернистом фоне породы видны крупные зёрна калиевого полевого шпата, реже кварца или плагиоклаза. Текстура их может быть пятнистой.

Риолиты являются излившимися аналогами гранитов. По структуре это порфировые породы с афанитовой основной массой, сложенной вулканическим стеклом и микролитами кварца, калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазом. Вкрапленники представлены теми же минералами, но больших размеров. В риолитах они свежие, не изменённые вторичными процессами, вулканическое стекло не раскристаллизовано. В риолитах вкрапленники полевых шпатов сильно изменены вторичными процессами, а вулканическое стекло основной массы раскристаллизовано в микрозернистый полевошпатово-кварцевый агрегат, иногда хлоритизировано. Текстура этих пород массивная, флюидальная, пористая.

Средние породы также светлоокрашены. В них значительно увеличивается количество плагиоклазов (20–70%) и темноцветных минералов (25–30%) (биотита и роговой обманки). Кварц в средних породах отсутствует или содержится (в переходных разностях) до 5%. Нередко плагиоклаз в средних породах замещается нефелином, образуя щелочные породы – нефелиновые сиениты. К средним породам относятся сиениты, диориты и андезиты.

Сиениты – серого и розовато-серого цвета породы – сложены калиевым полевым шпатом (до 40%), плагиоклазом (25–30%) и цветными минералами (10–20%). По преобладанию того или иного из темноцветных силикатов различают роговообманковые и авгитовые сиениты. Если полевые шпаты представлены исключительно калиевыми, сиениты называют щелочными (в отличие от нормальных). К щелочным относится и *нефелиновый сиенит*, состоящий из калиевых полевых шпатов (65%), нефелина (20%) и цветных силикатов (биотит, амфибол, пироксен). Структура сиенитов полнокристаллическая, равномернозернистая, крупно- и среднезернистая; текстура массивная, реже пятнистая.

Диориты – темно-серые, зеленовато-серые породы, сложены средним плагиоклазом (до 70%) и роговой обманкой (30%). В незначительных количествах могут быть пироксены, биотит, кварц, обычно визуально нераспознаваемы. Если содержание кварца и калиевых полевых шпатов повышается до 20–25% каждого, образуются породы кислого состава, переходные от гранитов к диоритам – *гранодиориты*. Структура их полнокристаллическая, равномернозернистая, среднезернистая; текстура массивная, реже пятнистая или полосчатая.

Эффузивными аналогами диоритов являются *андезиты* и андезитовые порфиры. Это темно-серые, красновато-серые порфириновые породы, основная масса которых сложена микролитами плагиоклаза и вулканическим стеклом. Вкрапленники, кроме плагиоклаза, представлены роговой обманкой, реже биотитом и пироксеном. Текстура андезитов массивная, нередко полосчатая, пористая.

Основные породы включают габбро, диабазы, базальты и базальтовые порфириты, пироксениты. В отличие от кислых и средних основные породы темноокрашены (от темно-серого и зеленовато-серого до черного тонов). Главными минералами являются основные плагиоклазы и пироксены, реже роговая обманка. Кварц и калиевые полевые шпаты отсутствуют; иногда может присутствовать оливин в мелких зернах.

Габбро – темноокрашенные породы, сложены основным плагиоклазом (50%) и пироксеном. В больших количествах может быть оливин (оливиновое габбро) и роговая обманка (роговообманковое габбро). Структура породы полнокристаллическая, неравномернозернистая, средне- и крупнозернистая; текстура массивная, пятнистая.

Базальты и базальтовые порфириты – эффузивные аналоги габбро. Это темноокрашенные афанитовые породы с мелкими вкрапленниками оливина и пироксена (различимыми обычно под микроскопом). Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном и вулканическим стеклом. Текстура базальтов массивная, полосчатая, пузыристая, кавернозная миндалекаменная. В миндалинах обычно кристаллизуется оливин, кальцит, кварц. При вторичных процессах вулканическое стекло базальтов хлоритизируется, порода приобретает зеленовато-серую окраску – образуется базальтовый порфирит.

Пироксениты – почти черные плотные породы, на 95% сложены различными пироксенами. Структура их полнокристаллическая, более крупнозернистая, чем у дунитов, может быть разнозернистая; текстура массивная.

Ранее из-за высокого цветного индекса пироксениты относились к ультраосновным породам. Однако содержание кремнезёма в породах превышает 44%, что не позволяет относить их к ультраосновным по химической классификации.

Ультраосновные породы – перидотиты, дуниты и горнблендиты – темно-зеленые до черного цвета породы, состоящие из оливина, пироксенов и роговой обманки. В отличие от вышеописанных типов пород ультраосновные бесполевошпатовые состоят только из темноцветных минералов. Дуниты и перидотиты, содержащие много оливина, отличаются наличием бурой корочки выветривания и плотным мелкозернистым, нередко афанитовым, строением.

Дуниты – темно-зеленого до черного цвета породы, на 95% сложенные оливином. Строение их плотное, структура полнокристаллическая, мелкозернистая и афанитовая; текстура массивная. Оливин визуально плохо определим, т. к. зерна минерала очень мелкие. О его присутствии свидетельствует бурая корочка выветривания, оконтуривающая породу по трещинам. Также в дунитах могут быть пироксены, магнетит и другие рудные минералы.

Перидотиты – плотные черные породы, сложены оливином и пироксеном. Могут быть единичные зерна роговой обманки и биотита. Структура породы полнокристаллическая, разнозернистая, мелко- и

среднезернистая; текстура плотная, массивная. На фоне пироксенов иногда хорошо видны более яркие зеленые зерна оливина.

Разновидности перидотитов, выполняющие трубки взрыва и содержащие алмазы, называются *кимберлитом*. Это порфировые горные породы, различной окраски (темной, зеленовато-черной, светлой голубовато-серой или буровато-желтой (оранжевой)). Подавляющая часть сложена угловато-округлыми зернами оливина, частично или полностью замещенного серпентином и (или) карбонатом.

Вулканические обломочные породы слагаются из твердых продуктов вулканических извержений (пепел, песок, лапилли), вулканического химического материала и нормального осадочного материала. К ним относятся пемза, туфолавы, вулканические брекчии, туфы, туффиты, игнимбриты.

Вулканический пепел представляет собой мелкие (до 1 мм) частицы распыленной и затвердевшей лавы, обломки отдельных минералов (слода, роговая обманка) и горных пород. Если размеры указанных частиц достигают 2 мм, они называются *вулканическим песком*. В вулканических песках нередко встречаются хорошо образованные одиночные кристаллы полевых шпатов, авгита, роговой обманки, оливина. Обломки лавы размером 2–10 мм называются *вулканическим гравием*. *Лапилли* – это угловатые или округлые обломки пузырьчатой лавы размером до 3 см в поперечнике.

Вулканические бомбы образуются из больших (до 3 м и более в поперечнике) кусков лавы, выброшенных из вулканических жерл в пластическом состоянии и затвердевших в полете. Бомбы, образованные жидкими лавами, приобретают в полете каплевидные, лимonoобразные и лепешковидные формы, вязкие лавы образуют бомбы изометрической формы с растрескавшимися корками. Вулканические бомбы и лапилли накапливаются обычно вблизи вулканических жерл и образуют здесь пирокластические породы, а вулканический песок и особенно пепел разносятся ветром на большие расстояния от места извержения и оседают на поверхности суши или дне водных бассейнов. В одних случаях (кратковременная транспортировка в водной и воздушной среде) вулканический материал полностью или почти полностью слагает осадок, в других (длительная транспортировка в водной среде) – перемешивается с глинами, песком, илом, гравием и иным материалом типично осадочного происхождения. Иногда пепловые и более крупные частицы оседают на поверхности Земли настолько горячими, что спекаются или свариваются друг с другом, образуя *игнимбриты*.

Породы, образованные спекшимися и сваренными обломками, возникают при быстрых извержениях очень горячих пепловых потоков. Вместе с пеплом выбрасываются и более крупные частицы лавы. Пепловые частицы спекаются в компактную плотную массу, а более крупные частицы лавы образуют в ней линзовидные включения вулканического стекла. *Спекшиеся и сваренные туфы* можно различить только при микроскопическом изучении, а игнимбриты от спекшихся и сваренных туфов можно отличить и макроскопически по флюидальной текстуре основной массы, характерной для игнимбритов. Состав спекшихся и сваренных туфов, а также игнимбритов определяется под микроскопом, и при диагностике их название добавляется к названию горной породы (игнимбриты риолитов, спекшиеся туфы андезитов и т.д.).

Породы с пепловым цементом называются *туфами*, если они представляют собой неслоистые или неяснослоистые плохо отсортированные образования, сложенные обломками вулканического стекла, отдельными минералами (слюда, роговая обманка, авгит, полевой шпат) и их обломками, а также обломками горных пород. Окраска туфов различная, но в основном серая и зеленая с бурыми и фиолетовыми оттенками. Состав туфов колеблется от основного до кислого.

По содержанию кремнекислоты среди них различают риолитовые, трахитовые, андезитовые и базальтовые туфы, являющиеся пирокластическими аналогами соответствующих эффузивных пород. Туфы сложены обломками различного размера (пепел, песок, лапилли, бомбы) и по крупности слагающих частиц делятся подобно осадочным обломочным породам на крупно-, средне-, мелко- и тонкообломочные. Туфы с обломками более 30 мм называются вулканическими брекчиями. При определении туфов указывается состав вулканического материала и его размерность, например среднеобломочные туфы андезитов и т.д.

К особой подгруппе относятся *туффиты*. В отличие от туфов они обладают более ясной слоистостью и значительным содержанием в составе пород нормального осадочного материала (обломки кварца, полевых шпатов, глинистого и карбонатного вещества), так как образуются от накопления материалов в водной среде. По величине слагающих частиц и вещественному составу туффиты делятся на те же разности, что и туфы.

12.3. СПИСОК МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

1. Гранит	2. Пегматит	3. Риолит
4. Сиенит	5. Нефелиновый сиенит	6. Диорит
7. Габбро	8. Базальт	9. Дунит
10. Перидотит	11. Пироксенит	12. Обсидиан
13. Вулканический туф	14. Андезит	15. Кимберлит

12.4. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОПИСАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Прежде чем определять магматическую горную породу, необходимо убедиться, что данный образец является именно магматической породой.

Такие структуры, как полнокристаллическая, стекловатая, порфировая, пегматитовая, и текстуры миндалекаменная, пузыристая, флюидальная характерны только для магматических горных пород. У них отсутствуют слоистость, остатки фауны и флоры, свойственные осадочным породам, нет сланцеватости, типичной для метаморфических горных пород.

Плутонические (интрузивные) магматические горные породы состоят из минералов класса силикатов (кроме кварца): полевых шпатов, слюд, пироксенов, амфиболов, оливина и других минералов магматического генезиса. Эти минералы являются не механическим агрегатом, а естественными сростками кристаллов, возникших в процессе кристаллизации силикатного расплава. Для них характерна только полнокристаллическая структура.

Гипабиссальные магматические горные породы объединяют породы со скрытокристаллической или полнокристаллической тонко-мелкозернистой структурой. Для них также характерны породы с мелкозернистой основной массой, в которой находятся крупные минеральные выделения. Структура таких пород называется порфировидной.

Вулканические (эффузивные) горные породы сложены вулканическим стеклом и зернами микролитов магматического происхождения. Они отличаются стекловатым или порфировым строением, невооруженным глазом зернистое строение породы обычно неразлично. Текстуры эффузивных пород часто пузыристые, кавернозные или миндалекаменные.

Убедившись, что определяемая порода является магматической, необходимо выяснить условия ее образования. По сумме структурных и текстурных признаков надо определить, является эта порода излившейся или глубинной. При этом следует иметь в виду, что в глубинных условиях образуются плотные полнокристаллические, яснозернистые породы с хорошо различимыми кристаллами различных минералов.

Последующее определение горных пород ведут по их минеральному составу, определяя степень их кислотности (табл. 6 и 7). Состав эффузивных магматических пород устанавливается по их глубинным аналогам.

Таблица 7. Минеральный состав важнейших интрузивных пород (по В. И. Лучицкому)

Порода	Минерал							
	Оливин	Пироксен	Роговая обманка	Слюда	Плагиоклазы	Калиевые полевые шпаты	Нефелин	Кварц
Кимберлит	+	-	-	-	-	-	-	-
Перидотит	+	+	-/+	-	-	-	-	-
Дунит	+	-/+	-	-	-	-	-	-
Пироксенит	-/+	+	-/+	-	-	-	-	-
Габбро	-/+	+	-/+	-	+	-	-	-
Диорит	-	+/-	+	-/+	+	-	-	-
Сиенит	-	+/-	+/-	+	-/+	+	-	-
Нефелиновый сиенит	-	+/-	+/-	+	+/-	+/-	+	-
Гранит	-	-/+	-/+	+	+/-	+	-	+
Пегматит	-	-	-	+/-	+/-	+	-	+

(+) – минерал породообразующий; (-) – минерал отсутствует; (+/-) – обычно присутствует, но может и отсутствовать; (-/+) – обычно отсутствует, но может и присутствовать.

12.5. ПОРЯДОК ОПИСАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

После определения породы ее необходимо подробно описать, придерживаясь следующего порядка: название породы, общий цвет в куске, структура (по степени кристаллизации, по абсолютной и относительной величине зерна), текстура (по расположению минералов и степени сплошности), минеральный состав (начиная с минерала-индикатора и породообразующих минералов в порядке их убывания, кончая второстепенными, которые могут быть, а могут и

отсутствовать в породе). В конце описания отмечаются степень кислотности и условия образования породы.

Например: гранит светло-серого цвета, структура полнокристаллическая, неравномернозернистая, средне- и крупнозернистая, текстура массивная, компактная. Состоит из кварца, микроклина, биотита, может содержать плагиоклазы, амфиболы, пироксены. Порода кислая, plutonic (intrusive).

12.6. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Классификация магматических пород по условиям образования и термодинамическим условиям.
2. Классификация магматических пород по вещественному составу.
3. Как отличить интрузивную породу от эффузивной?
4. Вулканические породы.
5. Отличительные признаки ультракислых и кислых пород.
6. Отличительные признаки средних и основных пород.
7. Отличительные признаки основных и ультраосновных пород.
8. Порфировые и миндалекаменные породы.
9. Определение образцов горных пород.

13. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные горные породы являются продуктом разрушения любых других пород, жизнедеятельности организмов и выпадения из воздушной или водной среды материалов любого происхождения – во всех случаях при поверхностном давлении и температуре.

Осадочные породы покрывают около 75% поверхности континентов. Многие из них сами являются полезными ископаемыми, другие – содержат таковые.

Осадочные породы классифицируются по происхождению и химическому составу. По происхождению выделяются следующие генетические группы.

Обломочные породы – продукты физического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков.

Хемогенные породы – продукты химического разрушения, растворения минералов материнских пород и последующего выпадения новых минералов в осадок.

Органогенные породы образуются в результате жизнедеятельности организмов.

Выделенные группы связаны между собой различными переходными звеньями и характеризуются определенным морфологическим строением.

По химическому составу осадочные породы подразделяются на следующие группы: **обломочные, глинистые, глинозёмистые, карбонатные, кремниевые, соляные** (сульфатные и галоидные), **железистые, фосфатные, марганцевые, каустобиолиты**.

При описании осадочных горных пород необходимо обращать внимание на их минеральный состав и строение.

13.1. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Структура и текстура осадочных пород различна и отражает их происхождение.

Структура осадочных пород определяется абсолютным и относительным размером обломков и минеральных зерен, степенью окатанности обломков, соотношением минеральных зерен в породе, а также сохранностью входящих в нее остатков, принадлежностью их к тем или иным группам организмов.

Ст р у к т у р а о б л о м о ч н ы х осадочных пород по абсолютной величине обломков:

- *грубообломочная* (псефитовая) – размер обломков более 1 мм;
- *песчаная* (псаммитовая) – от 1 до 0,1 мм;
- *пылеватая* (алевритовая) – от 0,1 до 0,01 мм.

Грубообломочные породы (псефиты) разделяются на рыхлые и сцементированные. Рыхлые псефиты классифицируются по форме и величине обломков. По степени окатанности выделяют угловатые (неокатанные), округло-угловатые (полуокатанные) и округло-полированные (окатанные) обломки.

Песчаные породы (псаммиты) по величине зерна подразделяются на следующие группы:

- *крупнозернистые* – 1–0,5 мм;
- *среднезернистые* – 0,5–0,25 мм;
- *мелкозернистые* – 0,25–0,1 мм;

Соответственно этим группам названа и структура псаммитов (крупнозернистая, среднезернистая, мелкозернистая).

По относительной величине зерен псаммиты разделяются на равнозернистые и разномзернистые.

Пылеватые породы (алевриты) имеют алевритовую структуру.

Глинистые породы (пелиты) характеризуются пелитовой структурой.

Структура хемогенных пород определяется размерами минеральных зерен слагающих их минералов:

- *крупнозернистая* – более 0,5 мм;
- *среднезернистая* – 0,5–0,25 мм;
- *мелкозернистая* – 0,25–0,1 мм;
- *тонкозернистая* – менее 0,1 мм.

Также может быть *землистая* и *скрытокристаллическая* структуры.

В зависимости от соотношения зерен выделяют *равно-* и *разнозернистую* структуры.

Структура *органогенных* пород определяется сохранностью входящих в нее остатков, принадлежностью их к тем или иным группам организмов. Если органические остатки не разрушены, структура называется *органогенной*, если разрушены – *детритовой*.

Некоторые глинистые и хемогенные породы имеют *оолитовую* структуру (от греч. *оол* – яйцо), если размер стяжений от долей миллиметра до 15–25 мм, и *пизолитовую* (от лат. *pisum* – горох), если оолиты более 2–3 мм.

Текстура осадочных пород характеризует порядок расположения частиц в породе и степень ее плотности. По первому признаку выделяются следующие текстуры:

- *беспорядочная* – материал в породе располагается беспорядочно и как бы перемешан;
- *листоватая* (черепитчатая) – порода разделяется на тончайшие пропластки в связи с частой сменой зерен различного размера;
- *плойчатая* – плоскости слоистости волнообразно изгибаются и выклиниваются;
- *слоистая* (полосчатая) – наблюдается чередование слоев различного состава и цвета.

Слоистость свойственна большинству осадочных пород. Она чрезвычайно разнообразна: в морях и озерах в условиях спокойного режима воды образуется *параллельная слоистость*, в водных потоках – *косая*, в прибрежноморских условиях – *диагональная* и др. Мощность слоев может достигать десятков метров или не превышать долей сантиметров. Слоистость следует подробно описывать, поскольку она дает возможность правильно определить генезис осадка.

По степени плотности текстура пород бывает:

- *плотная* – пористость отсутствует;
- *мелкопористая* – видны мелкие частые поры;
- *крупнопористая* – величина пор до 2,5 мм;
- *кавернозная* или *ячеистая* – пустоты более 2,5 мм.

13.2. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ ГРУПП ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Обломочные породы

Классифицируются обломочные породы не по химическому и минеральному составу, а по абсолютной и относительной величине обломков и по наличию или отсутствию цемента. Обломочные осадочные породы одного и того же названия могут иметь различный химический и минеральный состав (табл. 8).

Таблица 8. Обломочные горные породы

Группа пород	Размеры обломков, мм	Рыхлые породы		Сцементированные породы	
		Окатанные	Неокатанные	Окатанные обломки	Неокатанные обломки
Грубообломочные (псефиты)	> 100	Валуны	Глыбы	Конгломераты: валунные	Брекчии: глыбовые
	100–0	Галька	Щебень	галечные	щебниевые
	10–1	Гравий	Дресва	гравелиты	дресвит
Песчаные (псаммиты)		Пески:		Песчаники:	
	1–0,5	крупнозернистые		крупнозернистые	
	0,5–0,25	среднезернистые		среднезернистые	
	0,25–0,1	мелкозернистые		мелкозернистые	
Пылеватые (алефриты)	0,1–0,01	Алефриты		Алевролиты	

Обломочные осадочные породы по размеру обломков подразделяются на следующие группы:

- *грубообломочные (псефиты)* – от греч. «псефос» – камешки – размер обломков более 1 мм в поперечнике;
- *песчаные (псаммиты)* – от греч. «псаммос» – песок – размер обломков от 1 до 0,1 мм в поперечнике;
- *пылеватые (алефриты)* – от греч. «алефрос» – мука – размер обломков от 0,1 до 0,01 мм в поперечнике.

Грубообломочные породы (псефиты). Рыхлые псефиты, состоящие из окатанных обломков, называются *валунами, галькой и гравием*, а породы, состоящие из неокатанных рыхлых обломков, – *глыбами, щебнем и дресвой*.

Окатанные псефиты, скрепленные цементом, называются *конгломератами* (валунными, галечными или гравийными), а неокатанные псефиты, скрепленные цементом – *брекчиями* (глыбовыми, щебнистыми или дресвяными). По происхождению брекчии бывают осадочные, характеризующиеся обычно однородным цементом, оползневые – обломки разной величины имеют однородный состав с цементом, тектонические – цемент неоднороден и очень плотен.

Цемент – это масса тонкозернистого материала, скрепляющая отдельные обломки. Он образуется во время отложения осадка, а также после образования породы в результате осаждения солей из циркулирующих растворов. *По составу цемент* бывает песчаный, глинистый (обычно довольно слабый), известковистый (реагирует на соляную кислоту), железистый (ржаво-бурого цвета), кремневый (очень крепкий), сложный песчано-известковистый или песчано-железистый и др.

Песчаные породы (псаммиты) – это очень распространенные в природе пески и песчаники. *Пески* представляют несцементированные скопления обломков размерами от 1 до 0,1 мм, *песчаники* – породы, состоящие из сцементированных обломков той же величины.

По минеральному составу выделяют *мономиктовые* (мономинеральные), *олигомиктовые* и *полимиктовые* пески и песчаники. Мономиктовые псаммиты состоят из одного минерала, олигомиктовые – из двух-трех, полиминеральные – более трех.

По минеральному составу обломков наиболее распространены следующие пески и песчаники.

- *Кварцевые*. Преобладает кварц, меньше полевых шпатов, слюды, может быть глауконит. Цемент различный. По его составу эти песчаники называют кремнистыми, железистыми, известковистыми и т.д.

- *Кварцево-глауконитовые*. Главные минералы – кварц и глауконит, могут быть слюды и другие минералы. Присутствие глауконита придает породе зеленый цвет различной интенсивности. При выветривании эти песчаники переходят в ржаво-бурые железистые пески.

- *Железистые*. Состоят из кварца, зерна которого покрыты корочками бурого железистого минерала – гётита или гидрогётита. Цемент железистый. Окраска ржавых и бурых тонов.

- *Аркозовые*. Образуются при выветривании полевошпатовых пород типа гранитов. Имеют серый цвет. Состоят из полевых шпатов (более 25%), кварца, слюд, темных минералов. Цемент различный.

- *Граувакки.* Темноокрашенные, обычно плотно-цементированные, грубозернистые обломочные породы. Состоят из кварца и обломков горных пород, цемент также разнообразен.

Пылеватые породы (алевриты) сложены частицами минералов размером от 0,1 до 0,01 мм. Рыхлые пылеватые породы называются *алевриты*. К ним относится лёсс, лёссовидные суглинки, супеси, суглинки и другие песчано-глинистые породы.

Лёсс – светлая палево-желтая порода, состоящая главным образом из частиц кварца и меньше – полевых шпатов размером 0,1–0,01 мм с примесью глинистых частиц и извести, которая присутствует в породе в виде рассеянной пыли, поэтому лёсс «вскипает» при действии HCl. Строение лёсса землистое, очень нежный на ощупь, микропористый, легкий (обладает очень большой пористостью – 40–50%), легко растирается между пальцами в тончайшую пыль, образуя мучнистую массу, легко режется ножом. Имеет запах глины. В естественных обнажениях дает крутые отвесные стены. При намокании лёсса связи между составляющими его обломками теряются, он уплотняется, вызывая на дневной поверхности трещины и просадки. Уменьшение его мощности при намокании учитывается при строительстве.

Алевролиты – цементированные породы разнообразной окраски, часто имеют тонкослоистое плитчатое строение. Состав цемента различен.

Глинистые породы

Наиболее распространенными осадочными породами являются глинистые, на долю которых приходится около 50% от объема всех осадочных пород.

Глинистые породы называют *пелитами* (от греч. «pelos» – глины).

Пелиты состоят из мельчайших частиц (меньше 0,01 мм) глинистых минералов, присутствием которых и обуславливаются все специфические свойства глин. В небольших количествах могут присутствовать мельчайшие зерна хлоритов, оксидов и гидроксидов алюминия, глауконита, опала, кварца, а также частицы обломочного происхождения. Образуются глинистые породы в результате химического выветривания.

По степени литифицированности среди глинистых пород выделяются глины и аргиллиты.

Глины – породы, образующие с водой пластичную массу, которая твердеет при высыхании, а при обжиге приобретает твердость камня. В сухом состоянии глины либо землистые, рыхлые, легко рассыпающиеся и растирающиеся, либо очень плотные. Твердость их

равна 1, они легко царапаются ногтем. Глины липнут к языку и в отличие от алевролита не скрипят на зубах. Если подышать на нее – издает землистый запах. Насыщаясь водой, эта порода разбухает, размягчается и превращается в пластичную вязкую массу, которая при дальнейшем добавлении воды приобретает способность течь. За счет гигроскопичности она способна поглощать до 70% (по объему) воды, а после полного насыщения водой становится водоупором и не пропускает воду.

Окраска разнообразна, зависит от состава глин и от примесей. Обычные глины белого цвета; содержащие органические вещества – черного и темно-серого цвета; содержащие оксиды железа и марганца – желто-бурого, красного цвета; содержащие глауконит и хлориты – голубовато-зеленого цвета. Чистые глины называют жирными, а со значительной примесью песка – тощими.

По составу минералов, слагающих основную массу глин, выделяют следующие разновидности.

- *Каолинитовые глины* (или *каолины*) образуются в результате химического выветривания полевошпатовых пород. Они состоят из каолинита, обладающего большой чистотой, высокой пластичностью и белым цветом, жирные на ощупь, в воде не разбухают. Являются ценным сырьем для изготовления фарфора, фаянса, огнеупорного кирпича и пр.

- *Монтмориллонитовые глины* (или *бентониты*) состоят преимущественно из монтмориллонита; цвет светло-серый с желтоватым и зеленоватым оттенком, на ощупь жирные, намокая, становятся очень пластичными и увеличиваются в объеме. Применяются для очистки многих продуктов, в парфюмерии, для приготовления буровых растворов.

- *Гидрослюдистые глины* – землистые породы белой, серой, зеленой или пёстрой окраски. В воде не разбухают. Применяется для изготовления кирпича и керамических изделий.

- *Полиминеральные глины* – в них одновременно присутствуют многие глинистые минералы, а в обломках также и другие минеральные примеси (кварц, слюды и др.). Окраска разнообразная, реакция с водой различна и зависит от преобладающего минерала. Применяются для изготовления кирпича и грубой керамики.

Аргиллиты – это плотные, твердые (твердость до 3) породы, образующиеся в результате диагенеза глин, и поэтому утратившие пластичность и водопоглощаемость. Обычно окрашены в более темные цвета, чем глины. По составу чаще гидрослюдистые, кроме того, в них присутствуют кварц, полевые шпаты, слюды и др.

Кроме песчаных, пылеватых и глинистых пород, существует еще ряд смешанных пород, состоящих из частиц разных размеров и состава. К ним относятся *супеси*, содержащие наряду с песчаными до 20–30% глинистых частиц, и *суглинки*, содержание глинистых частиц в которых повышается до 40–50%. Соответственно с этим меняются и свойства пород.

Глинозёмистые породы

Глинозёмистые породы (аллиты) – обогащенные оксидом алюминия. Они во многом родственны глинистым породам, особенно каолинам. Основной глинозёмистой породой являются бокситы.

Бокситы формируются в коре выветривания, а также при ее размыве и переотложении. Это довольно плотные, красные, реже серые породы, состоящие из гидратов оксида алюминия ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$ и $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), часто с примесью оксидов железа. Обладают пелитовой и оолитовой, реже обломочной структурой. Имеют практическое значение как важнейшая алюминиевая руда.

Карбонатные породы

Среди карбонатных пород широко распространены образования как химического, так и органического происхождения. Чаще всего здесь встречаются известняки и их разновидности, доломиты, мергели.

Известняки вне зависимости от их происхождения состоят главным образом из кальцита, к которому в виде примесей добавляются другие минералы; основными примесями являются глина и песок. При возрастании глинистых примесей известняки переходят в мергели, а при увеличении содержания песка – в песчанистые известняки и в известковые песчаники. Поэтому лучшим признаком известняков является реакция с HCl. Известняки от прибавления капли слабой HCl бурно вскипают, причем на их поверхности не остается грязного пятна, которое получается при такой пробе на поверхности мергелей. По характеру сложения известняки можно разделить на плотные (сцементированные) и рыхлые (несцементированные).

По характеру структуры можно выделить крупно-, средне-, мелко- и неравномернозернистые, афанитовые (плотные), землистые, оолитовые, обломочные и другие известняки. Они весьма различны также по окраске, текстуре и по другим признакам.

По происхождению известняки делятся на *органогенные* и *химические*. Первые включают две группы – *зоогенные* (сложенные раковинами и другими скелетными образованиями животных организмов) и *фитогенные* (сложенные водорослями). Среди

химических по структуре выделяются оолитовые, зернистые, плотные (афанитовые), землистые и другие разновидности.

Степень сохранности следов органогенного происхождения в известняках находится в прямой зависимости от перекристаллизации составляющего их кальцита. Чем дальше заходит этот процесс, тем сильнее, вплоть до полного исчезновения, разрушаются остатки составляющих известняк раковин и других скелетных образований. Происхождение таких сильно перекристаллизованных известняков часто невозможно установить даже с помощью микроскопа.

Следует отметить, что существуют известняки *биохимического* происхождения, образовавшиеся в результате жизнедеятельности особых бактерий, которые с самого начала не имеют никаких следов органогенной структуры и состоят из мельчайших зернышек кальцита. Эти известняки, называемые дрюитовыми, служат переходом к известнякам химического происхождения. Известняки *химического* происхождения встречаются значительно реже органогенных. Среди них наиболее важное значение имеют оолитовые известняки, а затем известковые туфы и натски.

Оолитовые известняки представляют собой скопления шаровидных известковых зерен – «оолитов», имеющих скорлуповатое или радиально-лучистое строение. Размер оолитов колеблется обычно от просяного зерна до горошины (от долей миллиметров до 15–25 мм). Оолиты крупнее 2–3 мм называются *пизолитами*. Иногда оолитовые зернышки растворяются и на их месте в цементе породы остаются округлые пустоты; такие оригинальные породы получили название «отрицательные оолиты».

Известковый туф обычно имеет вид пористой или ячеистой известковой породы, образовавшейся отложением кальцита источниками подземных вод, богатых растворенной двууглекислой известью.

В нем часто содержатся отпечатки листьев, веточек и других растительных остатков, а также животных, которые инкрустировались отлагавшейся из источников известью. Туфы, представляющие собой континентальные образования, имеют обычно незначительную мощность и прихотливые формы залегания. Сравнительно редко они отлагаются значительными массами в месте выхода горячих минеральных источников. Такие туфы, имеющие более плотное кристаллическое строение, называются *травертинами*.

В случае обогащения известняка глинистой примесью в количестве менее 20% мы будем иметь *глинистый известняк*, более 20% – *известковистый мергель*, а в случае содержания глинистых частиц в

количестве около 30–50% – *мергель*. По внешнему виду мергель – это плотная, твердая или мягкая порода, иногда с раковистым, а чаще с неровным или землистым изломом. Окраска мергелей разнообразна: часто встречаются белые, серые, розовые и зеленые тона. С соляной кислотой мергели вскипают бурно, причем капля оставляет на поверхности породы грязное пятно, что служит характерным признаком, отличающим их от известняков.

Доломитами называются породы, содержащие не менее 95% минерала доломита – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; остальные 5% в этих породах приходится на CaCO_3 . Чистые доломиты встречаются очень редко, обычно наблюдаются самые разнообразные переходы от чистого известняка к доломиту. Внешне они похожи на известняки и отличаются от них меньшей интенсивностью реакции с соляной кислотой (HCl). Кроме того, для доломитов характерно отсутствие раковистого излома и наличие шершавого, как бы тонкопесчанистого мучнистого излома. В трещинах породы часто скапливается светлая, желтоватая или белая пыль, так называемая доломитовая мука. Структура и текстура доломитов очень разнообразны. Среди них встречаются зернисто-кристаллические «сахаровидные», сходные с мрамором; афанитовые; рыхлые; мучнистые; ячеистые разности. Цвет доломитов обычно белый, кремовый или серый.

Кремниевые породы

Кремниевые породы состоят преимущественно из кремнезема органического и химического происхождения.

Из кремнистых пород органического происхождения особенно важны *диатомиты* – это скопления мельчайших скелетов диатомовых водорослей (диатомей), состоящих из водного кремнезема (опала).

К этой же группе пород относятся измененные кремниевые породы, частично органогенного происхождения, например опока. *Опока* – это довольно твердая, очень легкая кремнистая порода, серого, голубоватого, иногда черного цвета (окраска часто пятнистая). По внешним признакам одни разности опок приближаются к *трепелам* и диатомитам (мягкие опоки), а другие имеют кремневидный облик (твердые плотные разности). При ударе твердая опока колетя со звоном на мелкие остроугольные обломки с раковистым изломом. По происхождению опоки чаще всего измененные, сильно сцементированные диатомиты.

Кремниевые породы химического происхождения – *яшмы*. Они имеют разнообразную окраску (красные, зеленые, бурые, серые, черные и др.), обусловленную различными механическими примесями

– оксидами и гидроксидами железа, хлоритами, марганцовистыми соединениями, органикой. Состоят из халцедона или кварца с примесью халцедона. Имеют микрозернистую, скрытокристаллическую структуру, массивную, полосчатую, слоистую, пятнистую текстуру. Твердость высокая, царапают стекло.

Соляные породы (сульфатные и галоидные)

Сульфатные и галоидные породы часто объединяют в группу соляных, или эвапоритов (от лат. *evaporo* – испаряю). Они различаются по химическому составу, но близки по условиям образования. Возникают в результате выпадения солей из растворов в лагунах и заливах моря, в бессточных озерах, в сухом климате. Залегают в виде мощных пластов, линз, иногда соляных куполов и штоков. Породы чаще всего мономинеральные.

Наиболее распространенные породы этой группы – каменная соль, сильвинит, карналлит, гипс, ангидрит.

Каменная соль представляет собой зернисто-кристаллическую или сливную массу, состоящую из минерала галита; окраска ее изменяется от светлой до черной – в зависимости от примесей. Диагностические признаки: соленый вкус, легкая растворимость в воде, небольшая твердость.

Сильвинит состоит преимущественно из сильвина, отличается пестрым цветом и горько-соленым вкусом.

Гипс также встречается в виде зернисто-кристаллических масс, состоящих из минерала гипса. Чистый гипс снежно-белый, желтый или розовый, но окраска может быть самая разнообразная – в зависимости от состава примесей. Он имеет небольшую твердость.

Ангидрит – серая или голубовато-серая плотная, твердая порода (твердость 3,5), что резко отличает его от гипса. Ангидрит встречается на глубинах более 70 м; на поверхности вследствие гидратации переходит в гипс, увеличиваясь при этом в объеме. Структура кристаллическая, зернистая.

Каустобиолиты

Каустобиолиты (углеродистые породы) (от греч. *kaustos* – горючий, *bios* – жизнь и *lithos* – камень) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием биохимических, химических и других геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами и поэтому имеют очень важное практическое значение. К ним относятся породы угольного ряда (торф, ископаемые

угли), нефтяного (нефть, битумы, горючие газы) и литобиолиты (янтарь, воск, смола).

Породы ряда *углей* представляют собой ряд обогащения древесины углеродом по схеме: древесина (50% C) → торф (55–60% C) → бурый уголь (70% C) → каменный уголь (82% C) → антрацит (95% C).

Торф – это бурая или черная масса не до конца разложившегося растительного материала, обугленного и обогащенного органическими кислотами. В виде примеси присутствует терригенный материал. Это рыхлая, пористая, землистая порода, образующаяся в болотах при недостаточном притоке кислорода.

Ископаемые угли образуются преимущественно из древесной растительности (гумусовые угли), меньше из водорослей (сапропелевые угли). Во всех углях присутствует терригенная примесь. В углях процесс разложения органических веществ заходит значительно дальше, чем в торфе.

Бурый уголь – плотная, темно-бурая или черная порода, с матовым или стекляннным (реже) блеском, землистым или раковистым изломом и бурой чертой. Неразложившиеся части растений практически отсутствуют. Содержание углерода примерно 60–70%.

Каменный уголь – черный, с жирным или матовым блеском, черной матовой или блестящей чертой; хрупок, пачкает руки. Большинство бурых и каменных углей обладает хорошо выраженной слоистостью. Содержание углерода увеличивается до 82–92%.

Антрацит – еще более плотная порода серовато-черного цвета с сильным полуметаллическим блеском. Излом неровный, раковистый; не пачкает рук. Содержание углерода – до 97%.

Процесс разложения органического вещества, происходящий в условиях наиболее затрудненного доступа кислорода, приводит к образованию нефти или горючих летучих веществ – *битумов*.

Битуминозные породы – породы с рассеянной в них нефтью, находящейся в окисленном (сгущенном) виде. Они имеют темный цвет, запах битума при ударе по породе и окрашивают растворители (бензин, бензол) при погружении в них порошка породы. Часто накопление битумов происходит одновременно с отложением тонких илов, образующих горючие сланцы. *Горючие сланцы* – это тонкослоистые, темно-серые или бурые породы, при горении выделяют запах битума.

Нефть (C_nH_n) – это жидкость от светло-желтого (легкие разновидности) до коричневатого-черного (тяжелые разновидности) цвета со специфическим запахом битума и масляным блеском. Залежи

нефти формируются в пористых или трещиноватых породах, которые играют роль коллекторов. Существуют две гипотезы происхождения нефти – органическая и неорганическая.

Самые распространенные из осадочных пород – глинистые (около 50%), затем идут обломочные породы (25%), карбонатные (15%) и 10% остается на долю остальных осадочных пород.

13.3. СПИСОК ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

- | | | |
|----------------|---------------------|--------------------|
| 1. Конгломерат | 9. Известняк | 17. Гипс |
| 2. Брекчия | 10. Известковый туф | 18. Сильвинит |
| 3. Песчаник | 11. Магнезит | 19. Каменная соль |
| 4. Алевролит | 12. Мергель | 20. Торф |
| 5. Глина | 13. Доломиты | 21. Бурый уголь |
| 6. Боксит | 14. Опока | 22. Каменный уголь |
| 7. Лёсс | 15. Яшма | 23. Антрацит |
| 8. Аргиллит | 16. Ангидрит | |

13.4. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОПИСАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные горные породы характеризуются рядом особенностей. Они, как правило, слоисты, часто пористы, нередко несут на себе отпечатки различных растений и животных или содержат ископаемую флору и фауну.

Правильное определение осадочных пород возможно только при полном учете всего комплекса внешних свойств и признаков. Большое разнообразие пород одного названия, но разных по генезису и внешнему виду заставляет помимо определения их структуры и текстуры устанавливать и подробно описывать такие признаки, как характер слоистости или ее отсутствие, кавернозность, твердость, излом, органические остатки или их отпечатки, трещиноватость, выцветы, пятна, следы различных физических воздействий, характер реакции с соляной кислотой и т.д. Полное описание породы позволяет не только точнее определить, но и установить условия ее образования и состав. В конце описания каждой породы отмечается ее генетическая группа, в какой среде отлагался осадок, химический состав породы (для хемогенных и органогенных пород).

Окраска осадочных пород является признаком для их определения и зависит от окраски минералов, слагающих породу, рассеянной в породе примеси и тончайшей корочки, часто обволакивающей зерна

минералов. Определение цвета породы производят при дневном свете и сухом состоянии породы, так как искусственный свет и влажность изменяют оттенки, а определение оттенков цвета в породе имеет большое значение.

При описании псефитов указывают состав, окраску, величину и характер окатанности обломков, состав и окраску цемента, соотношение в породе обломков и цемента, генетический тип, группа. **Например:** конгломерат гравийно-галечный сложен гравием и галькой коричневого и светло-серого цвета, по-видимому, кремнистого состава (высокая твердость и раковистый излом). Галька хорошо окатана. Цемент известково-песчаный состоит из серого крупнозернистого песчаника, вскипающего с HCl. Соотношение обломков и цемента 3:2. Порода обломочная, группы псефиты.

При определении псаммитов необходимо пользоваться лупой. Помимо структуры и текстуры, степени окатанности зерна необходимо определять минеральный состав зерен и по преобладающим минералам и цементу давать им наименования. При описании псаммитов указывают цвет, величину и характер окатанности зерна, минеральный состав и окраску, состав и окраску цемента, реакцию с HCl, пористость. Генетический тип, группа. **Например:** песчаник известковый, полимиктовый (кварц-глауконитовый), среднезернистый. Плотная зеленовато-серая порода, состоящая из зерен кварца размером в поперечнике 0,3–0,5 мм (20%), глауконита до 3 мм (60%), придающего зеленый оттенок породе, и зеленовато-серого цемента (около 20%), вскипающего при действии разбавленной соляной кислотой. Порода обломочная, группы псаммиты.

При описании глинистых и глинозёмистых пород необходимо указывать следующие внешние признаки: цвет, степень влажности и пластичности (для глин), примеси, часто обуславливающие окраску всей породы; структуру, текстуру, слоистость; твердость; наличие растительных остатков, окаменелостей. В конце описания необходимо отметить, к какому генетическому типу и группе относится порода. **Например:** боксит, красновато-коричневого цвета, с оолитово-пизолитовой структурой (стяжения от 1,5 до 3–4 мм), форма некоторых стяжений неправильная за счёт сросшихся двух-трёх мелких оолитов, которые погружены в сплошную землистую массу красновато-оранжевого цвета. Беспорядочная текстура. Состоит из гидратов оксида алюминия ($Al_2O_3 \cdot H_2O$ и $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), часто с примесью оксидов железа. Твердость меньше 5 (стекло не царапает), на бисквите оставляет светло-красную черту. Формируется в коре выветривания. Глинозёмистая группа.

Правильное определение хомогенных и органогенных пород возможно лишь при полном учете всего комплекса их внешних признаков. Подробно должны быть описаны текстура и структура породы, характер слоистости (в случае ее отсутствия это должно быть специально оговорено), наличие или отсутствие кавернозности. Необходимо также указать окраску, твердость (для мономинеральных пород), излом, плотность и другие признаки; особое внимание следует уделить описанию состава породы. Подробно описывают и все включения: органические остатки, конкреции, прожилки, выцветы, примазки и др. В заключение необходимо указать генезис и принадлежность горной породы к той или иной группе по химическому составу. *Например:* яшма темно-бордовая с фиолетовым оттенком, характеризуется стеклянным блеском, скрытокристаллической структурой и слоистой текстурой. Состоит из халцедона. Наблюдается раковистый излом, с острыми режущими просвечивающими краями, крепкий, не вскипает с HCl, представляет собой крупную неправильную конкрецию овальной формы размером 25–30 см в диаметре. Хомогенная порода кремниевой группы.

13.5. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Генетические группы осадочных горных пород.
2. Классификация осадочных пород по химическому составу.
3. Псефиты.
4. Псаммиты.
5. Алевриты
6. Пелиты.
7. Аллиты.
8. Карбонатные породы.
9. Соляные (сульфатные и галоидные) породы.
10. Кремниевые породы.
11. Каустобиолиты.
12. Определение образцов горных пород.

14. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические горные породы возникают в результате преобразований ранее существовавших осадочных, магматических и других горных пород, происходящих в земной коре под воздействием температуры, давления и глубинных флюидов. Эти преобразования протекают в твердом состоянии и выражаются в изменении минерального состава, структуры и текстуры первичных пород.

К *факторам метаморфизма* относятся воздействие высокой температуры, литостатического давления, состав флюидов и газов (паров воды, углекислого газа, кислорода). Большую роль играет также состав исходных, а иногда и вмещающих пород.

По преобладанию тех или иных *факторов* и в зависимости от *геологической обстановки* метаморфические породы подразделяются на несколько *генетических классов* – региональный, динамометаморфизм и контактовый.

Породы класса *регионального метаморфизма* образуются при высоком неравномерном давлении и высокой температуре. Этот процесс охватывает большие пространства, протекает на значительных глубинах и сопровождается перекристаллизацией и развитием новых минералов в условиях расплющивания и пластического течения горных пород, что приводит к появлению наиболее характерной для метаморфических образований ориентированности (параллельному расположению) минеральных частиц. Породы регионального класса наиболее распространены. К ним относятся филлит, сланцы, гнейс, мрамор, скарн, грейзен и др.

Породы *динамометаморфического* класса образуются под воздействием давления в условиях невысоких температур. Происходит интенсивное дробление горных пород и минеральных зерен без существенной их перекристаллизации. Под действием тектонического давления возникают тектонические брекчии и милониты.

Породы *контактового метаморфизма* образуются под действием высокой температуры, паров и растворов, связанных с внедрением магматического расплава. При этом происходит преобразование вмещающих пород, изменение их структуры, текстуры и состава. Процесс проявляется вдоль границ магматических тел и имеет местное, локальное значение. В этих условиях образуются роговики (биотитовые, амфиболовые, известково-силикатные), мраморы.

На различных стадиях метаморфического процесса существуют постепенные переходы между метаморфическими породами и породами, из которых они образуются. Преобразование главнейших

осадочных и магматических пород при метаморфизме схематически представлено в таблице 9.

Таблица 9. Преобразование осадочных и магматических пород при метаморфизме

Исходные породы	Метаморфические породы
Глинистые осадочные породы → аргиллиты	Глинистые (аргиллитовые) сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы (парагнейсы), роговики, слюдяные сланцы
Кварцевые пески и песчаники	Кварцево-сланцевые сланцы, кварциты
Аркозовые песчаники	Кварцево-сланцевые сланцы, гнейсы
Кремнистые породы (опоки, яшмы)	Мелкозернистые кварциты
Карбонатные породы	Мраморы
Граниты, сиениты	Кристаллические сланцы, гнейсы (ортогнейсы)
Габбро, базальты	Тальковые, хлоритовые, зеленые сланцы, амфиболиты
Ультраосновные магматические породы	Тальковые сланцы, серпентинит (змеевик)

14.1. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Метаморфические горные породы отличаются своеобразным строением. Они являются кристаллическими плотными агрегатами, сложенными зернами различной величины и формы. Для них характерны чешуйчатая и листоватая форма зерна (реже зернистая), большая плотность и сланцеватость. Помимо структурных и текстурных признаков своеобразным является и минеральный состав метаморфических горных пород. Их слагают минералы, устойчивые в условиях высоких температур и давления, – кварц, альбит, биотит, роговая обманка, пироксены, магнетит, гематит, а также минералы метаморфического происхождения, характерные только для метаморфических пород, – серицит, хлорит, тальк, серпентин, графит, гранат, дистен и др. Определение минерального состава поможет установить, что представляла собой порода до метаморфизма и какие явления обусловили метаморфизм.

Под **структурой** метаморфических пород понимается строение минеральных агрегатов, которое характеризуется абсолютной, относительной величиной зерна и его формой.

В названии структур метаморфических пород за корень принимается греческое слово «бласто», означающее перекристаллизацию пород в твердом состоянии.

Структуры по относительному размеру зерна:

- *гомеобластовая* – равномернозернистая;
- *гетеробластовая* – разнотзернистая;
- *порфириобластовая* – на мелкозернистом фоне крупные вкрапления.

По форме зерна выделяются следующие структуры:

- *гранобластовая* – порода состоит из более или менее изометричных зерен (кальцита, кварца, полевых шпатов, гранатов);
- *лепидобластовая* – порода сложена минералами чешуйчатой или листоватой формы (тальком, серицитом, хлоритом, биотитом, серпентином);
- *фибробластовая* – порода сложена игольчатыми или волокнистыми кристаллами (роговой обманки, актинолита);
- *нематобластовая* – порода состоит из удлиненно-призматических или досчатых кристаллов (крупные кристаллы роговой обманки, дистена, пироксена).

Структуры по абсолютному размеру зерна:

- *крупнокристаллическая* – более 1 мм;
- *среднекристаллическая* – 1,0–0,25 мм;
- *мелкокристаллическая* – менее 0,25 мм;
- *микроркристаллическая* – размер зерна на глаз не устанавливается.

Текстура метаморфических пород характеризует порядок расположения минералов в породе и степень ее сплошности.

По расположению минералов в породе различаются следующие текстуры:

- *сланцеватая* – удлиненные минералы располагаются своими длинными сторонами взаимно параллельно;
- *гнейсовая* – параллельное расположение таблитчатых минералов при малом содержании чешуйчатых частиц;
- *полосчатая* – с полосчатым расположением минералов разной окраски;
- *очковая* – пятнистая;
- *плойчатая* – с волнообразно изогнутыми слоями по слоистости (микроскладчатая);
- *беспорядочная* – с беспорядочным расположением минералов.

По степени сплошности все метаморфические породы являются *плотными, компактными*.

14.2. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ КЛАССОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Породы класса регионального метаморфизма образуются в широком диапазоне температур – от 300°–400 °С до 900°–1000 °С (при более высоких температурах начинается плавление пород). Давление изменяется от 3–5 до 10–15·10⁸ Па. Увеличение температуры и давления приводит к росту интенсивности метаморфизма, т.е. к возрастанию степени переработки пород.

Метаморфические породы по мере возрастания температуры и давления претерпевают закономерные изменения состава, структуры и текстуры. При этом образуются характерные ряды пород, представляющие собой последовательные этапы преобразования исходной породы (см. табл. 9).

Особенно значительные изменения претерпевают глинистые породы. В начальной стадии метаморфизма в условиях низких температур под воздействием тектонического давления они претерпевают рассланцевание и превращаются в *глинистые сланцы*. Изменения выражаются в появлении тонкосланцеватой текстуры. В глинистом материале появляются скопления мельчайших зерен кварца, микроскопические чешуйки слюды (серицита) и хлорита, кристаллы пирита, углистые частицы. Сланцы обычно сохраняют окраску исходных глин. Они легко раскалываются по сланцеватости на ровные плитки с матовой поверхностью. При возрастании количества кристаллических частиц порода твердеет, превращаясь в *кровельные* или *аспидные сланцы*.

Дальнейший этап метаморфизма, связанный с повышением температуры, приводит к полной перекристаллизации глинистого вещества и образованию *филлитов*. Это полнокристаллические породы с тонкосланцеватой, иногда с плейчатой текстурой. Внешне они сходны с глинистыми сланцами, но отличаются шелковистым блеском. Филлиты состоят из тонкочешуйчатой массы серицита, хлорита и кварца. Окраска их связана обычно с цветом господствующего минерала или обусловлена примесями.

При повышении температуры и дальнейшем изменении давления филлиты переходят в *кристаллические сланцы*. В зависимости от состава исходных глин и температурного режима это могут быть *сланцеватые*, *хлоритовые* или *хлоритово-сланцеватые сланцы*. Они отличаются сильным шелковистым блеском и более крупной величиной чешуек. Структура чаще среднекристаллическая до крупной. Обладают хорошо развитой сланцеватой или плейчатой

текстурой. Сланцы состоят из кварца и слюды (мусковита или биотита) или хлорита. Встречаются *двуслюдяные сланцы*.

Кристаллические сланцы часто содержат также гранат, графит, образующийся из углистого вещества, и другие минералы. Цвет этих пород обусловлен окраской преобладающих минералов. Реже связан с минеральными примесями (гематит, графит).

На конечной стадии метаморфизма глинистых пород они преобразуются в *гнейсы* (парагнейсы¹). Эти образования обладают гнейсовой (полосчатой), реже сланцеватой или очковой текстурой. Структура их гранобластовая, средне- или крупнокристаллическая. Вместо хлорита и слюды, которая сохраняется в небольшом количестве, в гнейсах преобладают полевые шпаты – микроклин и плагиоклаз, много кварца. Присутствуют биотит и мусковит, иногда амфиболы, пироксены, гранаты. Состав гнейсов близок к минеральному составу гранитов, отличаясь от последнего ориентированной гнейсовой текстурой.

Существенно иные породы образуются при метаморфизме песчаников. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом при метаморфизме превращаются в *кварциты*. Они состоят целиком из кварца, образующего неправильные зерна, которые иногда почти неразличимы (сливные кварциты). Это крепкие массивные породы, нередко с раковистым блестящим изломом; иногда в них наблюдается сланцеватая текстура. Кварцевые песчаники с глинистым цементом преобразуются в *слюдяно-кварцитовые сланцы*, с тонкими прослойками слюды по сланцеватости. Аркозовые песчаники, богатые зернами полевого шпата, переходят сначала в кварцитовидные песчаники, а при высокой степени метаморфизма – в парагнейсы, отличающиеся более равномерной зернистостью и повышенным содержанием кварца.

Известняки при перекристаллизации переходят в *мраморы*. Они состоят из кальцита и доломита, имеют гранобластовую структуру и обычно массивную, нередко расплывчатую полосчатую текстуру. Редко наблюдается сланцеватость.

Кремнистые породы (опоки, яшмы) преобразуются в мелкозернистые *кварциты*, отличающиеся крайне равномерной слабо различимой зернистостью.

¹ Приставка «пара-» прибавляется к названию метаморфических пород, если они образовались из осадочных пород, а приставка «орто-» – если из магматических пород.

В результате метаморфизма кислых и средних магматических пород (гранитов, диоритов и др.) образуются *ортогнейсы* и *сланцы*.

Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты) преобразуются в *амфиболиты*, *змеевики* (*серпентиниты*) и *тальковые сланцы*. Амфиболиты – массивные крепкие породы сланцеватой или волокнистой текстуры, от темно-зеленого до черного цветов. Они состоят из роговой обманки и плагиоклаза. Змеевики состоят из серпентина с примесью магнетита и хлорита, образующих темно-зеленую массу с пестрыми пятнами. Тальковые сланцы – это мелко- или среднечешуйчатые сланцеватые породы светло-зеленого цвета с шелковистым или перламутровым блеском, состоящие из талька, а также хлорита, актинолита и некоторых других минералов.

Породы класса динамометаморфизма возникают под действием тектонического давления – это тектонические брекчии и милониты.

Тектонические брекчии образованы угловатыми или линзовидными обломками раздробленных первичных пород самой разной величины, сцементированными мелкоизмельченным материалом тех же пород. Для них характерно отсутствие слоистости и однообразие состава обломков.

Милониты представляют собой породы, состоящие из мелкоперетертого материала первичных пород. Текстура их сланцеватая тонкопластичная, нередко очковая.

Породы класса контактового метаморфизма. Контактный метаморфизм выражается преимущественно в интенсивной перекристаллизации пород, протекающей под действием высокой температуры без заметного участия давления. Поэтому для возникающих в ходе этого процесса пород, носящих название *роговиков*, типично отсутствие сланцеватых и вообще ориентированных текстур. Роговики – очень крепкие мелкозернистые породы массивной текстуры, в которых иногда встречаются крупные кристаллы отдельных минералов. Песчано-глинистые породы переходят в *биотитовые роговики*, состоящие из кварца и биотита, также полевого шпата, магнетита, граната и др. Основные и средние породы на контакте с гранитными интрузиями преобразуются в *амфиболовые роговики*, сложенные амфиболом и плагиоклазом. Карбонатные породы превращаются в *известково-силикатные роговики*. Они содержат гранат, пироксен, плагиоклаз. Также могут переходить и в *мраморы*, если метаморфизм протекает без привноса вещества. Цвет роговиков определяется окраской господствующих минералов. Обычно они серые, черные или темно-зеленые.

14.3. СПИСОК МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

- | | |
|----------------------------------|------------------------------|
| 1. Глинистый сланец | 8. Хлорит-серицитовый сланец |
| 2. Филлит | 9. Тальковый сланец |
| 3. Слюдяной сланец | 10. Хлоритовый сланец |
| 4. Гнейс (парагнейс и ортогнейс) | 11. Амфиболит |
| 5. Кварцит | 12. Роговик |
| 6. Мрамор | 13. Скарн |
| 7. Змеевик | |

14.4. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Определение метаморфических пород следует начинать с установления их минерального состава. Вторым важным признаком является текстура, затем структура и цвет. Для определения этих пород необходимо пользоваться таблицей 10. При исследовании метаморфических пород нужно стремиться установить, что представляла собой горная порода до метаморфизма и какие факторы обусловили метаморфизм.

14.5. ПОРЯДОК ОПИСАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Описание проводится по такому же плану, что и для магматических пород: название породы, цвет, структура, текстура, минеральный состав, жилы и прожилки минералов в породе, посторонние включения и вкрапления. Заканчивается описание названием исходной породы и типом метаморфизма, при котором была преобразована исходная порода и генетический класс.

14.6. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Понятие о метаморфизме. Факторы метаморфизма.
2. Образование метаморфических пород регионального класса.
3. Образование метаморфических пород контактового класса.
4. Образование пород динамометаморфического класса.
5. Метаморфизм осадочных горных пород.
6. Метаморфизм магматических горных пород.
7. Минералы метаморфических горных пород.
8. Отличительные признаки метаморфических горных пород.
9. Структуры и текстуры метаморфических горных пород.
10. Определение образцов метаморфических горных пород.

Таблица 10. Важнейшие метаморфические породы

Название породы	Структура	Текстура	Минеральный состав	Примечания
Глинистый сланец	Гранобластовая, микрокристаллическая	Массивная, слабо рассланцованная	Глинистые частицы, кварц, хлорит, слюда, углистые частицы	Уплотненная обезвоженная темная порода, твердая, иногда с прожилками кварца
Филлит	Лепидобластовая микрочешуйчатая	Сланцеватая	Серицит, хлорит, кварц	Разноокрашенная порода с шелковистым блеском
Слюдяной сланец	Лепидобластовая	Сланцеватая	Биотит, мусковит, кварц, иногда графит, гранат, дистен	Обильное количество слюды, часто с включениями редких минералов
Хлоритовый сланец	Лепидобластовая	Сланцеватая, пльчатая	Хлорит, слюда, кварц	Темно-зеленая, серовато-зеленая порода с матовой шероховатой поверхностью. Хлорит в сочетании с серицитом приобретает шелковистый отлив
Гнейс	Гранобластовая	Гнейсовая, массивная	Кварц, калиевый полевоы шпат, биотит, мусковит, пироксен, роговая обманка	Серая или кремевая порода с хорошо ориентированными темными минералами
Кварцит	Гранобластовая	Массивная	Кварц	Разноокрашенная, блестящая на изломе порода
Мрамор	Гранобластовая	Массивная, слабо рассланцованная	Кальцит, доломит, примесь графита	Разноокрашенная зернистая порода, взаимодействует с HCl
Амфиболит	Гранобластовая, фибробластовая	Массивная, сланцеватая	Роговая обманка, средний плагиоклаз	Темно-зеленая до черной порода с прожилками кварца
Змеевик	Лепидобластовая, фибробластовая	Массивная, сланцеватая	Серпентин, магнетит, хромит	Зеленовато-черная порода с блестящими эмалевыми поверхностями
Тальковый сланец	Лепидобластовая	Сланцеватая	Тальк, кварц	Светло-зеленая порода, жирная на ощупь
Роговик	Гранобластовая	Массивная	Кварц, полевые шпаты, амфиболы и пироксены	Породы серого, темно-серого и черного цвета
Скарн	Гранобластовая, от мелко- до крупно-кристаллической, часто неравномернозернистая	Массивная, беспорядочная, полосчатая	Гранат, пироксен, плагиоклаз, эпидот, карбонат, рудные минералы, актинолит	Магнезиальный скарн отличен минеральным составом. Известковый скарн отличен отсутствием слоистости

ЧАСТЬ IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ

15. ТИПЫ И МАСШТАБЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Геологическая карта является графическим изображением на топографической карте в определенном масштабе геологического строения какого-либо участка земной коры. Она позволяет понять не только геологическое устройство земной поверхности и верхней части геологического разреза земной коры, но и представить историю геологического развития территории, понять основные закономерности распространения на ней полезных ископаемых.

В зависимости от того, какие геологические особенности хотят отразить, геологические карты делятся на ряд типов.

Карты полезных ископаемых изображают распространение минерального сырья, содержащегося в горных породах, слагающих территорию.

Петрографические и литологические карты отражают состав горных пород, их генетические типы.

Тектонические карты показывают основные структурные элементы земной коры, условия залегания горных пород, их деформации, особенности тектонического развития территории.

Геоморфологические карты изображают основные элементы рельефа земной поверхности, их генезис и время образования, связь с геологической историей развития территории.

Гидрогеологические карты характеризуют распространение и условия залегания подземных вод. Они подразделяются на еще более специализированные карты, отражающие те или иные особенности гидросферы, – гидрохимические карты минеральных и термальных вод и т.п.

Эколого-геологические карты отображают эколого-геологическую обстановку, дающую обобщенное изображение на топографической основе состояния компонентов литосферы, отражающих ее экологические функции.

В курсе общей геологии мы имеем дело с собственно геологическими картами, при анализе и составлении которых должны учитываться некоторые условности. Дело в том, что более 90% поверхности суши покрыто породами четвертичного возраста, представленными различного рода континентальными образованиями: аллювиальными, озерными, делювиальными, 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, т.е. «коренные», породы вмещают основную часть полезных ископаемых, и поэтому геологическая карта с изображением строения только пород четвертичного возраста была бы малополезной. С другой стороны, покров четвертичных отложений также нередко включает полезные ископаемые, например, строительные материалы, россыпные месторождения золота, олова и т.д. Для того чтобы выйти из возникшего затруднения, обычно собственно геологической картой принято называть такую, на которой удален покров четвертичных континентальных отложений. Он сохраняется лишь там, где невозможно установить строение коренных пород под четвертичными отложениями, или в тех случаях, когда последние включают полезные ископаемые либо имеют морское происхождение. В этих случаях строятся *карты четвертичных отложений*.

Кроме того, при составлении геологической карты необходимо иметь топографическую основу (карту) изображаемой территории и сеть скважин, которые дают нам представление о мощности, возрасте и последовательности залегания горных пород.

Масштаб карты обусловлен ее целевыми задачами и размерами площади, изображаемой на ней. По масштабам карты подразделяются следующим образом.

Мелкомасштабные геологические карты – 1:500000 и мельче – дают представление о геологическом строении региона, государства, материка.

Среднемасштабные геологические карты – 1:200000 и 1:100000 – отражают основные черты геологического строения территории, дают ее прогнозную оценку в отношении полезных ископаемых.

Крупномасштабные геологические карты – 1:50000 – 1:25000 – служат для более подробного освещения геологического строения района, перспективного на обнаружение месторождений полезных ископаемых или предназначенного для строительства и др.

Детальные геологические карты – 1:10000 и крупнее – позволяют решать вопросы, связанные с закономерностями размещения выявленных месторождений полезных ископаемых, рудных залежей, с подсчетом запасов полезных ископаемых и др.

16. ШКАЛА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

В основу составления геологических карт положены литолого-стратиграфический и структурный принципы. Горные породы рассматриваются с учетом их состава, условий и времени возникновения, последующего преобразования. При составлении геологических карт, т.е. при геологическом картировании, необходимо знать возрастную последовательность пород, участвующих в строении района. В связи с этим первоочередная задача – определение относительного и абсолютного возраста горных пород.

Относительный возраст дает представление о том, какие породы образовались раньше, а какие позднее без оценки продолжительности времени, прошедшего с момента их возникновения. Наиболее применимыми *методами определения относительного возраста* горных пород являются стратиграфический, петрографический, палеонтологический и в последние десятилетия – палеомагнитный.

Стратиграфический (от латинского *stratum* – слой) метод заключается в установлении последовательности напластования слоев горных пород, слагающих район. Метод основан на правиле, которое в XVII в. сформулировал датский натуралист Н. Стено: каждый вышележащий слой моложе нижележащего (принцип последовательности напластования). Это правило справедливо лишь для ненарушенного (первичного) залегания слоев горных пород, сформировавшегося в процессе осадконакопления. Стратиграфический метод определения относительного возраста горных пород неприменим в районах, где первичное залегание слоев изменено последующими тектоническими движениями.

Петрографический (литологический) метод основан на сравнении горных пород по их составу и строению. Одинаковый состав горных пород, находящихся на значительном расстоянии друг от друга, предполагает одновременное их формирование, что не всегда верно.

Наиболее надежен *палеонтологический* метод, основанный на выделении слоев, содержащих комплексы органических остатков. Обнаружение одинаковых палеонтологических остатков в породах на участках, значительно удаленных один от другого, позволяет установить их одновозрастность независимо от условий залегания слоев и состава горных пород.

Палеонтологический метод определения относительного возраста горных пород применим лишь к слоистым осадочным отложениям, в

виду отсутствия органических остатков в магматических и метаморфических породах.

Палеомагнитный метод основан на способности горных пород сохранять характер намагниченности того времени, в которое они образовались. Магнитное поле Земли через различные интервалы времени меняет свой знак, то есть испытывает инверсию, и северный полюс меняется местами с южным. Прямая и обратная полярность, закрепляясь в горных породах, составляют сущность палеомагнитного (магнитно-стратиграфического) метода расчленения отложений. Стратиграфическая корреляция отложений осуществляется по фиксации в горных породах интервалов прямой и обратной намагниченности. Первая стратиграфическая шкала была утверждена в 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе в Болонье (Италия).

Абсолютный возраст – это возраст, выраженный в абсолютных единицах времени (тысячелетия, миллионы лет), или время, прошедшее с момента возникновения горной породы. Абсолютный возраст горных пород определяется радиологическими методами, основанными на изучении природной радиоактивности минералов. Нестабильные изотопы урана, тория, калия, стронция, углерода обладают определенной скоростью распада, характеризуемой периодом полураспада. Данная величина известна, и определение абсолютного возраста минерала, содержащего радиоактивный элемент, заключается в том, чтобы найти отношение массы вновь образованного химического элемента к массе материнского изотопа. Широкое применение получили свинцово-изотопный, калий-аргоновый, рубидиево-стронциевый и углеродный методы, позволяющие определять абсолютный возраст всех генетических типов горных пород. Радиологические методы определения абсолютного возраста горных пород появились в связи с открытием явления радиоактивности. Радиологические методы особенно важны для докембрийских образований, лишенных органических остатков. Первая геохронологическая шкала была разработана в 1938 г. английским геологом А. Холмсом.

К настоящему времени создана общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала, отражающая историю развития земной коры. В шкале приняты следующие временные и соответствующие им стратиграфические подразделения (табл. 11).

Наиболее крупные стратиграфические подразделения – акротемы – архейская, протерозойская и неозойская, которым в геохронологической шкале соответствуют акроны различной длительности.

Таблица 11. Геохронологические и стратиграфические подразделения

Подразделения	
Геохронологические (по времени образования отложений)	Стратиграфические (по возрасту отложений)
Акрон	Акротема
Эон	Эонотема
Эра	Эратема
Период	Система
Эпоха	Отдел
Век	Ярус
Время	Зона

Архейская и протерозойская акротемы, охватывающие почти 80% времени существования Земли, выделяются под общим названием докембрий.

В таблицах 12, 13 приведены геохронологические и стратиграфические подразделения, их индексы, абсолютный возраст, указано цветное обозначение горных пород соответствующего возраста.

Название акро-, эоно- и эратем происходят от греческих слов: «*археос*» – древнейший; «*протерос*» – первичный; «*неос*» – новый; «*мезос*» – средний; «*фанерос*» – явный; «*кайнос*» – новый.

Названия систем и соответствующих им периодов даны либо по названию местности, где отложения соответствующего возраста были впервые установлены (пермская – от Пермской губернии в России), либо по характерным особенностям отложений (меловая), либо по народностям, населявшим ту или иную территорию (силурийская – по племени «силуры», населявшему Уэльс), либо по характеру внутренних подразделений (триас – тройной). Четвертичную систему именуют антропогеновой, так как в этом возрастном интервале появился человек.

Системы подразделяются на два или три отдела, которым соответствуют ранняя, средняя, поздняя эпохи. Отделы разделяются на ярусы, которые характеризуются присутствием определенных видов ископаемой фауны, ярусы – на зоны, которой в геохронологической шкале соответствует время.

Названия ярусов даются по географическим названиям районов, где этот ярус был выделен (например, кунгурский, уфимский, казанский и др.). Зона обозначается по наиболее характерному виду ископаемой фауны.

**Таблица 12. Стратиграфическая (геохронологическая) шкала,
2016**

Акротема/акрон	Эпоногема/эон	Эратема/эра (длительность, млн лет)	Система/период (длительность, млн. лет)	Отдел/эпоха	Цвет
Незойская, изой NZ	Фанерозойская, фанерозой PH	Кайнозойская, кайнозой KZ (65)	Четверичная, квартал Q (1,7-1,8)	Голоцен Q ₂	Грязно-желтый или бледно-серый
				Плейстоцен Q ₁	
			Неогеновая, неоген N (22)	Плиоцен N ₂	Желтый
				Миоцен N ₁	
			Палеогеновая, палеоген E (41)	Олигоцен E ₃	Оранжево-желтый
				Эоцен E ₂	
		Палеоцен E ₁			
		Мезозойская, мезозой MZ (170)	Меловая, мел K (70)	Верхний K ₂	Зеленый
				Нижний K ₁	
			Юрская, юра J (55–60)	Верхний J ₃	Синий
				Средний J ₂	
				Нижний J ₁	
			Триасовая, триас, T (40–45)	Верхний T ₃	Фиолетовый
		Средний T ₂			
		Нижний T ₁			
		Палеозойская, палеозой PZ (340–350)	Пермская, пермь P (50–60)	Верхний P ₃ (татарский)	Оранжево-коричневый (кирпичный)
				Средний P ₂ (биармийский)	
				Нижний P ₁ (Приуральский)	
			Каменноугольная, карбон C (50–60)	Верхний C ₃	Серый
				Средний C ₂	
				Нижний C ₁	
			Девонская, девон D (50)	Верхний D ₃	Коричневый
				Средний D ₂	
				Нижний D ₁	
Силурийская, силур S (25–30)	Пржидольский S ₄		Серо-зеленый (болотный)		
	Лудловский S ₃				
	Венлокский S ₂				
	Лландоверийский S ₁				
Ордовикская, ордовик O (45–50)	Верхний O ₃	Оливковый			
	Средний O ₂				
	Нижний O ₁				
Кембрийская, кембрий E (90–100)	Верхний E ₃	Сине-зеленый			
	Средний E ₂				
	Нижний E ₁				

Окончание таблицы 12

Акротема/акрон	Эонотема/эон	Эратема/Эра (длительность, млн. лет)	Система/Период (длительность, млн лет)	Отдел/Эпоха	Цвет	
Протерозойская, протерозой PR (2050)	Верхняя PR ₂	-	-	вендская, венд V	верхний V ₂	Сиренево-розовый
					нижний V ₁	
	Рфей RF	Каратавий	-	-		
		Юрматиний	-	-		
		Бурзаний	-	-		
	Нижняя, PR ₁ (карельская, KR)	Верхняя KR ₂	-	-		
Нижняя KR ₁		-	-			
Архейская, архей AR (1400)	Верхняя, AR ₂ (лопийская, LP)	Верхняя LP ₃	-	-	Розовый	
		Средняя LP ₂	-	-		
		Нижняя LP ₁	-	-		
	Нижняя, AR ₁ (саамская, SM)	-	-	-		

Всем подразделениям стратиграфической шкалы соответствуют геологические разрезы, в которых эти подразделения были впервые выделены. Такие разрезы являются эталонными, типичными и называются *стратотипами*. Не следует смешивать подразделения стратиграфические и геохронологические. Нельзя говорить «породы пермского периода», надо: «породы пермской системы». Нельзя говорить «верхнепермская эпоха», надо: «позднепермская эпоха».

Таблица 13. Стратиграфическая шкала пермской системы

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Изотопный возр., млн. лет	Горизонт	Подъярус	Ярус	Отдел	Система
Новая схема: Постановления МСК. СПб., 2008. Вып. 38. Постановления МСК, 1998. Вып. 30. Решение Бюро МСК РФ от 08.04.2005 Унифицированные схемы (1990, 1993)						Старая схема: Унифицированные схемы Урала (1993) и Русской плиты (1990)				
T	T ₁	Индский	–	Вохминский	251,0	Вохминский	–	Индский	T ₁	T
Пермская Р	Тагарский Р ₃	Вятский	Верхн.	Вятский	260,4	Вятский	Верхн.	Татарский	Верхний Р ₂	Пермская Р
			Нижн.							
		Северодвинский	Верхн.	Северодвинский	265,8	Северодвинский				
			Нижн.							
	Биармийский Р ₂	Уржумский	Верхн.	Уржумский	268,0	Уржумский	Нижн.	Казанский	Верхний Р ₁	Пермская Р
			Нижн.							
		Казанский	Верхн.	Поволжский	270,6	–	Верхн.			
			Нижн.	Сокский		–	Нижн.			
	Приуральский Р ₁	(Уфимский)	–	Шешминский	272,1	Шешминский	–	Уфимский	Верхний Р ₁	Пермская Р
			–	Соликамский		Соликамский	–			
		Кунгурский	–	Иренский	275,6	Иренский	–	Кунгурский	Верхний Р ₁	Пермская Р
			–	Филипповский		Филипповский	–			
			–	Саранинский		Саранинский	–			
		Артинский	–	Саргинский	284,4	Саргинский	–	Артинский	Верхний Р ₁	Пермская Р
			–	Иргинский		Иргинский	–			
		Сакмарский	–	Бурцевский	284,4	Бурцевский	–	Сакмарский	Верхний Р ₁	Пермская Р
–			Стерлитамакский	Стерлитамакский		–				
Ассельский		–	Тастубский	294,6	Тастубский	–	Ассельский	Верхний Р ₁	Пермская Р	
	–	Шиханский	Шиханский		–					
	–	Холодноложский	Холодноложский		–					
C	C ₃	Гжельский	–	–	–	–	Гжельский	C ₃	C	

17. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Для указания состава, времени формирования и условий залегания горных пород на геологических картах применяются *особые условные знаки*, которые могут быть цветовыми, буквенными, цифровыми и наносятся в виде различных штрихов.

Цветовые знаки применяются для обозначения *возраста осадочных и вулканических пород*, а также *состава интрузивных и новейших* (неогеновых и четвертичных) *вулканических пород*. Каждая система обозначается определенным цветом и буквенным индексом. Более дробные подразделения (отдел, ярус) закрашивают цветом соответствующей системы: более древние подразделения имеют темный тон соответствующего цвета, а более молодые – светлый тон того же цвета. Например, отложения нижнего отдела меловой системы закрашиваются зеленым цветом, а верхнего отдела меловой системы – более светлым тоном зеленого цвета. Интенсивность раскраски древних подразделений подбирают так, чтобы на карте легко читалась топографическая основа. Раскраска магматических пород на геологических картах выглядит следующим образом (табл. 14).

Таблица 14. Цветовые обозначения магматических горных пород

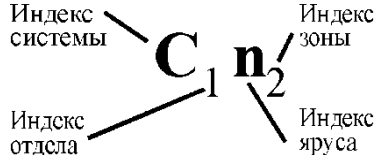
Породы	Состав	Цвет
Интрузивные	Кислые	Красный
	Щелочные	Красновато-оранжевый
	Средние	Зеленый
	Основные	Синий
	Ультраосновные	Фиолетовый
Четвертичные эффузивные	Кислые	Оранжевый
	Основные и средние	Ярко-зеленый

Буквенными и цифровыми обозначениями (индексами) указывается возраст, для интрузивных и молодых вулканических пород – также состав, а для осадочных горных пород – генезис.

В составлении индексов существуют определенные правила.

Вначале ставится латинизированное название системы в виде заглавной или заглавной и строчной букв (первых букв слова). Отдел обозначается арабской цифрой, помещенной справа внизу у индекса системы. Далее следует индекс яруса, обозначенный арабской цифрой или составленный из одной или двух начальных строчных букв латинизированного названия яруса.

Ниже приведен пример записи:



Для указания возраста магматических пород ставится индекс возраста, например βC_3 – верхнекаменноугольные базальты (табл. 15).

Таблица 15. Буквенные обозначения магматических горных пород

Породы	Обозначения	Названия букв
Интрузивные		
Граниты	γ	Гамма малая
Диориты	δ	Дельта малая
Сиениты	ξ	Кси малая
Габбро	ν	Ни малая
Пироксениты, перидотиты, дуниты	σ	Сигма малая
Нефелиновые сиениты	ϵ	Эпсилон малый
Породы гранитного состава, нерасчлененные	Γ	Гамма большая
Основные и средние породы, нерасчлененные	N	Ни большое
Нерасчлененные ультраосновные породы	Σ	Сигма большая
Эффузивные		
Риолиты	λ	Лямбда малая
Кварцевые порфиры	$\lambda\pi'$	Лямбда и пи малая прим
Трахиты	τ	Тау малая
Андезиты	α	Альфа малая
Андезитовые порфириты	α'	Альфа малая прим
Базальты	β	Бета малая
Диабазы	β'	Бета малая прим

Для обозначения генезиса осадочных горных пород применяют строчные латинские буквы: m – морские, f – флювиогляциальные, g – ледниковые, a – аллювиальные, d – делювиальные – и другие образования.

Когда необходимо отразить присутствие в одном стратиграфическом подразделении двух систем, отделов, ярусов, используют знаки «+» и «-» (тире): «+» ставится в том случае, когда

объединяются полностью два соседних подразделения (С+Р); «-» (тире) – когда объединяются части систем (J₃-S).

Штриховые условные знаки применяются на стратиграфических колонках, геологических разрезах и картах в черно-белом исполнении (рис. 8) или в дополнении к другим обозначениям обычно при детальном картировании.







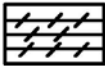
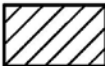




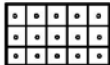


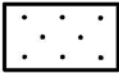

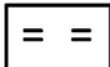





	Песчаник		Алевролит		Супесь
	Глина		Известняк		Мергель
	Аргиллит		Суглинок		Ангидрит
	Галька		Доломит		Гипс
	Кварцит		Каменная соль		Известко- вистость
	Каверноз- ность		Песчани- стость		Трещино- ватость
	Слюдис- тость		Рассланцо- ванность		Крем- нистость
	Битуми- нозность		Доломити- зация		Желе- зистость

Рис. 8. Условные обозначения основных видов горных пород (ГОСТ 21.302-96)

Из других условных обозначений необходимо знать **линии геологических границ**: *установленные* геологические границы – сплошные тонкие черные линии; *предполагаемые* – прерывистые линии (пунктир); *фациальные* границы между разновозрастными, но разными по составу образованиями – точечный пунктир (линия).

Чтобы геологические границы не «сливались» с горизонталями топоосновы, последние выполняют коричневым цветом.

18. СЛОИСТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

18.1. ЭЛЕМЕНТЫ СЛОЯ

Слой (пласт) – это более или менее однородный первично обособленный осадок (или осадочная горная порода), ограниченный от других слоев поверхностями наслоения. Однородность слоев может быть отражена в составе, окраске, структурных и текстурных признаках, присутствии одинаковых включений, окаменелостей. Слоистость осадков, горных пород свидетельствует об изменении условий аккумуляции. В обломочных породах слоистость возникает в результате сортировки частиц при изменении энергии воздушного или водного потоков.

В химических, органогенных осадках слоистость является результатом изменения либо химического, органического состава, либо количества тех или иных примесей.

Отсутствие слоистости объясняется, преимущественно, стабильностью режима накопления осадков. Возможность сортировки материала практически исключается и при внезапном обрушении, быстром накоплении материала при горных обвалах. Отсутствует сортировка материала и в некоторых ледниковых отложениях.

Поверхности, разграничивающие слои (пласты), называются *поверхностями наслоения* (напластования). Линия пересечения поверхности наслоения с земной поверхностью называется *линией ее выхода*. На геологической карте изображаются проекции линии выхода поверхности напластования на горизонтальную плоскость (рис. 9).

Верхняя поверхность наслоения – **кровля слоя**, нижняя – **подошва**. Расстояние между кровлей и подошвой слоя характеризует его **мощность** (толщину). Различают три вида мощностей: истинную, видимую и неполную. **Истинная мощность** – это кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой. **Видимая мощность** – расстояние между кровлей и подошвой, отличное от кратчайшего. **Неполная мощность** – это расстояние от кровли или подошвы слоя до любой поверхности, находящейся внутри слоя.

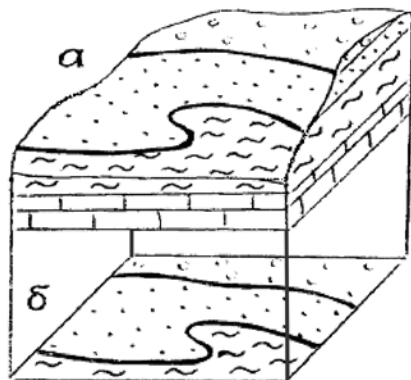


Рис. 9. Линии выходов поверхностей наслоения (утолщенные линии) на блок-диаграмме (а) и на плане (б)

В обнажении горных пород чаще всего замеряется видимая мощность, а истинная мощность вычисляется по формуле:

$$h = a \cdot \sin \alpha,$$

где h – истинная мощность слоя; a – видимая мощность слоя; α – угол наклона рельефа (рис. 10).

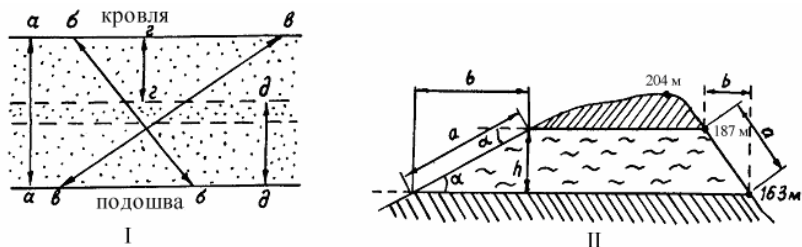


Рис. 10. Мощность слоя и ее определение

I – различные виды мощности слоя (пласта): а-а – истинная, б-б, в-в – видимая, г-г, д-д – неполная;

II – определение мощности горизонтально залегающего слоя: h – истинная, a – видимая, b – ширина выхода слоя; α – угол склона. Цифры – абсолютные отметки поверхности рельефа

При бурении скважин для вычисления истинной мощности горизонтально залегающего слоя определяют разность абсолютных отметок кровли и подошвы слоя, которая и будет составлять истинную мощность слоя.

18.2. СООТНОШЕНИЕ СЛОЕВ ГОРНЫХ ПОРОД

Земная кора испытывает непрерывные нисходящие и восходящие тектонические движения. В вертикальном разрезе нисходящий тип тектонических движений будет выражен сменой мелководных отложений более глубоководными, а восходящий тип тектонических движений – сменой глубоководных образований более мелководными. Продолжающееся воздымание участка приводит к подъему ранее накопившихся отложений выше уровня моря и их разрушению процессами эрозии. Происходит *стратиграфический перерыв в осадконакоплении*. В дальнейшем может вновь наступить опускание района, море трансгрессирует, и на размытой поверхности отложений начнут накапливаться более молодые осадки, которые будут отделены от подстилающих пород *поверхностью несогласия*. Образуется *несогласное залегание слоев*. Таким образом, отсутствие пород того или иного возраста в геологическом разрезе – следствие прекращения осадкообразования, вызываемого положительными движениями земной коры. Если вышележащая толща без каких-либо следов стратиграфического перерыва в накоплении осадков налегает на подстилающие породы, формируется *согласное залегание слоев*.

Различают несколько основных *типов несогласий*. *Параллельное несогласие* возникает в том случае, когда между вышележащей и подстилающей горизонтально залегающими толщами стратиграфическая последовательность слоев прерывается (рис. 11).

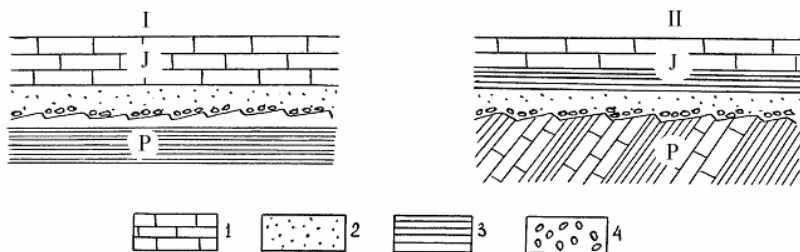


Рис. 11. Типы несогласий

I – параллельное, II – угловое

1 – известняк, 2 – песок, 3 – аргиллит, 4 – конгломерат

Угловое несогласие проявляется в том, что нижняя толща пород подвергалась не только поднятию, но и наклону, например смятию в складки. Чем больше угол несогласия, тем более интенсивные тектонические движения происходили в регионе. Небольшое угловое

несогласие ($1-2^\circ$), наблюдающееся на платформах, называется *географическим*.

В зависимости от размеров площади проявления несогласия подразделяются на *региональные* и *локальные*. Согласно границы отложений в стратиграфических колонках изображаются прямыми линиями, стратиграфические (параллельные) несогласия – волнистыми, а угловые – зубчатыми.

19. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ ГОРНЫХ ПОРОД

Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхностей наложения. Идеально горизонтальных поверхностей наложения в земной коре почти не встречается, так как уже в процессе осадконакопления образующиеся слои в некоторых своих частях приобретают наклон. Такие залегающие горизонтально или с небольшим наклоном породы (не более $1-2^\circ$) покрывают огромные территории Европейской части РФ, Западной Сибири и других областей.

При горизонтальном залегании абсолютные высоты выбранной поверхности наложения приблизительно одинаковы. Это может быть установлено следующими способами. При нанесении на топографические карты с рельефом, изображенным с помощью горизонталей, выходов на дневную поверхность границ между слоями или слоистыми толщами, эти границы совмещаются с одноименными горизонталями или располагаются между горизонталями в соответствии с абсолютной высотой наносимой на карту границы, (совпадая с одной из промежуточных горизонталей).

Так как при горизонтальном залегании каждый нижеследующий слой является более древним, чем его перекрывающий, то при расчлененном рельефе водоразделы слагаются наиболее молодыми слоями из образованных на данном участке, а в пониженных участках (в долинах) располагаются более древние отложения.

При выровненном рельефе и горизонтальном залегании один и тот же слой может слагать большие пространства поверхности земли и иметь широкое распространение на карте.

20. ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ И РАЗРЕЗА

Рассмотрим методику построения геологической карты участка с

горизонтальным залеганием пород. В распоряжении геолога должны быть топографическая карта крупного масштаба с горизонталями рельефа, разрез или несколько разрезов горных пород, вскрытых вертикально пробуренными скважинами с абсолютными отметками устья скважин. Скважина бурится обычно на самой высокой точке рельефа, чтобы вскрыть максимальную толщу горных пород.

Устье скважины – это место пересечения скважиной поверхности земли. Под абсолютной отметкой устья скважины понимается абсолютная высота по вертикали от устья скважины до среднего уровня поверхности океана или общего базиса эрозии.

Рассмотрим пример построения стратиграфической колонки геологической карты на основе топографической карты масштаба 1:25000 с сечением горизонталей через 10 м и разреза, вскрытого буровой скважиной с абсолютной отметкой устья 132 м (рис. 12).

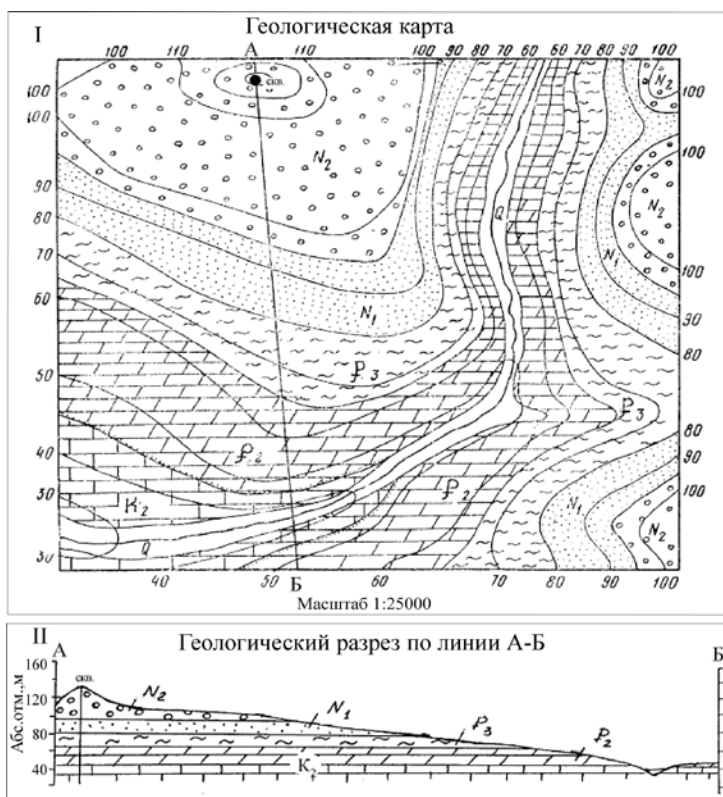


Рис. 12. Геологическая карта (I) и геологический разрез (II)

Послойный разрез буровой скважины:

0–5 м – суглинки, супеси четвертичного возраста;

5–37 м – рыхлые галечники с прослоями крупнозернистых песков, верхний неоген;

37–52 м – светлые кварцевые пески, нижний неоген;

52–67 м – глины бурые тонкослоистые, верхний палеоген;

67–87 м – мергели серые, слоистые, песчанистые, под мергелями залегают крупнозернистые пески с обломками темно-серых известняков, пески лежат на размывтой поверхности верхнемеловых известняков, средний палеоген;

87–115 м – известняки темно-серые, пористые, грубо-слоистые, верхний мел.

Кроме перечисленных пород, на участке развиты аллювиальные отложения мощностью до 10 м, показанные на карте в долине реки.

Начинаем построение стратиграфической колонки. Для нее надо вычислить мощность каждого слоя в разрезе, а для карты необходимо знать абсолютные отметки подошвы каждого слоя (табл. 16).

Таблица 16. Расчет абсолютной отметки подошвы слоя

Слой	Мощность, м	Абсолютная отметка подошвы, м
I	5	$132-5=127$
II	32	$132-37=95$
III	15	$132-52=80$
IV	15	$132-67=65$
V	20	$132-87=45$
VI	28	$132-115=17$

Строим *стратиграфическую колонку* по образцу на рисунке 13. Вертикальный масштаб для изображения слоев выбираем таким образом, чтобы самый маломощный слой (в нашем примере первый) имел толщину не менее 1-2 мм. В нашем разрезе масштаб 1:1500, т.е. в 1 см – 15 м.

На стратиграфической колонке в возрастной последовательности снизу вверх от древних к молодым условной штриховкой наносим породы, развитые на территории, изображенной на карте (см. рис. 12). Интрузивные породы на колонке не изображаются. Породы на колонке расчленяются в соответствии с выделенными на карте стратиграфическими подразделениями.

Система	Отдел	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Абсолютная отметка подошвы слоя, м	Описание пород
Четв.		Q		5	127	Гилеси, галечники
Неогеново-	Верхний	N ₂		32	95	Галечники рыхлые с прослоями крупнозернистых песков
		N ₁		15	80	Пески светлые слоистые кварцевые
Палеогено-	Сред.-верхний	E ₃		15	65	Глины бурые тонкослоистые
		E ₂		20	45	Мерзели серые слоистые, в основании пески
Меловая	Верхний	K ₂		28	17	Известняки темные серые, пористые грубослоистые

Рис. 13. Стратиграфическая колонка отложений, вскрытых скважиной с абсолютной отметкой устья 132 м.
Масштаб 1:1500

Слева от колонки указываются возраст пород (система, отдел, ярус) и индекс; справа – мощность (в метрах), характеристика пород. В этой же графе указываются все более мелкие стратиграфические подразделения, имеющиеся на карте (серии, свиты) и встреченные в слоях окаменелости. Масштабы для построения колонок в зависимости от мощности пород могут быть различными. Общая их высота не должна превышать 40–50 см, ширина граф – 1–4 см. При колебаниях мощности в колонке изображается максимальное ее значение и цифрами указываются крайние пределы. Согласно границы на колонке изображаются прямыми линиями, параллельные несогласия – волнистыми, угловые несогласия – зубчатыми.

Переходим к *построению карты*. Вычислив абсолютные отметки каждого из стратиграфических подразделений, нанесем границы на топографическую карту, воспользовавшись для определения положения границ высотными отметками проведенных на карте горизонталей. Границы слоев пород будут совпадать с соответствующими по высоте горизонталями. Промежуточные горизонталю следует наносить путем интерполяции. Границы между стратиграфическими подразделениями на карте согласные;

исключение составляет граница несогласного налегания отложений среднего палеогена на верхнемеловые известняки. Все границы проводим сплошными тонкими черными линиями. Расставим на карте индексы, нанесем штриховые условные обозначения, и карта готова. Образец ее оформления приведен на рисунке 12 и аудиторных картах. Учебные карты подлежат раскрашиванию соответственно возрасту пород, изображенных на них.

Геологические разрезы представляют изображение залегания пород на мысленно проведенной плоскости вертикального сечения земной коры от ее поверхности на ту или иную глубину. Они могут составляться по геологической карте, данным буровых скважин, геофизическим или каким-либо иным материалам. На геологической карте разрезы составляются по прямым линиям в направлениях, которые дают наиболее полное представление о залегании пород, слагающих территорию. При необходимости разрезы могут составляться и по ломаной линии. При наличии опорных скважин разрезы следует проводить через них. На концах линии разреза и в местах ее излома ставятся литерные буквы (русские) в алфавитном порядке.

Горизонтальный масштаб разрезов должен соответствовать масштабу карты. Увеличение вертикального масштаба допустимо только для районов с пологим или горизонтальным залеганием пород. Искажать вертикальный масштаб следует до значений, при которых мощность слоя, имеющего минимальное значение на разрезе, будет иметь ширину не менее 1 мм. На каждом разрезе должны быть показаны гипсометрический профиль местности, шкала вертикального масштаба с делениями через 1 см (на обоих концах разреза) и буквенные обозначения, соответствующие указанным на карте. Буровые скважины показываются на разрезах черными сплошными линиями, если они попадают на линию разреза или располагаются вблизи нее, либо штриховыми линиями при проектировании их на плоскость разреза. Устье скважины ограничивается короткой горизонтальной линией в виде подсечки.

Разрезы составляются, раскрашиваются и индексируются в полном соответствии с геологической картой. Для каждого листа геологической карты обычно дается 1–3 разреза. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и др.) указываются одинаково-тонкими сплошными линиями. Для пород применяются штриховые условные знаки.

Построение разреза начинают с вычерчивания профиля рельефа. Для этого на листе бумаги проводят несколько горизонтальных

параллельных линий, расстояние между которыми должно быть равно сечению рельефа горизонталями, взятому в масштабе карты. В нашем примере горизонтали секут рельеф через 10 м, что в масштабе 1:5000 составит 2 мм. Линейки ограничиваются вертикальными линиями, располагающимися на расстоянии, соответствующем длине разреза. У вертикальных линеек (с обеих сторон разреза) цифрами указываются высоты, соответствующие высотам горизонталей на топографической карте, пересекаемых линией разреза. Далее измеряют на карте расстояния по линии разреза до пересечения с горизонталями и переносят эти расстояния на линейки, имеющие те же высотные отметки.

Полученные отметки соединяют плавной кривой, которая и будет представлять профиль рельефа.

Вычертив кривую рельефа, переносят на нее все точки пересечения линии разреза с геологическими границами, пользуясь для этой цели либо циркулем-измерителем, либо приложив чертеж к линии разреза, указанной на карте, или отметив расстояния на отдельной узкой бумажной полоске.

Найдя точки выхода геологических границ на поверхности рельефа, проводим горизонтальные линии между стратиграфическими комплексами, помня при этом, что все геологические границы на разрезах проводятся одинаково – тонкими сплошными линиями.

Рассмотренный пример построения разреза приведен на рисунке 12.

21. ВАРИАНТЫ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН

Вариант 1. Карта 1. Линия А-Б. Скв. 1, Абсолютная отметка устья 250 м:

0-12 – элювиальные суглинки, коричневые – верхний отдел четвертичной системы;
12-48 – песчаный серый, полимиктовый – верхний отдел пермской системы;
48-80 – мергель известковистый, трещиноватый – нижний отдел пермской системы;
80-102 – известняк светло-серый, оолитовый – средний отдел каменноугольной системы.

Вариант 2. Карта 1. Линия В-Г. Скв. 2, Абсолютная отметка устья 250 м:

0-15 – глина коричневая, песчаная – современный отдел четвертичной системы;
15-28 – глина белая, известковистая – верхний отдел неогеновой системы;
28-56 – гипс белый, трещиноватый – нижний отдел пермской системы;
56-105 – известняк серый, кавернозный – верхний отдел каменноугольной системы.

Вариант 3. Карта 2. Линия А-Б. Скв. 3, Абсолютная отметка устья 805 м:

0-20 – галечник – неогеновая система;
20-48 – песчаный бурый с прослоями конгломерата – верхний отдел меловой системы;
48-120 – мергель серый, пелитоморфный, плитчатый – нижний отдел меловой системы;
120-285 – известняк светло-серый, тонкозернистый – верхний отдел пермской системы;
285-700 – доломит серый, массивный – средний отдел каменноугольной системы.

Вариант 4. Карта 2. Линия В-Г. Скв. 3, Абсолютная отметка устья 805 м:

0-35 – глина коричневая, карбонатная, песчаная – верхний отдел неогеновой системы;
35-74 – мергель темно-серый, трещиноватый – нижний отдел неогеновой системы;
74-140 – известняк светло-серый с прослоями мергелей – верхний отдел меловой системы;
140-280 – доломит розовато-серый, мраморовидный – нижний отдел меловой системы;
280-420 – известняк темный, массивный – верхний отдел юрской системы;
420-685 – кварциты серые, темно-серые, слюдястые – нижний отдел юрской системы.

Вариант 5. Карта 3. Линия А-Б. Скв. 4, Абсолютная отметка устья 345 м:

0-10 – галечник – современный отдел четвертичной системы;
10-18 – мергель коричневатый-серый, трещиноватый – верхний отдел пермской системы;
18-40 – известняк светло-серый – нижний отдел пермской системы;
40-95 – доломит оолитовый, массивный – средний отдел каменноугольной системы.

Вариант 6. Карта 3. Линия В-Г. Скв. 5, Абсолютная отметка устья 325 м:

0-10 – суглинки серые, рыхлые – четвертичная система;
10-24 – песчаный коричневатый-бурый, известковистый – верхний отдел пермской системы;
24-85 – известняк серый, окремненный – верхний отдел каменноугольной системы;
85-120 – доломит серый, мраморовидный – средний отдел каменноугольной системы.

Вариант 7. Карта 4. Линия А-Б. Скв. 6, Абсолютная отметка устья 930 м:

0-20 – пески серые, кварцевые, косослоистые – верхний отдел неогеновой системы;
20-35 – глина серая, местами песчаная – нижний отдел неогеновой системы;
35-80 – мергель светло-серый, толсто-плитчатый – верхний отдел палеогеновой системы;
80-435 – известняк светло-серый, плотный, массивный – верхний отдел меловой системы;
435-750 – доломит серый, с прослоями мергелей – нижний отдел меловой системы.

Вариант 8. Карта 4. Линия В-Г. Сквaziна 7, Абсолютная отметка устья 1010 м:
0-400 – известняк серый, окремненный – верхний отдел юрской системы;
400-650 – аргиллит темно-коричневый, плотный – средний отдел юрской системы;
650-800 – песчаник серый, кварцитовидный – нижний отдел юрской системы;
800-1005 – известняк серый, темно-серый, окремненный, плотный – пермская система.

Вариант 9. Карта 5. Линия А-Б. Сквaziна 8, Абсолютная отметка устья 185 м:
0-25 – гипс белый, сахаровидный – неогеновая система;
25-39 – известняк серый, трещиноватый, выщелоченный – верхний триас;
39-65 – доломит слоистый, местами мучнистый – средний триас;
65-89 – ангидрит голубой, плотный – нижний триас;
89-115 – известняк светло-серый, зернистый, с редкими кавернами – нижняя пермь.

Вариант 10. Карта 5. Линия В-Г. Сквaziна 9, Абсолютная отметка устья 185 м:
0-20 – песчаник серый, по слоистости ожелезнен – средняя пермь;
20-35 – доломит голубовато-серый, массивный – нижняя пермь;
35-60 – известняк тонкозернистый, кавернозный, битуминозный – карбон;
60-85 – аргиллит светло-серый – силур;
85-120 – известняк серый, полосчатый, мраморизован – силур.

Вариант 11. Карта 6. Линия А-Б. Сквaziна 10, Абсолютная отметка устья 700 м:
0-12 – суглинки щебнистые – четвертичная система;
12-25 – глина коричневая, монолитная – неогеновая система;
25-85 – гипс серый, трещиноватый, выщелоченный – нижний отдел пермской системы;
85-140 – каменная соль, пестро-цветная – нижний отдел пермской системы;
140-180 – известняк светло-серый, оолитовый – нижний отдел пермской системы;
180-240 – доломит светлый, плотный – средний отдел каменноугольной системы.

Вариант 12. Карта 6. Линия В-Г. Сквaziна 11, Абсолютная отметка устья 700 м:
0-8 – суглинки коричневые со щебнем карбонатных пород – четвертичная система;
8-50 – известняк органогенный, пористый – нижний отдел пермской системы;
50-115 – доломит серый, с прослоями мергеля – средний отдел каменноугольной системы;
115-240 – известняк серый, монолитный – нижний отдел каменноугольной системы.

Вариант 13. Карта 7. Линия А-Б. Сквaziна 12, Абсолютная отметка устья 245 м:
0-10 – глины коричневые, щебнистые – четвертичные отложения;
10-34 – переслаивание мергелей, известняков и доломитов – средний девон;
34-85 – известняки глинистые, доломитизированные – средний девон;
85-108 – известняки серые, плотные, тонкозернистые – нижний девон;
108-150 – кварциты плотные, зернистые – нижний силур.

Вариант 14. Карта 7. Линия В-Г. Сквaziна 12, Абсолютная отметка устья 245 м:
0-15 – галечники пестро-цветные, кварцевые – четвертичная система;
15-40 – песчаники серые, известковистые – верхняя пермь;
40-65 – мергель коричневый, плитчатый, местами кавернозный – верхняя пермь;
65-140 – известняк серый, выщелоченный, трещиноватый – нижняя пермь.

Вариант 15. Карта 8. Линия А-Б. Сквaziна 13, Абсолютная отметка устья 523 м:

0-10 – суглинки коричневые, рыхлые, щебнистые – четвертичная система;
10-40 – известняки серые, пористые, кавернозные, битуминозные – верхний карбон;
40-75 – доломиты трещиноватые с прослоями глин – средний карбон;
75-127 – плотные глины, слабо рассланцованные – нижний карбон;
127-180 – кварцевые песчаники, зернистые, местами ожелезненные – верхний девон.

Вариант 16. Карта 8. Линия В-Г. Сквaziна 13, Абсолютная отметка устья 523 м:

0-25 – суглинок коричневый с примесью гальки – четвертичные отложения;
25-60 – песчаник серый, полимиктовый, пористый – верхняя пермь;
60-105 – известняк светло-серый, оолитовый – нижняя пермь;
105-180 – каменная соль, пестро-цветная, с прослоями глин – нижняя пермь.

Вариант 17. Карта 9. Линия А-Б. Сквaziна 14, Абсолютная отметка устья 153 м:

0-8 – суглинок светло-коричневый – отложения четвертичного возраста;
8-18 – тонкослоистая глина, коричневая – неоген;
18-45 – гипс белый, трещиноватый, с прослоями селенита – нижняя пермь;
45-52 – ангидрит голубой, массивный – нижняя пермь;

Вариант 18. Карта 9. Линия В-Г. Сквaziна 14, Абсолютная отметка устья 153 м:

0-12 – суглинки рыхлые, коричневые – отложения четвертичного возраста;
12-48 – песчаник серый, полимиктовый – средний отдел пермской системы;
48-80 – мергель известковистый, тонкослоистый – нижний отдел пермской системы;
80-102 – известняк светлый, оолитовый, сильно выщелоченный – средний карбон.

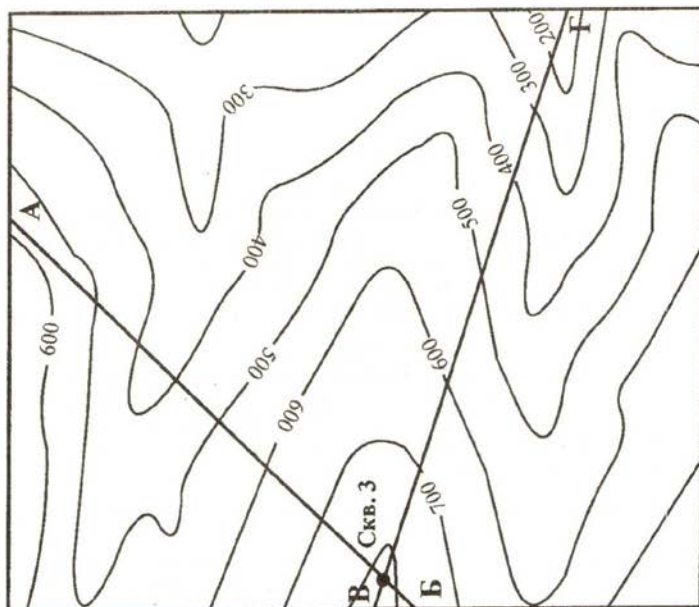
Вариант 19. Карта 10. Линия А-Б. Сквaziна 15, Абсолютная отметка устья 162 м:

0-10 – суглинок с включениями гальки – отложения четвертичного возраста;
10-24 – глина коричневая, жирная – неоген;
24-32 – глина синяя, слоистая – палеоген;
32-60 – известняк серый, оолитовый – верхний девон;
60-95 – известняк, местами выщелоченный, пористый – средний девон.

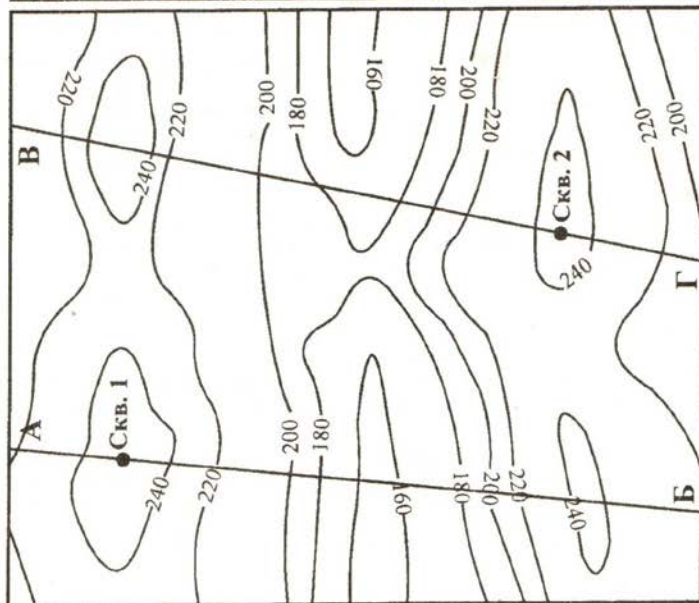
Вариант 20. Карта 10. Линия В-Г. Сквaziна 16, Абсолютная отметка устья 155:

0-15 – глина с редкой галькой – отложения четвертичного возраста;
15-35 – песчаник светлый, ожелезненный – нижняя пермь;
35-45 – аргиллит тонкослоистый, трещиноватый – верхний карбон;
45-67 – известняк темный, окремелый – нижний карбон;
67-90 – доломит оолитовый, битуминозный – верхний девон.

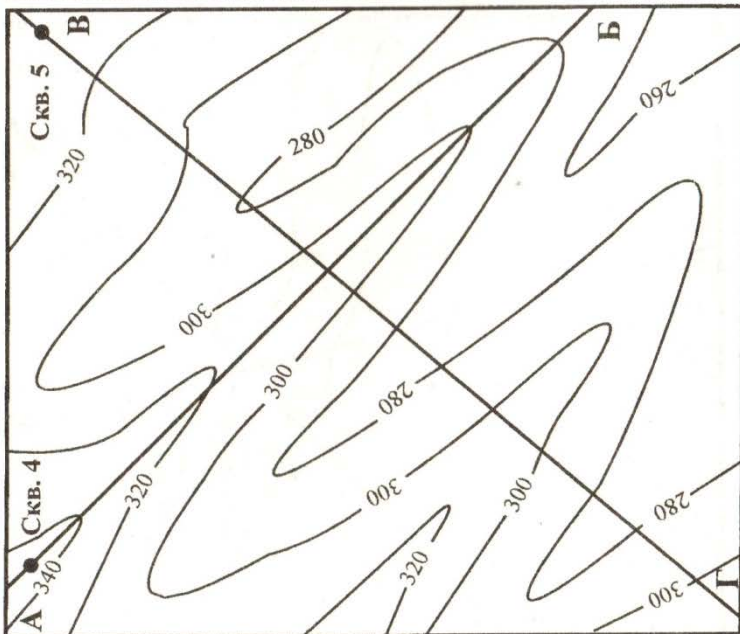
22. ТОПОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ



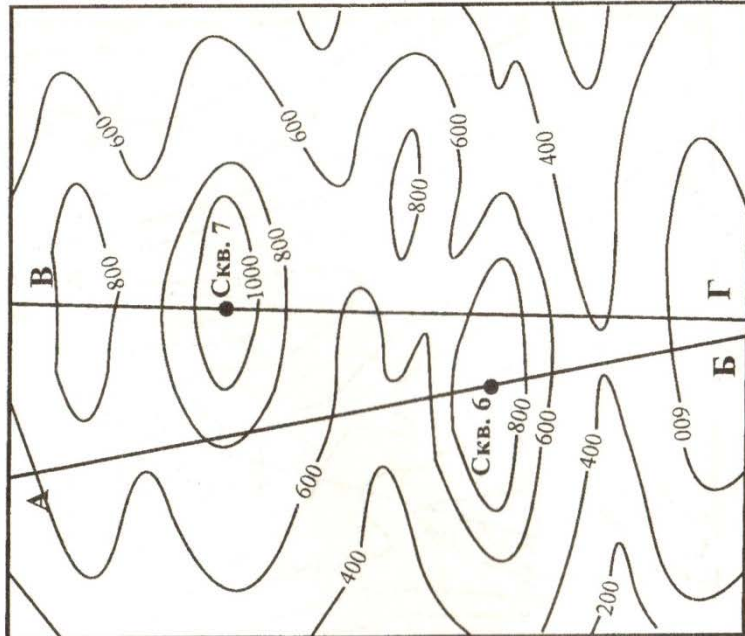
Масштаб 1:100000
Карта 2



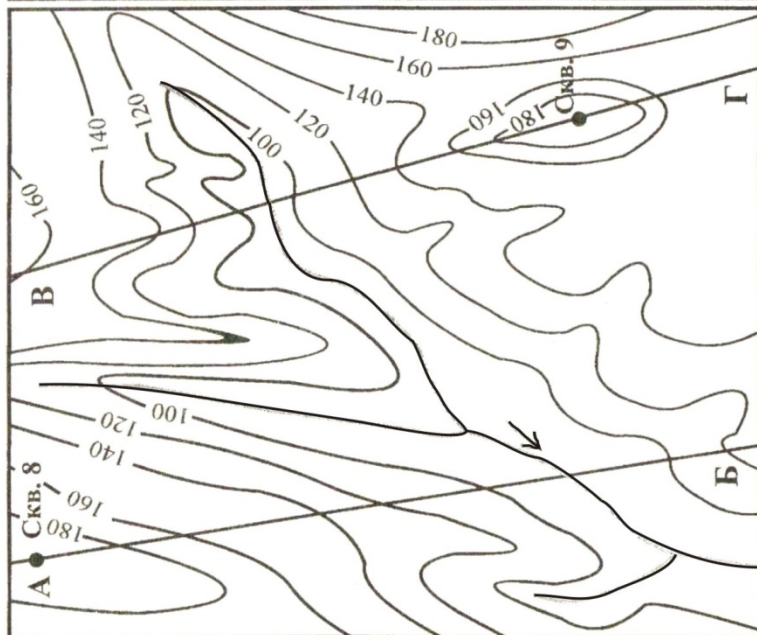
Масштаб 1:100000
Карта 1



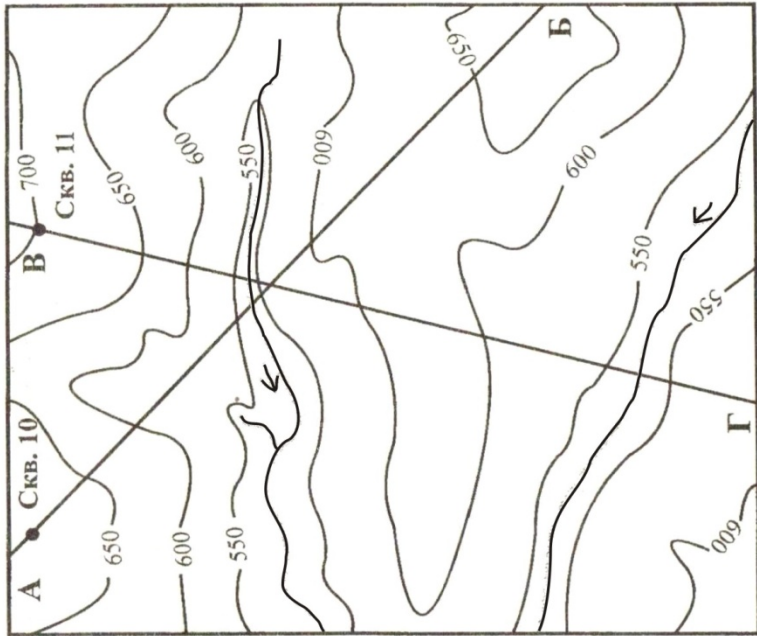
Масштаб 1:100000
Карта 3



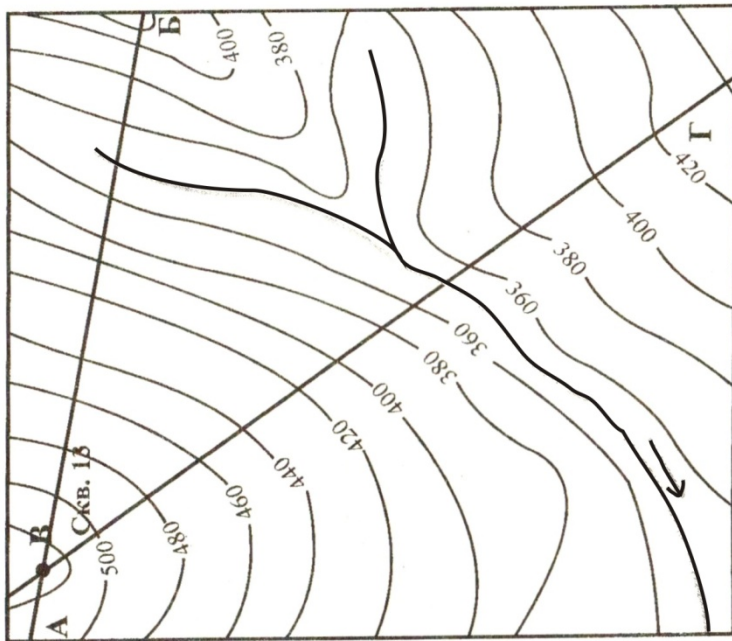
Масштаб 1:100000
Карта 4



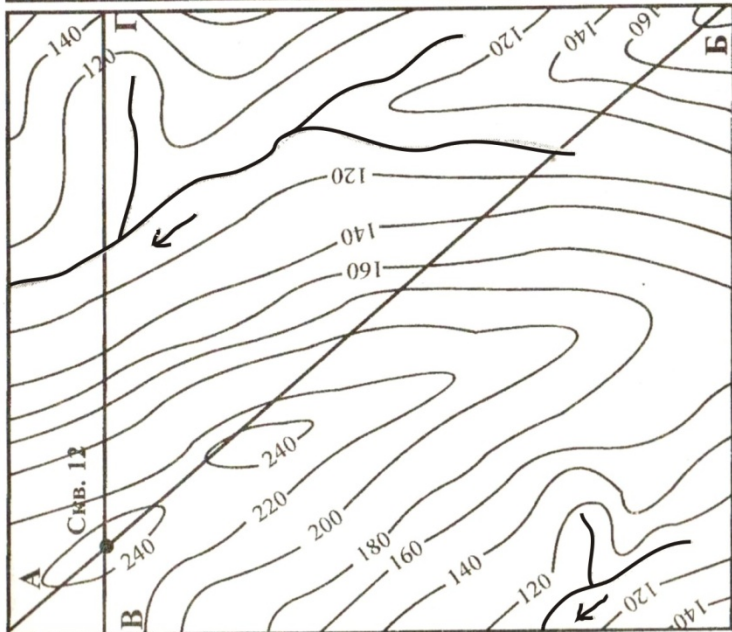
Масштаб 1:100000
Карта 5



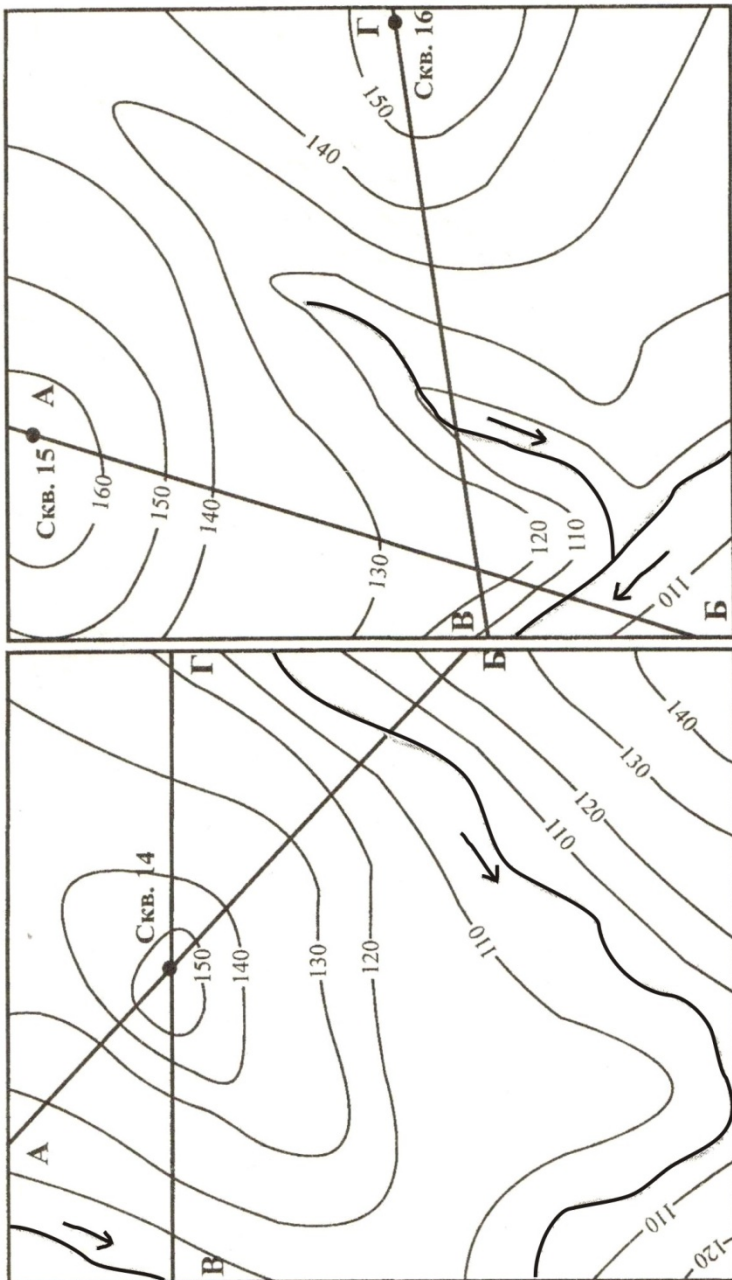
Масштаб 1:100000
Карта 6



Масштаб 1:100000
Карта 8



Масштаб 1:100000
Карта 7



Масштаб 1:100000
Карта 10

Масштаб 1:100000
Карта 9

Часть V. ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Все формы тектонических нарушений первоначального залегания горных пород делятся на 3 типа:

- 1) наклонное;
- 2) складчатое (пликативное);
- 3) разрывное (дизъюнктивное).

Типы тектонических нарушений нередко сочетаются.

23. НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

Наклонное залегание – это простейший вид тектонического нарушения, когда слои горных пород наклонены в одну сторону под определенным углом. Его частным случаем является *моноклиналиное залегание*, когда слои в пределах некоторого участка наклонены строго в одну сторону под постоянным углом. Если такое залегание наблюдается на значительном протяжении, то говорят о *моноклиналиной структуре* (или *моноклинали*).

23.1 . ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЯ

Для точной и полной характеристики геологической структуры необходимо иметь представление о положении (залегании) слоев в пространстве относительно стран света и горизонтальной поверхности Земли.

Выделяют следующие *элементы залегания слоя* (сброса, стенки, трещины, жилы и т.д.):

- простирание;
- падение;
- угол падения.

Простирание – протяженность слоя на горизонтальной поверхности Земли. Оно определяется *азимутом простирания* или *линией простирания* слоя.

Линия простирания – любая горизонтальная линия, лежащая в плоскости наслоения, т.е. линия пересечения подошвы или кровли слоя с горизонтальной плоскостью. Таких линий может быть сколько угодно, все они параллельны между собой и отличаются абсолютными высотными отметками. Если слой изгибается по простиранию, то будет изгибаться и линия простирания (рис. 14, линии ab , a_1b_1 , a_2b_2).

Азимут линии простирания (азимут простирания) – это горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана по ходу часовой стрелки до линии простирания. Азимут простирания измеряется от 0 до 360° и имеет два взаимно противоположных направления, отличающихся друг от друга на 180°.

Падение слоя определяется направлением падения и углом падения.

Линия падения слоя – это линия наибольшего наклона подошвы или кровли слоя (линия наибольшего ската), которая перпендикулярна к линии простирания. Можно провести множество линий падения, параллельных между собой (рис. 14, линия *вз*).

Линия восстания слоя – линия, обратная линии падения, направленная вверх (рис. 14, линия *вд*).

Азимут линии падения (азимут падения) – это правый векторный горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана до проекции линии падения на горизонтальную плоскость. Азимут падения измеряется от 0 до 360°, но имеет только *одно значение*. Поскольку линия простирания и линия падения перпендикулярны, то их азимуты отличаются на 90°. Определив азимут падения, можно вычислить азимут простирания, вычитая или прибавляя 90°. Но нельзя проделать обратную операцию!

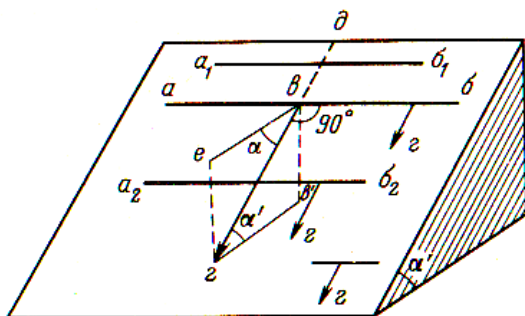


Рис. 14. Элементы залегания слоя

Также для полной характеристики залегания слоя необходимо знать угол наклона по отношению к горизонтальной поверхности.

Угол падения – двугранный угол между плоскостью наложения и горизонтальной плоскостью (вертикальный угол между линией

падения ($вz$) и ее проекцией ($ве$) на горизонтальную плоскость); изменяется от 0 до 90° (рис. 14, углы α и α_1).

23.2. ГОРНЫЙ КОМПАС И ЕГО УСТРОЙСТВО

При геологической съемке элементы залегания измеряются с помощью горного компаса. Он включает в себя следующие элементы (рис. 15).

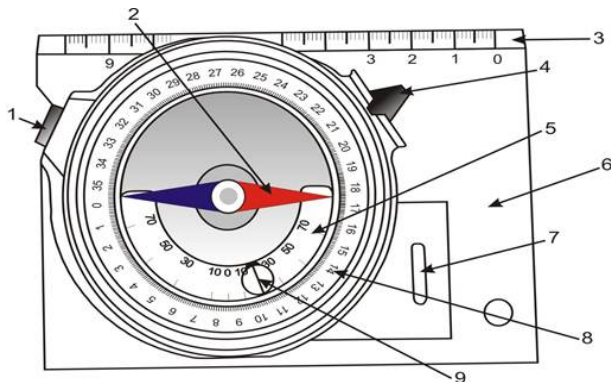


Рис. 15. Элементы горного компаса

- 1 – кнопка, фиксирующая клинометр; 2 – магнитная стрелка; 3 – линейка; 4 – арретир; 5 – полулимб;
6 – пластинка; 7 – уровень; 8 – лимб; 9 – клинометр

- *Прямоугольная пластинка* (длина 9–11 см, ширина 7–8 см). Как правило, на пластинке размещена *линейка*.

- В середине пластинки закреплен *большой лимб* (круг), разделенный на 360°. Градуировка лимба произведена против часовой стрелки. Линия север-юг параллельна длинной стороне пластинки компаса.

- В центре лимба в пластинку ввернута игла, на которую насажена *магнитная стрелка*. В стрелку вделана втулка из твердого минерала (агат, рубин). Втулка сообщает стрелке свободное вращение на игле. Хорошо намагниченная стрелка всегда обращается северным концом к северному магнитному полюсу. Северный конец стрелки покрыт синей, черной или белой краской.

- Под стрелкой на иглу надевается кольцо, которое укреплено на конце *рычага (арретира)*. Он поднимает стрелку с иглы, и

закрепляется в «нерабочем» состоянии, и опускает стрелку в «рабочее» положение.

- *Полулимб* – половина окружности с делениями от 0 до 90° в обе стороны. Он используется для замера угла падения.
- *Клинометр* (отвес) служит для отсчета углов падения. Точность замера углов падения колеблется от 1 до 3°.
- *Кнопка*, фиксирующая клинометр.
- *Стекло*, которое покрывает коробку лимба.
- *Уровень*.

Градуировка большого лимба произведена против часовой стрелки, а перестановка стран света сделаны для ускорения и упрощения производства замеров азимута.

Основное правило использования горного компаса: при замере азимута заданного направления совмещают длинную сторону пластинки компаса (т.е. линию С-Ю) с направлением измеряемой линии и берут на лимбе отсчет по северному концу магнитной стрелки компаса.

Чтобы измерить горным компасом элементы залегания нужно выбрать наиболее ровную площадку. Сначала следует определить положение линии падения и угол падения. Северный конец стрелки направлен в сторону падения (рис. 16).

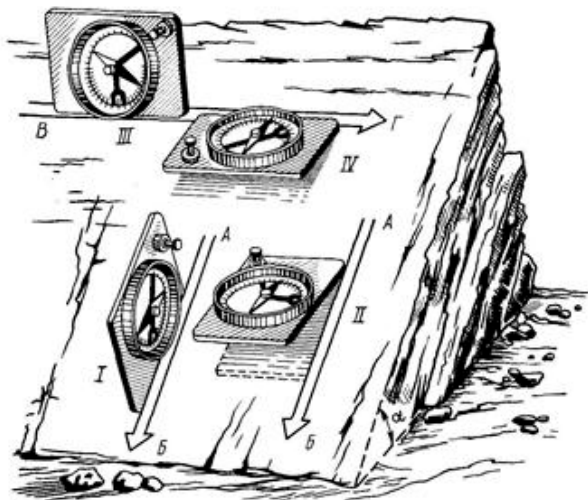


Рис. 16. Замеры элементов залегания пород горным компасом
I – определение угла падения, II – определение азимута падения,
III – нахождение линии простирания, IV – определение азимута простирания

Азимут простираения (аз. пр.) вычисляют, прибавляя или вычитая 90° из величины азимута падения (аз. пад.). Из двух отсчетов берется тот, который в северном полушарии.

Например: аз. пад. равен ЮВ 100; тогда путем расчетов получаем, что аз. пр. равен ЮЗ 190 и СВ 10. Таким образом, *аз. пад. ЮВ 100; аз. пр. СВ 10.*

При записи азимутов падения и простираения записывается азимутальная четверть в буквенном выражении (СВ, ЮВ, ЮЗ, СЗ).

Запись элементов залегания выглядит следующим образом:

Аз. пад. СЗ 320; угол 42; аз. пр. СВ 50.

Градусы не ставятся, чтобы не путать с нулем. Точность определения элементов залегания достигается многократными контрольными замерами.

Азимут, замеренный горным компасом, является *магнитным*. Он часто отличается от истинного (географического) из-за несовпадения магнитного и географического меридианов. Для получения «истинного» азимута вводится поправка на магнитное склонение (т.е. на угол между направлением магнитного и географического меридианов). Для каждой части земного шара магнитное склонение периодически изменяется, поэтому вычисления публикуются в специальных таблицах и указываются на картах. Склонение магнитной стрелки бывает восточным и западным (величина колеблется от долей до $10\text{--}13^\circ$ и более).

Введение поправок производится следующим образом.

1) Величина восточного склонения прибавляется к величине замеренного азимута.

Пример: склонение γ – В 7, замер магнитного азимута β – ЮВ 100. Тогда истинный азимут равен:

$$\alpha = \beta + \gamma = 100 + 7 = \text{ЮВ } 107 \text{ (рис. 17, I).}$$

2) Величина западного склонения вычитается из замеренного азимута.

Пример: склонение γ – З 10, замер магнитного азимута β – СВ 80. Тогда истинный азимут равен:

$$\alpha = \beta - \gamma = 80 - 10 = \text{СВ } 70 \text{ (рис. 17, II).}$$

Можно ввести поправку на магнитное склонение на самом горном компасе, повернув лимб по часовой стрелке (если восточное склонение) и против часовой (если западное).

23.3. ИЗОБРАЖЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЯ НА КАРТЕ

Изображение элементов залегания слоя на геологической карте при различных условиях показано на рисунке 18. При этом длинная линия знака соответствует истинному простиранию слоя, а короткая – истинному направлению его падения.

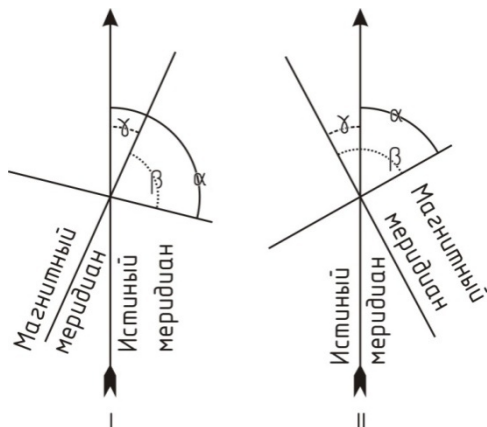


Рис. 17. Схема, поясняющая введение поправки на магнитное склонение
I – в случае восточного, II – в случае западного склонения;
 α – истинный азимут; β – магнитный азимут; γ – магнитное склонение

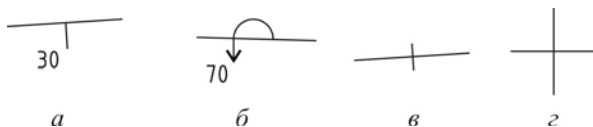


Рис. 18. Нанесение элементов залегания слоя на карту
 a – наклонное нормальное, b – опрокинутое, v – вертикальное, $г$ – горизонтальное

23.4. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Понятие наклонного залегания.
2. Элементы залегания слоя.
3. Горный компас и его устройство. Замеры элементов залегания пород горным компасом.

4. Магнитный и истинный азимуты. Поправка на магнитное склонение.
5. Изображение элементов залегания слоя на карте.

24. СКЛАДЧАТЫЕ (ПЛИКАТИВНЫЕ) ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Складчатые (пликативные) нарушения – тектонические нарушения, в результате которых слои горных пород изгибаются без разрыва их сплошности (целостности).

Складки – изгибы слоев горных пород любого положения в пространстве. Складки образуются в результате движения слоев горных пород под воздействием внешних сил.

24.1 . ЭЛЕМЕНТЫ СКЛАДОК

Выделяют следующие **элементы складок** (рис. 19):

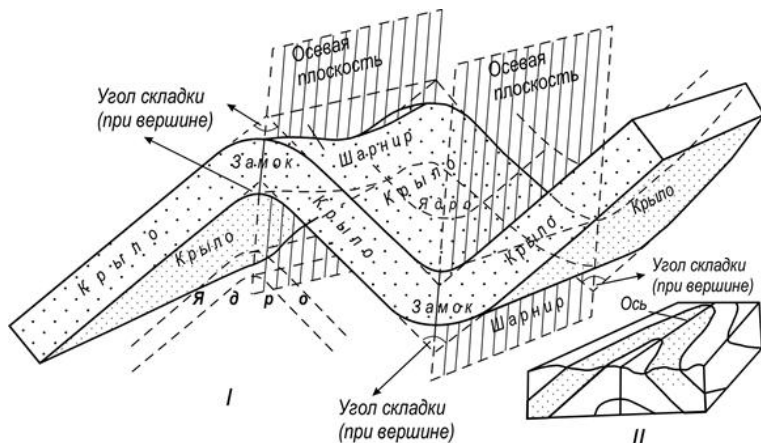


Рис. 19. Элементы складки

- *крылья* – боковые части складок;
- *замок* – место перегиба или перехода одного крыла в другое (место смыкания крыльев);
- *ядро* – внутренняя часть складки, заключенная между крыльями и замком;

- *угол складки* – угол при вершине складки (двугранный угол между поверхностями крыльев);
- *вершина складки* – точка максимума перегиба на поперечном сечении замка складки;
- *осевая поверхность (плоскость)* – плоскость, которая делит складку вдоль на две части и угол при вершине делится пополам;
- *шарнир складки* – линия, проходящая через точки максимума перегиба;
- *осевая линия (ось складки)* – линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной поверхностью;
- *угол падения плоскости крыла складки* – двугранный угол между углом падения крыла складки и ее проекцией на горизонтальную плоскость; изменяется от 0 до 90°.

24.2. КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДОК

Все складчатые формы делятся *по расположению в них слоев горных пород* на две группы – антиклинальные и синклиналильные складки.

- *антиклинальные* – складки, ядра которых всегда слагаются относительно более древними породами (слоями), чем крылья (рис. 20, А);
- *синклиналильные* – складки, ядра которых сложены более молодыми породами, чем крылья (рис. 20, Б).

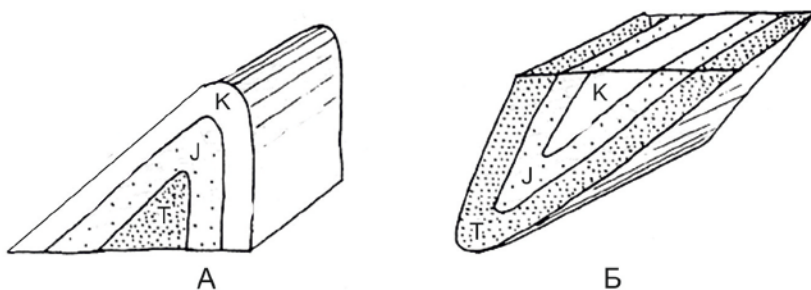


Рис. 20. Антиклинальная (А) и синклиналильная (Б) складки

Определять антиклинальные складки как выпуклые или обращенные выпуклостью вверх, а синклиналильные – как вогнутые или обращенные изгибом вниз неправильно! В складках нередко изгиб слоев направлен не вниз и не вверх, а в ту или иную сторону. Особенно трудно решить этот вопрос в срезанных эрозией складках.

Кроме того, складки делятся на типы по другим признакам (по генезису, положению осевой поверхности, по характеру перегиба слоев в замке, по высоте, степени сжатия и др.):

1. По механизму образования складок (генетическая классификация) (рис. 21):

- *складки продольного изгиба* образуются при межслоевом скольжении под действием тангенциально направленных тектонических сил (боковое сжатие);

- *складки поперечного изгиба* представляют собой штамповый изгиб снизу, что приводит к образованию антиклинальной складчатости с уменьшением мощностей слоев в замке;

- *складки скалывания* являются необычным видом деформации. Волнообразные изгибы слоев являются следствием неравномерного скольжения участков слоев по поперечным трещинам. Последние образуют систему параллельных трещин, называемую *кливажем* (см. разд. 25.2);

- *складки пластического течения (нагнетания)* являются результатом сложных деформаций в пластических толщах.

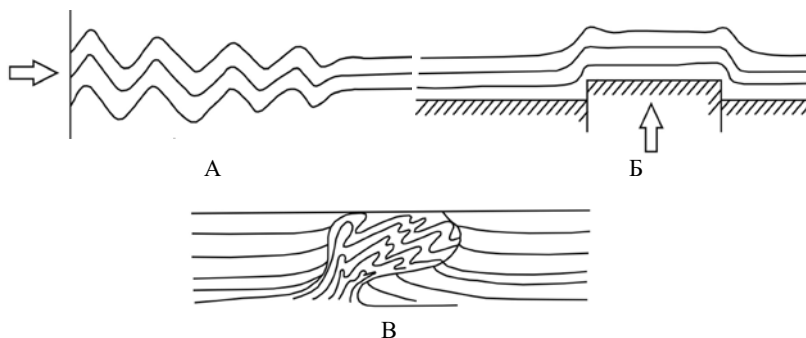


Рис. 21. Генетические типы складчатости

А – продольного изгиба, Б – поперечного изгиба, В – нагнетания (пластического течения). Стрелками показано направление движения масс

2. По степени сохранности:

- *неденудированные* – складки, не тронутые эрозией;
- *срезанные* – складки, уничтоженные эрозией.

3. По морфологическим признакам.

а) по положению осевой поверхности к крыльям (рис. 22):

- *симметричные;*
- *асимметричные.*



Рис. 22. Типы складок по положению осевой поверхности к крыльям
 А – симметричная складка, Б – асимметричная складка

б) по положению осевой поверхности и падению крыльев
 (рис. 23):

- *прямые* (нормальные, симметричные) – складки с вертикальной осевой поверхностью и одинаковым углом падения крыльев;
- *косые* (наклонные) – складки с наклоненной осевой поверхностью, крылья которых падают в противоположные стороны, падение одного крыла круче падения второго;
- *опрокинутые* – складки с очень полого наклонной осевой поверхностью, крылья падают в одну сторону;
- *лежачие* – складки с горизонтальной или почти горизонтальной осевой поверхностью;
- *перевернутые* (ныряющие) – складки с изогнутой осевой поверхностью.

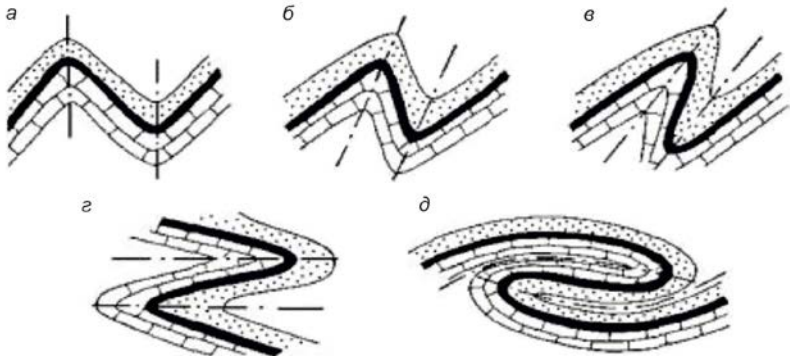


Рис. 23. Классификация складок по положению осевой поверхности и падению крыльев складки
 а – прямые; б – косые; в – опрокинутые; г – лежачие; д – перевернутые

- в) по углу при вершине и по сжатию крыльев:
- *пологие* – складки с углом при вершине более 120° ;
 - *открытые* (простые) – складки с углом при вершине от 70° до 120° ;
 - *закрытые* – складки с углом при вершине от 30° до 70° ;
 - *сжатые* – складки с углом при вершине от 10° до 30° ;
 - *изоклинные* – складки с углом при вершине почти 0° и параллельным или почти параллельным расположением крыльев. Такие складки могут быть прямыми, опрокинутыми, лежачими и перевернутыми, но не могут быть косыми;
 - *пережатые* (веерообразные) – складки, ядро которых пережато. Такие складки могут быть прямыми, косыми, редко наклонными и еще реже лежачими.
- г) по форме перегибов слоев в замке складки:
- с широкими синусоидальными (волнообразными) изгибами;
 - с узкими дугообразными замками;
 - с резкими угловатыми перегибами (*угловатые*).
- д) по соотношению высоты и ширины (рис. 24):
- *плоские* (низкие, широкие) – складки, у которых ширина много больше высоты;
 - *высокие* (узкие) – складки, у которых высота больше ширины;
 - *равномерные* (средние) – складки, в которых соотношение высоты и ширины примерно $1:1 - 1:2$.

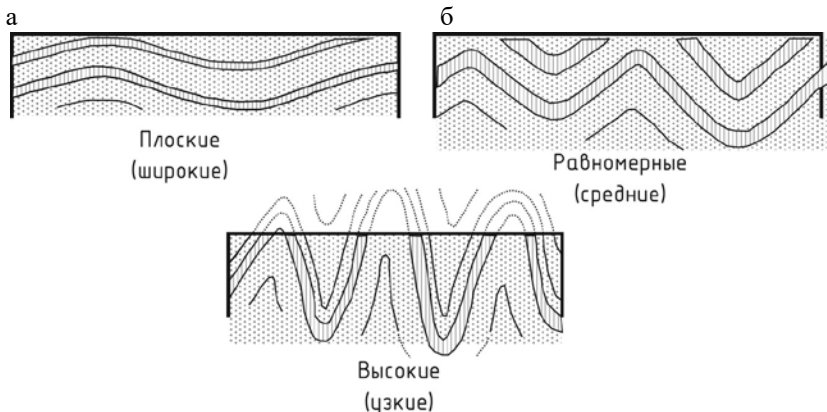


Рис. 24. Типы складок по соотношению высоты и ширины
а – плоские, б – равномерные, в – высокие

е) по соотношению мощностей слоев в замках и на крыльях (рис. 25):

- *концентрические* – складки, у которых истинная мощность слоев в замках и на крыльях одинакова;
- *подобные* – складки с уменьшенной истинной мощностью слоев на крыльях и увеличенной в замках;
- *антиклинали*, у которых мощности одних и тех же слоев уменьшаются от крыльев к замкам.

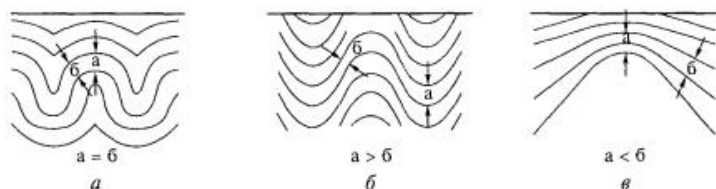


Рис. 25. Типы складок по соотношению мощностей слоев в замках и на крыльях

а – концентрические; б – подобные; в – антиклинали с уменьшающейся мощностью слоев от крыльев к замкам

Кроме того, выделяют следующие типы складок:

- *флексуры* (ступенчатые, коленообразные складки), которые представляют собой сочетание двух перегибов (антиклинального и синклинального) в горизонтальных или полого наклонных слоях пород (рис. 26, I);

- *сундучные* (коробчатые) – складки с широким плоским замком и крутыми крыльями (рис. 26, II);

- *диатировые* – складки, в которых слои нарушены в замке разрывами от поднятия и протыкания ядром из пластических пород (соль, гипс, мягкие глины). Ядро складки называется ядром протыкания (форма его может быть столбо-, штокообразная, каплевидная) (рис. 26, III).

Крупные антиклинальные и синклинальные структуры складчатых областей, осложненные на крыльях складками 2-го и 3-го порядков, называются антиклинориями и синклинориями (рис. 27). Примеры: антиклинорий Большого Кавказа, Гималайский антиклинорий; пример синклинория – Калифорнийская долина.

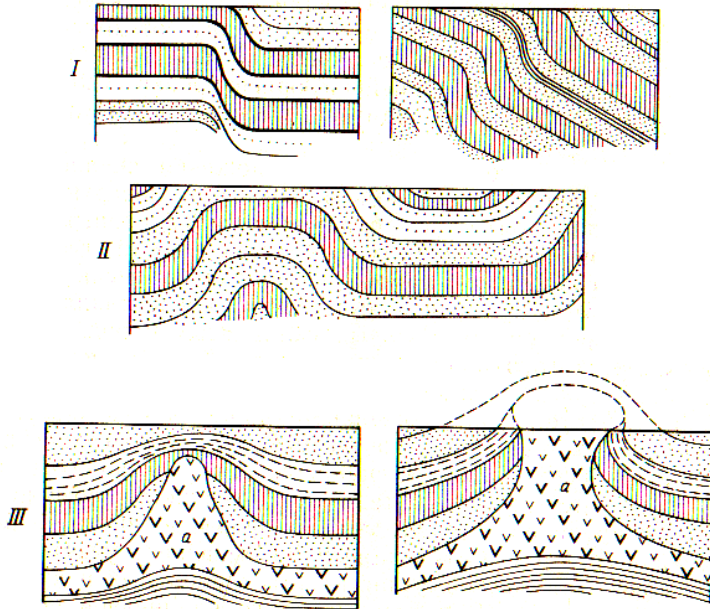


Рис. 26. Типы складок
 I – ступенчатые или коленообразные; II – сундучные (коробчатые);
 III – диапировые (а – ядро протыкания)

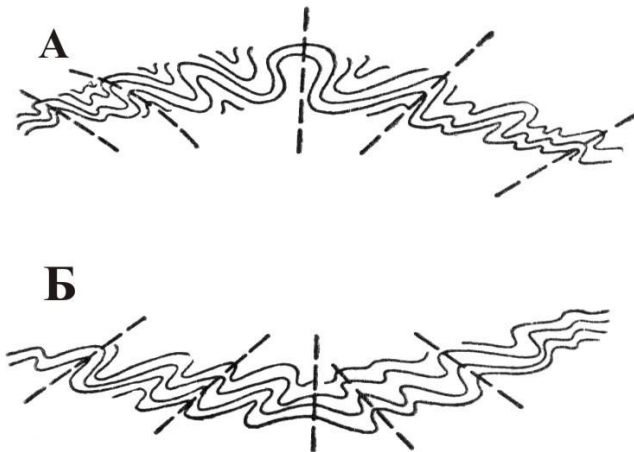


Рис. 27. Схема антиклинория (А) и синклинория (Б)
 в вертикальном поперечном разрезе

Крупные складчатые структуры на платформах в виде обширных плоских прогибов или обширных сводов, несогласно залегающие на древнем складчатом основании (фундаменте), называются **синеклизами и антекклизами**.

24.3. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Понятие складки. Элементы складки.
2. Классификация складок.
3. Складчатые структуры.

25. РАЗРЫВНЫЕ (ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ) ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные (дизьюнктивные) нарушения – это тектонические нарушения, в результате которых слои горных пород теряют свою сплошность (целостность).

Различают:

- 1) разрывы со смещением, где отделившиеся блоки горных пород смещаются относительно друг друга;
- 2) разрывы без смещения – это расколы, вдоль которых не происходит заметных перемещений (трещины).

25.1. РАЗРЫВЫ СО СМЕЩЕНИЕМ

25.1.1. ЭЛЕМЕНТЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

В разрывных нарушениях выделяют следующие элементы (рис. 28):

- *сместитель* – поверхность разрыва;
- *крылья* – сместившиеся блоки, прилегающие к сместителю;
- *амплитуда* – величина смещения. Различают следующие виды амплитуды:
 - истинную – расстояние в плоскости сместителя между кровлей или подошвой одного и того же пласта в висячем и лежащем крыльях;
 - стратиграфическую – величина смещения по нормали к поверхности наложения пород;
 - вертикальную – проекция на вертикальную плоскость отрезка, выражающего истинную амплитуду;

- горизонтальную – проекция на горизонтальную плоскость отрезка, выражающего истинную амплитуду;
- угол падения сместителя (α).

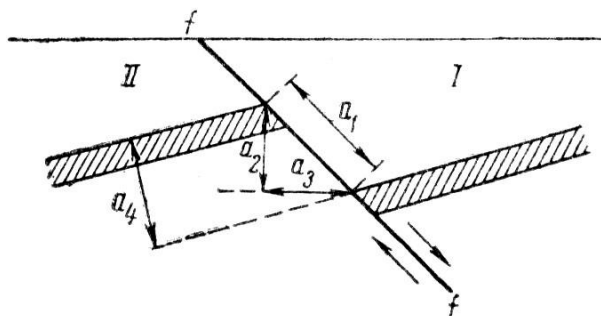


Рис. 28. Элементы разрывных нарушений
 I, II – крылья; f-f – сместитель; амплитуда: a_1 – по сместителю, a_2 – вертикальная, a_3 – горизонтальная, a_4 – стратиграфическая; α – угол падения сместителя

25.1.2. ТИПЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Выделяют несколько типов разрывных нарушений, которые отличаются по строению:

- сбросы;
- взбросы;
- сдвиги;
- надвиги.

Сбросы – нарушения, у которых сместитель наклонен в сторону опущенного блока. Висячее крыло относительно лежащего опущено по направлению сместителя, а лежащее крыло приподнято (рис. 29).

По углу наклона сместителя различают следующие виды сбросов:

- *пологие* (с углом падения сместителя до 45°);
- *крутые* (с углом падения сместителя от 45° до 80°);
- *вертикальные* (с углом падения сместителя от 45° до 80°).

Взбросы – нарушения, в которых сместитель наклонен в сторону приподнятого блока (рис. 29). Классификация взбросов по углу наклона сместителя идентична классификации сбросов.

Широко распространены групповые сбросы или взбросы.

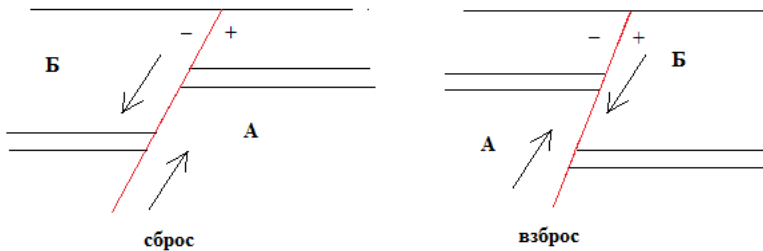


Рис. 29. Схема строения сброса и взброса
 Элементы сброса: А – относительно приподнятый (лежащий) блок,
 Б – относительно опущенный (висячий) блок
 Элементы взброса: А – относительно приподнятый (висячий) блок,
 Б – относительно опущенный (лежащий) блок

Структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и сложены на земной поверхности более молодыми горными породами, чем породы, обнажающиеся в их краевых приподнятых частях, называются **грабенами** (рис. 30, а).

Структуры, центральные части которых относительно приподняты и на поверхности земли сложены более древними породами, чем породы, находящиеся в краевых опущенных частях, называются **горстами** (рис. 30, б).

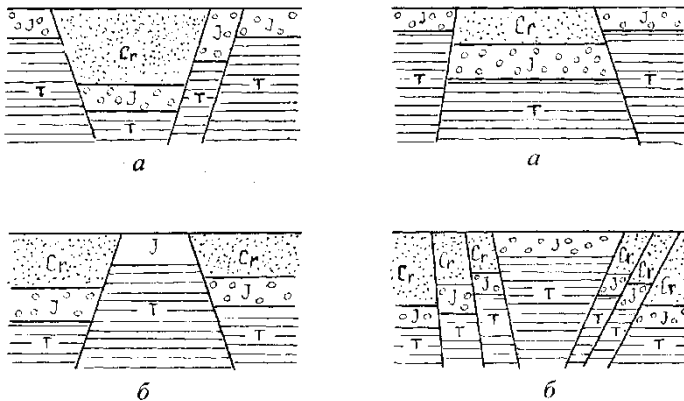


Рис. 30. Схема строения грабенов (а) и горстов (б)

Сдвиги – разрывные нарушения, смещение блоков в которых происходит в горизонтальном направлении, т.е. крылья смещаются параллельно простиранию сместителя. У сдвигов выделяются такие же элементы, как и у сбросов и взбросов.

Падение сместителя может быть как крутым, так и пологим (чаще под углом $70-90^\circ$). По углу падения сместителя сдвиги делятся на горизонтальные, наклонные (пологие и крутые) и вертикальные (рис. 31), а по относительному перемещению крыльев делятся на правые и левые.

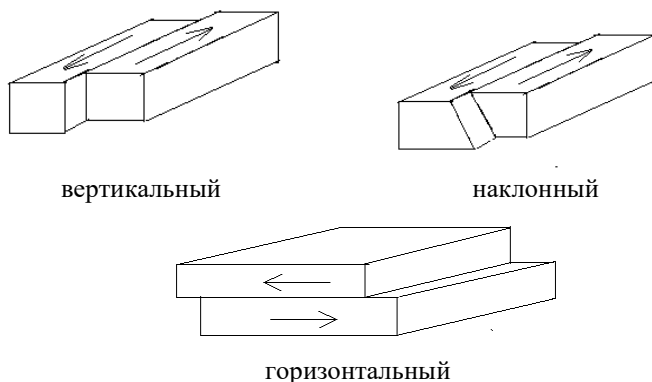


Рис. 31. Типы сдвигов

Надвиги (поддвиги) – особая группа разрывов взбросового строения с относительно пологим положением сместителя, тесно связанные со складками (рис. 32). Амплитуды смещений у надвига могут быть значительно больше, чем у взбросов, но в большинстве случаев они не превышают первые сотни метров.

По углу падения сместителя различают следующие типы надвигов (рис. 32):

- *крутые* (с углом падения сместителя более 45°);
- *пологие* (с углом падения сместителя менее 45°);
- *горизонтальные* (с приблизительно горизонтальным расположением сместителя);
- *ныряющие* (поверхность разрыва на отдельных участках наклонена в сторону видимого перемещения пород).

Активным является висячее крыло, которое перемещается снизу вверх и надвинуто на лежащее крыло. Лежащее крыло редко бывает активным, в этом случае образуется **поддвиг**.

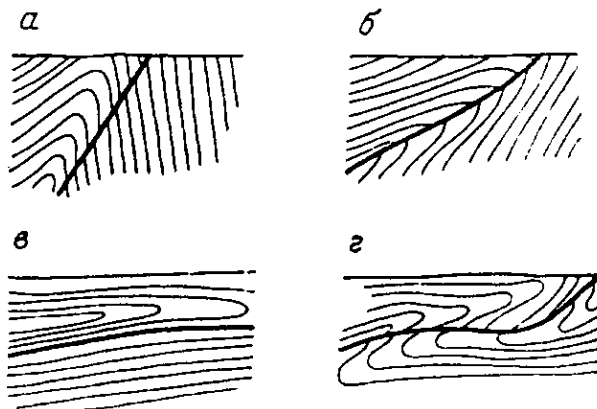


Рис. 32. Типы надвигов
а – крутой; б – пологий; в – горизонтальный; г – ныряющий

В земной коре широко распространены крупные региональные структуры, которые протягиваются на десятки, сотни километров. К ним относятся тектонические покровы и глубинные разломы.

Тектонические покровы (шарьяжи) – это крупные надвиги, по которым вдоль пологих или горизонтальных поверхностей перемещаются не отдельные складки, а целые складчатые комплексы. Ярким примером являются Скандинавские горы, которые протягиваются на 1500 км с юга на север. Они представляют собой гигантский покров, надвинутый по горизонтальной поверхности с запада (со стороны Атлантики) на древние кристаллические толщи Балтийского щита на расстояние более 250 м.

В строении покрова выделяются следующие структурные элементы (рис. 33):

- «*корни покрова*» (родина покрова, корневая зона) – предполагаемый или установленный район, откуда происходит покров, где породы, его слагающие, оторвались от своего основания;
- *тыловая, средняя (щитовая) и фронтальная (передняя или лобовая) часть покрова;*
- *амплитуда шарьяжа* – расстояние, на которое переместился покров; обычно оно соответствует расстоянию между корнями и фронтом покрова;
- *автохтон* – оставшееся на месте нижнее перекрытое крыло;
- *аллохтон* – верхнее надвинутое крыло;
- *зеркало скольжения* – поверхность волочения;

- *тектоническое (эрозионное) окно* – вскрытые эрозией подстилающие покров породы;
- *клипп (клиппен)* – изолированный останец, образовавшийся в результате эрозии покрова.

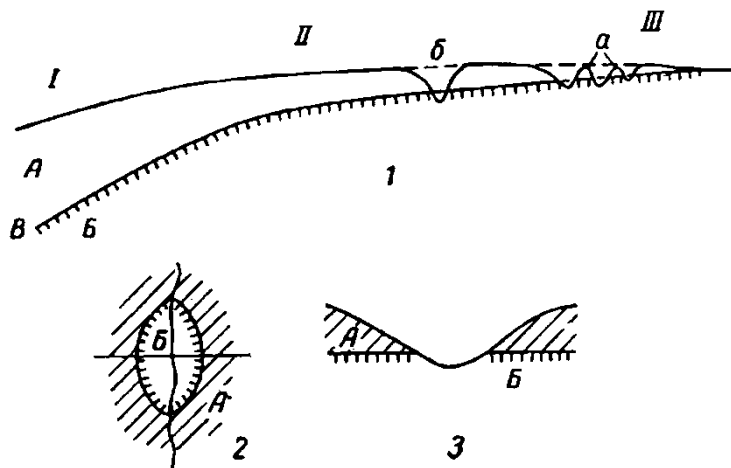


Рис. 33. Схема строения покрова

- 1 – разрез покрова: I – корни покрова; II – тело или панцирь покрова; III – голова (лоб) или фронт покрова; а – клиппы; б – тектоническое окно;
 2 – тектоническое окно в плане; 3 – тектоническое окно в разрезе;
 А – аллохтон; Б – автохтон; В – зеркало скольжения

Глубинные разломы – это линейные зоны, в которых сосредоточены разрывы, интенсивная складчатость и трещиноватость. Они характеризуются большой протяженностью, относительно малой шириной (километр, первые десятки километра), значительной глубиной проникновения (нередко ниже подошвы земной коры), длительным развитием (несколько периодов, даже целые эры).

Рифты (рифтовые зоны) – это системы крупных многоступенчатых грабенов, протяженностью тысячи километров. Примером могут служить рифт Красного моря, Мертвого моря, рифт Срединно-океанического хребта, Рейнский грабен.

На геологических картах разрывы показывают жирными, толстыми линиями черного или красного цвета. Чтобы выявить опущенное или приподнятое крыло, нужно определить возраст горных пород.

25.2. РАЗРЫВЫ БЕЗ СМЕЩЕНИЯ

Трещины – это расколы, вдоль которых не происходит заметных перемещений. Они широко распространены в приповерхностной части земной коры. Совокупность трещин в горных породах на конкретном участке называется *трещиноватостью*. Трещиноватость характеризуется густотой расположения, ориентировкой в пространстве, степенью выражения, генезисом (происхождением).

Среди трещин выделяют 2 генетических типа – *нетектонические* и *тектонические*.

Нетектонические трещины возникают вблизи поверхности земли, связаны с экзогенными процессами (изменение температуры, влажности горных пород и др.) и имеют небольшую протяженность и глубину.

Различают следующие виды нетектонических трещин:

- *первичные трещины* развиваются в результате проявления внутренних сил, возникающих в породах при их усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры и физико-химических превращениях;

- *трещины усыхания;*
- *трещины выветривания;*
- *трещины разгрузки;*
- *трещины оползней и провалов;*
- *трещины напора.*

Тектонические трещины возникают в результате движения земной коры и связаны с образованием складок и разрывных нарушений. От нетектонических трещин отличаются большей глубиной и значительной протяженностью. Они обычно образуют системы параллельных трещин.

По степени наклона различают следующие виды трещин:

- *горизонтальные* (угол наклона до 10°);
- *пологие* ($10\text{--}45^\circ$);
- *крутые* ($45\text{--}80^\circ$);
- *вертикальные*, или отвесные (более 80°).

Среди тектонических трещин различают 3 генетических типа:

- *трещины отрыва* – трещины хрупкого разрушения;
- *трещины скалывания* – трещины хрупкого разрушения;
- *кливаж* – трещины вязкого разрушения.

Трещины отрыва образуются при растяжении, в плоскости, перпендикулярной максимальным нормальным напряжениям.

Поверхность отрыва неровная, шероховатая, зазубренная. Могут возникнуть, например, при землетрясениях, в замках складок.

Трещины скалывания образуются чаще всего при сжатии горных пород вдоль плоскостей, в которых действуют максимальные касательные напряжения. Поверхность отрыва гладкая, как бы отполированная, притертая.

Кливаж – способность горных пород раскалываться по системам частых параллельных поверхностей, которые возникают в горных породах в процессе пластической деформации при складкообразовании. Трещины кливажа очень тонкие, гладкие. По кливажу горные породы легко отделяются и раскалываются на пластины.

Общая классификация кливажа дана в следующем виде (рис. 34).

А. Кливаж, связанный со складчатостью.

1. *Послойный кливаж*, развивающийся параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации.

2. *Секущий кливаж*:

1) *веерообразный*, располагающийся под острым углом к осевой поверхности и ориентированный таким образом, что он сходится под антиклиналями и над синклиналями, т.е. веерообразно относительно осевой поверхности складки;

2) *обратный веерообразный*, при котором поверхности кливажа сходятся над антиклиналями и под синклиналями;

3) *S-образный* с изменяющейся ориентировкой в пластах различного состава; этот вид осложняет как веерообразный, так и обратный веерообразный кливажи;

4) *параллельный* (главный) кливаж, развивающийся параллельно осевым поверхностям складок как в замке, так и на крыльях.

Б. Приразрывный кливаж.

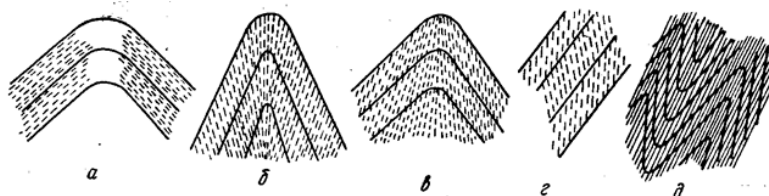


Рис. 34. Разновидности кливажа

а – послойный, б – веерообразный, в – обратный веерообразный,
г – S-образный, д – параллельный

При полевом изучении определяют следующие характеристики трещиноватости:

- генетический тип трещиноватости;
- обводненность трещин;
- возраст горных пород и время их возникновения;
- положение трещин в пространстве;
- протяженность;
- встречаемость;
- степень открытости;

Для каждого участка наблюдения изучают не менее 100 трещин. При статической обработке материала составляют диаграммы (розы-диаграммы и гистограммы).

25.3. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Элементы разрывных нарушений.
2. Основные типы разрывных нарушений.
3. Крупные разрывные структуры.
4. Разрывы без смещения. Тектонические и нетектонические трещины.

Учебное издание

Ермолович Ирина Геннадьевна
Мещерякова Ольга Юрьевна
Ушакова Евгения Сергеевна
Щукова Ирина Викторовна

Общая геология

Редактор *М. А. Шемякина*
Корректор *Н. А. Антонова*
Вёрстка: *И. И. Иванов*
Дизайн обложки: *П. П. Петрова*

Подписано в печать 00.00.2018. Формат 60×84/16.
Усл. печ. л. 7,73. Тираж 150 экз. Заказ 00

Издательский центр
Пермского государственного
национального исследовательского университета.
614990 г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография НАЗВАНИЕ.
614990 Пермь, АДРЕС