

# Лекция 1

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ И ПЛАНЕТЕ ЗЕМЛЯ

План лекции:

Дисциплины геолого-минералогического цикла, их содержание и значение. Задачи геологических исследований.

Земля как космическое тело, строение и состав Земли.

Земля как космическое тело

Внутреннее строение Земли

Внешнее строение Земли

Происхождение и история развития Земли.

Происхождение Земли

История развития Земли

### 1. Дисциплины геолого-минералогического цикла, их содержание и значение.

#### Задачи геологических исследований.

1. **Геология** – обширный раздел естествознания, объединяющий множество связанных между собой научных дисциплин. Название её образовано от греческих слов «Гея» - земля и «логос» - знание.

**Геологические науки** – это комплекс наук о земле, изучающих состав, строение, происхождение, развитие Земли и слагающих её геосфер, в первую очередь земную кору, процессы, происходящие в ней, закономерности образования и размещения месторождений полезных ископаемых.

Непосредственные объекты геологических наук:

Земля как физическое тело, горные породы и их совокупности, минералы, их химический состав и структура, вымершие организмы, газовые и жидкие среды, физические поля.

А. **Геодезия** – изучает размеры и форму Земли. Низшая геодезия (топография) излагает приемы изучения и изображения рельефа земной поверхности на картах. Высшая геодезия разрабатывает теоретические построения, касающиеся познания формы и размеров Земли.

В. **Минералогия** – изучает физико-химические свойства слагающих земную кору минералов, а также разнообразные процессы, приводящие к их образованию.

Задачи:

Разработка научной классификации минералов, выявление связей между их составом, строением, свойствами и условиями образования и нахождения.

Создание научных основ для поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, совершенствование технологии его переработки, вовлечение новых видов минерального сырья в промышленное использование

Разработка методов искусственного выращивания и облагораживания кристаллов ценных минералов.

С. **Петрография и литология** – изучают закономерности минерального состава и строения рыхлых и твердых горных пород (первая – кристаллических, вторая – осадочных), слагающих земную кору, формы их залегания, их геологическое и географическое распространение. С этими дисциплинами тесно связаны близкие к ним науки, предметом которых является происхождение горных пород. Это петрология, которая занимается вопросами происхождения кристаллических горных пород, и седиментология, изучающая закономерности накопления осадков и их преобразования в осадочные горные породы.

Задачи:

Проведение работы по созданию классификации и номенклатуры горных пород по различным признакам (исследование новых пород, космических объектов, метеоритов).

Детальное изучение минерального состава, текстур и структур, химического состава горных пород с целью использования их в промышленности, разработки схем обогащения месторождений полезных ископаемых.

Изучение физико-химических свойств горных пород с целью использования их в строительном деле.

**D. Кристаллография** – изучает историю химических элементов в земной коре и их поведение при различных термодинамических и физико-химических условиях.

Задачи:

Изучение кристаллической структуры, строения природных и синтетических кристаллов.

Изучение оптических, физико-химических свойств кристаллов, их химические связи, полиморфные превращения, изоморфные замещения, условия зарождения и рост.

Изучение теоретических основ для синтеза кристаллов с заранее заданными свойствами, производства синтетических кристаллов.

Расшифровка структур сложных органических соединений (белков, витаминов, вирусов).

Оценка свойств материалов и целенаправленное их изменение на основе знания законов кристаллографии: например, изменение свойств металлов и сплавов с помощью малых добавок (легирование сплавов).

Создание новых материалов, например, полупроводников, пиро- и пьезокристаллов, ферромагнитных полупроводников (ферритов).

Промышленное производство специальных монокристаллов и синтетических драгоценных камней.

Исследование дефектов кристаллов, в т.ч. вызванных облучением.

Индустрия «малого кристалла» (порошковая металлургия, взрывные методы прессования порошков, промышленность нитевидных кристаллов и т.д.).

**E. Геоморфология** – изучает происхождение форм земной поверхности (рельеф) и закономерности их образования.

Задачи:

Изучение физической сущности процессов развития рельефа и его взаимосвязи с твердой, жидкой и газовой оболочками Земли.

Изучение форм рельефа в связи с развитием природной среды, геологическим строением, с учетом многовековой производственной деятельности человека.

Изучение рельефа для целей поисков, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых (особенно россыпных), при изысканиях и проектировании гражданских, гидротехнических сооружений, дорог, портов.

Изучение рельефа с целью борьбы и отрицательными геодинамическими явлениями (оползнями, селями, эрозией, землетрясениями).

**F. Вулканология** – изучает деятельность вулканов, продукты вулканических извержений, формирование вулканических горных пород.

**G. Стратиграфия** изучает пространственные соотношения геологических тел в земной коре и последовательность их формирования во времени.

**H. Геотектоника** – изучает движения и деформации земной коры, общие закономерности строения и развития земной коры и Земли в целом.

Задачи:

Изучение строения земной коры, распределение в пространстве структурных форм в пределах разных регионов, континентов и океанов (региональная геотектоника).

Исследование истории формирования современной структуры земной коры, основных этапов ее развития (историческая геотектоника).

Изучение происхождения основных типов структурных форм континентов и океанов, факторов, определяющих движения, деформации и общее развитие земной коры (генетическая геотектоника).

Установление связей размещения различных типов месторождений полезных ископаемых с определенными типами структур земной коры (прикладная тектоника).

Изучение тектонических условий возникновения землетрясений (сейсмотектоника).

**I. Палеонтология** – наука о развитии органического мира Земли в геологическом прошлом. Изучает вымершие организмы: палеозоология – животного происхождения, палеоботаника – растительного происхождения.

С исторической геологией и палеонтологией тесно связаны такие дисциплины, как палеогеография (занимается реконструкцией географических обстановок, существовавших в геологическом прошлом) и палеоэкология (реконструирует существовавшие ранее экосистемы).

**J. Геохимия** – изучает распространенность, миграцию и сочетание химических элементов в земной коре, их поведение при различных термодинамических и физико-химических процессах. Дисциплина занимает пограничное положение между геологическими и химическими науками.

**K. Геофизика** – изучает широкий круг вопросов, от физики Земли как планетного тела в целом и её физических полей (магнитных, плотностных, электрических, гравитационных и др.) до физических свойств горных пород и геофизических методов поисков месторождений полезных ископаемых; находится на стыке геологических и физических наук.

**L. Гидрогеология** – изучает подземные воды, их происхождение, динамику, распределение в земной коре, их химическую и механическую деятельность.

**M. Инженерная геология** – изучает геологические процессы и свойства горных пород в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью

Задачи:

Исследование современной морфологии и закономерностей формирования инженерно-геологических условий

Прогнозирование их изменений в процессе инженерно-хозяйственной деятельности

Инженерно-геологическое обоснование защитных мероприятий, обеспечивающих рациональное освоение территорий, недр и охрану окружающей среды.

Для решения этих задач используются полевые наблюдения, лабораторные эксперименты, моделирование, аналитические расчеты, режимные стационарные наблюдения.

Включает грунтоведение, региональную инженерную геологию и инженерную геодинамику.

**Учение о полезных ископаемых** – исследует промышленное минеральное сырье: рудное (из которого извлекаются металлы) и нерудное (добываемое для получения других видов минеральной продукции – строительных материалов, горючих ископаемых и др.).

Также выделяются: структурная геология (изучает формы залегания и взаимоотношения горнопородных тел в земной коре), сейсмология (наука о землетрясениях), металлогения (рассматривает вопросы генезиса полезных ископаемых и закономерности их распределения в земной коре), четвертичная геология (занимается изучением самых молодых, формирующихся в настоящее время горных пород) и другие геологические науки.

Новым направлением в геологических науках является сравнительная планетология, которая изучает геологическое строение и геологические процессы на различных планетных телах путём их сравнительного анализа.

## **2. Земля как космическое тело, строение и состав Земли**

### **2.1. Земля – как космическое тело**

Согласно современным космогеологическим представлениям, Земля образовалась около 4,5-4,6 млрд. лет назад и входит в состав Солнечной системы, центром которой является Солнце. Вокруг Солнца вращаются четыре относительно небольших внутренних планеты: Меркурий, Венера, Земля и Марс, отличающихся высокой плотностью и пять внешних, более крупных планет - Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон, а также большое количество астероидов, метеорных тел, комет, массы рассеянного газа и пыли. Земля - третья от Солнца самая большая и наиболее плотная внутренняя планета.

Характеристики Земли следующие:

Диаметр	– 12756 км,
Масса	– 5,98x10 <sup>24</sup> кг,
Плотность	– 5510 кг/м <sup>3</sup> ,
Площадь	– 510млн. км <sup>2</sup> ,
Объем	– 1,083x10 <sup>12</sup> км <sup>3</sup>
Период обращения	– 365,26 суток.

В средние века существовало мнение, что по форме Земля соответствует шару. И.Ньютон первым показал, что форма Земли более сложная, чем шар, и доказал, что главным фактором в создании формы Земли является ее вращение и, вызванная этим центробежная сила. Поэтому форма Земли зависит от совместного действия сил гравитации и центробежных. Хорошо известно, что равнодействующая этих сил называется силой тяжести. Многочисленные геодезические измерения позволили доказать, что Земля представляет собой эллипсоид, вычисленный в 1940 г. геодезистом А.А. Изотовым и названный им эллипсоидом Красовского в честь Феодосия Николаевича Красовского - известного русского геодезиста. Параметры эллипсоида Красовского: экваториальный радиус - 6378,245 км; полярный радиус - 6356,863 км. Отношение разности между большой и малой полуосями к большой полуоси называется полярным сжатием Земли (его величина мала и равна 1/298,3). В плоскости экватора наибольший и наименьший радиусы отличаются на 213 м. Следовательно Земля - это трехосный эллипсоид или сфероид.

Реальная форма Земли лучше описывается фигурой геоида (землеподобная) - эквипотенциальной поверхностью невозмущенного океана, продолженной и на континенты. Т.о. форма Земли скорее напоминает «обгрызанное яблоко». Сила тяжести в каждой точке поверхности геоида направлена перпендикулярно к ней.

Земля обладает определенным количеством тепла, причем следует различать два источника тепла: внешний - солнечный и внутренний. Средняя годовая температура принимается для северного полушария 15,50, а для южного полушария 13,60. По мере углубления в земную кору сезонные колебания температуры делаются все менее резкими, и на некоторой глубине устанавливается постоянная годовая температура.

Температура увеличивается с глубиной в разных точках земной поверхности неодинаково. В областях ныне действующих или потухших вулканов температура повышается на 10 очень быстро, примерно при погружении на глубину до 4,5 м и меньше. В областях, удаленных от вулканов, температура повышается с глубиной значительно медленнее, но опять-таки не всюду одинаково. В среднем принимают, что температура нарастает на 10 на углублении на 33 м (для Европы). Величина нарастания температуры при углублении на 100 м получила название геотермического градиента.

Вокруг Земли постоянно существует магнитное поле и обнаруживается по его действию на магнитную стрелку компаса. Магнитосфера нашей планеты резко асимметрична: она «сжата» в направлении от Земли к Солнцу, и вытянута в противоположном направлении. Граница земного магнетизма проходит на высоте 80-93 км. Полюса магнитного поля не совпадают с географическими полюсами, что вызывает несовпадение оси магнитной стрелки с географическим меридианом. Угол между осью магнитной стрелки и географическим меридианом называется магнитным склонением.

Изучение магнитного поля Земли широко используется для поисков месторождений полезных ископаемых. С учетом магнитной восприимчивости горные породы делятся на диамагнитные - нефть, гипс, мрамор, каменная соль и парамагнитные - породы содержащие железо, никель, кобальт.

Гравитационное поле обусловлено силой тяжести, являющейся равнодействующей силы гравитационного притяжения массы Земли (определяемой законом всемирного тяготения Ньютона) и центробежной силы, возникающей в результате вращения Земли вокруг своей оси. Сила тяжести зависит от географической широты и увеличивается от экватора к полюсам. Изменяется она также в зависимости от высоты точки наблюдения и рельефа Земли. Единицей силы тяжести является гал и миллигал. Сила тяжести измеряется приборами - гравиметрами. Плотностные свойства пород используются при поисках полезных ископаемых. В частности, характерно, что скопления железных руд дают положительные аномалии; солей, гипса - отрицательные.

## 2.2. Внутреннее строение Земли

В вертикальном разрезе химический состав и физические свойства Земли изменяются, в связи с чем можно выделить в ней несколько концентрических оболочек или сфер.

Наибольшую роль в реконструкции глубинного строения Земли сыграли сейсмические методы, внедрение которых началось в конце XIX в. Наблюдая над распространением сейсмических волн по различным направлениям можно судить о свойствах вещества на любых глубинах. Кроме того, надёжно устанавливается тип агрегатного состояния, в котором находится вещество (твёрдое оно или жидкое). Таким образом, наблюдения над распространением сейсмических волн позволяет выявлять участки, сложенные веществом с разными свойствами, а также поверхности, на которых наблюдаются резкие изменения свойств вещества, явления преломления и отражения сейсмических волн.

На основе комплексного изучения в строении нашей планеты можно выделить крупные вещественные оболочки, характеризующиеся различными свойствами – геосферы и границы их разделяющие.

А. Земная кора внешняя из твёрдых оболочек. Распространена до глубин от 5-10 км на одних участках до 50-70 км – на других. За её нижнюю границу принят рубеж, определяемый резким увеличением скоростей сейсмических волн, соответствующий увеличению плотности вещества. Он получил название поверхности Мохоровичича, по имени хорватского геофизика, установившего этот рубеж в начале XX века. Средняя плотность вещества земной коры – 3,22 г/см<sup>3</sup>. Почти весь её объём находится в твёрдом состоянии, но в глубинных частях встречаются и отдельные очаги расплава.

Континентальная материковая кора характеризуется трехслойным строением и непостоянной мощностью (от 35-45 км до 70 км). Верхняя часть материковой коры представлена осадочным слоем. Ниже его вся толща материковой коры по значениям скоростей продольных волн разделяется на «гранитный» слой (скорость продольных волн до 6,4 км/сек.) и «базальтовый» слой (скорость продольных волн равна 7,6 км). Эти два слоя разделены между собой поверхностью Конрада, при переходе которой скорость сейсмических волн скачкообразно возрастает.

Океаническая земная кора имеет толщину 5-12 км. Под тонким (менее 1 км) слоем морских осадков лежит «базальтовый» слой, состоящий из серпентинитов и базальтов, мощностью 1-25 км, и скоростью продольных волн 4-6 км/сек. «Гранитный» слой отсутствует.

В. Мантия расположена ниже земной коры, до глубины 2900 км. Плотность вещества в пределах мантии изменяется от 3,64 г/см<sup>3</sup> в верхней её части 9,7 г/см<sup>3</sup> – в нижней, у границы с земным ядром. От земной коры её отделяет поверхность Мохоровичича, от ядра Земли, на глубине 2900 км - поверхность Гуттенберга. Вещество мантии в целом твёрдое (хотя очаги расплава встречаются и здесь, причём их больше, чем в земной коре). Но в условиях существующих здесь высоких температур и давлений даже твёрдое кристаллическое вещество способно к медленному пластическому течению со скоростями порядка нескольких сантиметров в год. Именно благодаря такой способности внутри мантии и возможен отмечавшийся нами выше конвекционный перенос вещества и тепловой энергии из глубинных частей к поверхности.

Мантия подразделяется на верхнюю (до глубины около 1000 км) и нижнюю (от 1000 до 2900 км). В пределах верхней мантии на глубинах от 45-140 км до 300-400 км выделяется зона, сложенная веществом наиболее пластичным, находящимся в частично расплавленном состоянии - астеносфера. Самая верхняя часть мантии вместе с земной корой образуют, в противоположность пластичной астеносфере, жесткую оболочку - литосферу. Таким образом, понятия "литосфера" и "земная кора" в геологическом смысле – не одно и то же, хотя в географических науках эти термины обычно рассматриваются как синонимы (в географии, не рассматривающей глубинные процессы, различия между данными понятиями, действительно можно считать в принципе несущественными).

С. Ядро расположено ниже мантии и разделяется на внешнее и внутреннее.

Внешнее ядро распространяется до глубин около 5000 км. Плотность в его пределах изменяется вниз по разрезу от 11,5 до 15 г/см<sup>3</sup>. Помимо повышенной плотности, вещество внешнего ядра имеет ещё одно очень важное отличие от вещества мантии: оно не пропускает поперечные сейсмические волны. И, следовательно, имеет свойства жидкости. Именно во внешнем ядре, согласно модели «динамо», функционируют вихревые токи, ответственные за наличие у Земли магнитного поля.

Внутреннее ядро, в отличие от внешнего, снова твёрдое. Эта оболочка выделяется на глубинах от 5120 км до центра Земли (расстояние от поверхности около 6370 км). Плотность вещества внутреннего ядра изменяется в пределах 17,3-17,9 г/см<sup>3</sup>.

Увеличение плотности Земли к центру ранее объясняли изменением химического состава вещества Земли, т.е. постепенным уменьшением содержания легких элементов - калия, натрия, кремния, алюминия и увеличение содержания тяжелых - магния, железа, никеля. Эти представления легко увязывались с теорией «железного ядра», обладавшего большой плотностью и создающего магнитное поле вокруг Земли. Однако, за последние 30 лет появились факты, которые не может объяснить теория «железного ядра». Намагниченное железо при температуре выше 580°C размагничивается, т.е. ядро Земли не может создать магнитное поле. Этот факт подтверждается современными представлениями о первично твердом состоянии Земли, что исключает расслоение вещества Земли по удельному весу.

### 2.3. Внешнее строение Земли

В отличие от других планет Солнечной системы Земля имеет еще три оболочки, облегающие литосферу:

**А. Гидросфера** – прерывистая водная оболочка Земли, представляющая совокупность морей и океанов, континентальных водоёмов, ледяных покровов и подземных вод. Главная ее часть принадлежит Мировому океану, в котором сосредоточено 94% ее массы, представленной соленой водой. Он покрывает 70,8% поверхности земного шара. На оставшиеся 6% три четверти приходится на подземные и речные воды и одна четверть на ледники Антарктиды и Гренландии.

Обрамляющая континенты мелководная зона океанов (обширная материковая отмель), шириной от нуля до 1500 км (в среднем 78 км), называется шельфом. Глубина шельфа колеблется от 20 до 550 м (в среднем равна 133 м). Шельф занимает около 7,6% площади Мирового океана. Далее в сторону океанической акватории следует материковый склон, занимающий 15,2% площади океана, с глубинами до 3000 м и характеризующейся более крутым наклоном дна океана. Ложе океана (абиссаль) характеризуется глубинами более 3 км и занимает 77,2% площади океана. Глубоководные желоба глубиной более 6 км составляют менее 1% площади океана. Наиболее глубокими впадинами дна океанов являются: в Тихом океане - Филиппинская (11516 м), Марианская (11034 м) и Тонга (10882 м); в Атлантическом - Пуэрто-Рико (9200 м); в Индийском - Диамантина (8047 м) и в Северном Ледовитом - Литке (5449 м).

**В. Атмосфера** или воздушная оболочка Земли характеризуется слоистым строением и неоднородна по своему химическому составу. Масса атмосферы составляет около  $5,15 \times 10^{18}$  кг, среднее давление на поверхность Земли соответствует 760 мм ртутного столба. Плотность и давление атмосферы быстро убывает с высотой.

Основная масса атмосферы (79,5%) сосредоточена в нижних ее слоях - в тропосфере, которая распространяется от 8-10 км в полярных широтах до 16-18 км на экваторе. Над тропосферой до высоты 55 км расположена стратосфера, заключающая в себе около 20% всей массы атмосферы и, наконец, около 5% общего объема атмосферы, приходится на самую верхнюю оболочку - ионосферу (от 80 до 1000 км). Химический состав атмосферы у поверхности Земли содержит 78% азота, 20,9% кислорода, 0,93% аргона и около 0,03% углекислого газа. Не более 0,1% составляют вместе водород, гелий, неон и др. газы. Кроме того, в тропосфере содержится главная масса атмосферной воды (до  $1,5 \times 10^{16}$  кг) в виде пара, кристалликов льда и взвешенных капель. Для верхних слоев атмосферы характерен также и процесс диффузионного разделения газов под действием силы тяжести: газы распределяются с высотой в соответствии с их молекулярной массой - так до 200 км основным компонентом воздуха является азот, выше преобладает атомарный кислород, на высоте более 600 км преобладающим становится гелий, а в слое около 2000 км и более - водород.

Значение атмосферы для Земли велико, ибо она защищает органический мир Земли от холода мирового пространства (средняя температура Земли равна 14,8°C, при отсутствии атмосферы она понизилась бы до -23°C) и от губительного коротковолнового излучения Солнца. Через атмосферу совершается тепло - и влагообмен между океанами и континентами, а также она служит броней против разрушительного действия метеоритов.

**С. Биосфера** окружает Землю сплошной оболочкой, в которой сосредоточена жизнь. По подсчетам В.И. Вернадского, масса живой органической материи на Земле составляет около 0,001% от веса земной коры; большая часть этой материи сосредоточена в океане в форме планктона.

Жизнь на земле теснейшим образом связана с атмосферой, гидросферой и литосферой. В атмосфере жизнь установлена до высоты не менее 6 км, в гидросфере до огромнейших глубин океанических впадин (10400 м). До каких глубин может развиваться жизнь в пределах литосферы, сказать трудно. Но по находкам древних углей в недрах литосферы можно судить, что на глубинах, которые, вероятно, измеряются несколькими сотнями метров, жизнь возможна.

Обыкновенно историю Земли делят на два больших раздела: дожизненный (азойский), когда еще не было жизни на Земле, и жизненный (зойский), в течение которого появилась и стала интенсивно развиваться жизнь. С этого момента литосфера обогащается рядом минералов и горных пород, которые явились продуктами жизнедеятельности организмов, как животных, так и растительных.

Биосфера представляет на Земле живое вещество, которое как наиболее активный источник энергии приводит в движение огромные массы материи земной коры. Живое вещество создает почвы, участвует в создании горных пород, воздействует на микро- и мезорельеф земной поверхности. Это же вещество консервирует в недрах Земли солнечную энергию и регулирует состав земной атмосферы. Все это делает роль органического вещества на Земле исключительно важной и заставляет расценивать его как геологический фактор, не менее существенный, чем воздух и вода.

### **3. Происхождение и история развития Земли**

#### **3.1. Происхождение Земли.**

Вопрос о том, как возникла Земля, занимает умы людей уже не одно тысячелетие. Ответ на него всегда зависел от уровня знаний людей. Первоначально существовали представления о сотворении мира некоей божественной силой. Затем Земля в работах ученых приобрела очертания шара, который являлся центром Вселенной. Потом в XVI веке появилось учение Н.Коперника, которое поместило Землю в ряд планет, вращающихся вокруг Солнца. Это был первый шаг в подлинно научном решении вопроса о происхождении Земли. В настоящее время есть несколько гипотез, каждая из которых по-своему описывает периоды становления Вселенной и положение Земли в Солнечной системе.

**А. Гипотеза П.Канта-И.Лапласа.** Это была первая серьезная попытка создать картину происхождения Солнечной системы с научной точки зрения. Она связана с именами французского математика Пьера Лапласа и немецкого философа Иммануила Канта, работавших в конце XVIII века. Они полагали, что прародительницей Солнечной системы является раскаленная газово-пылевая туманность, медленно вращавшаяся вокруг плотного ядра в центре. Под влиянием сил взаимного притяжения туманность начала сплющиваться у полюсов и превращаться в огромный диск. Плотность его не была равномерной, поэтому в диске произошло расслоение на отдельные газовые кольца. В дальнейшем каждое кольцо начало сгущаться и превращаться в единый газовый сгусток, вращающийся вокруг своей оси. Впоследствии сгустки остыли и превратились в планеты, а кольца вокруг них — в спутники.

Основная часть туманности осталась в центре, до сих пор не остыла и стала Солнцем. Уже в XIX веке обнаружилась недостаточность этой гипотезы, так как она не всегда могла объяснить новые данные в науке, но ценность ее все еще велика.

**В. Гипотеза О.Шмидта.** Советский геофизик Отто Юльевич Шмидт несколько иначе представлял себе развитие Солнечной системы, работая в первой половине XX века. Согласно его гипотезе, Солнце, путешествуя по Галактике, проходило сквозь газопылевое облако и увлекло часть его за собой. Впоследствии твердые частицы облака подверглись слипанию и превратились в планеты, изначально холодные. Разогревание этих планет



произошло позже в результате сжатия, а также поступления солнечной энергии. Разогрев Земли сопровождали массовые излияния лав на поверхность в результате вулканической деятельности. Благодаря этому излиянию сформировались первые покровы Земли. Из лав выделялись газы. Они образовали первичную атмосферу, которая еще не содержала кислорода. Больше половины объема первичной атмосферы составляли пары воды, а температура ее превышала 100°C. При дальнейшем постепенном остывании атмосферы произошла конденсация водяных паров, что привело к выпадению дождей и образованию первичного океана. Это произошло около 4,5-5 млрд. лет назад. Позднее началось формирование суши, которая представляет собой утолщенные, относительно легкие части литосферных плит, поднимающихся выше уровня океана.

**С. Гипотеза Ж.Бюффона.** Далеко не все были согласны с эволюционным сценарием происхождения планет вокруг Солнца. В XVIII веке французский естествоиспытатель Жорж Бюффон высказал предположение, поддержанное и развитое американскими физиками Чемберленом и Мультином. Суть этих предположений такова: когда-то в окрестностях Солнца пронеслась другая звезда. Ее притяжение вызвало на Солнце огромную приливную волну, вытянувшуюся в пространстве на сотни миллионов километров. Оторвавшись, эта волна стала закручиваться вокруг Солнца и распадаться на сгустки, каждый из которых сформировал свою планету.

**Д. Гипотеза Ф.Хойла (XX век).** Английским астрофизиком Фредом Хойлом была предложена своя гипотеза. Согласно ей у Солнца была звезда-близнец, которая взорвалась. Большая часть осколков унеслась в космическое пространство, меньшая — осталась на орбите Солнца и образовала планеты.

Все гипотезы по-разному трактуют происхождение Солнечной системы и родственные связи между Землей и Солнцем, но они едины в том, что все планеты произошли из единого сгустка материи, а дальше судьба каждой из них решалась по-своему. Земле предстояло пройти путь в 5 млрд. лет, испытать ряд фантастических превращений, прежде чем мы увидели ее в современном облике. Однако необходимо заметить, что гипотезы, не имеющие серьезных недостатков и отвечающей на все вопросы о происхождении Земли и других планет Солнечной системы, пока еще нет. Но можно считать установленным, что Солнце и планеты образовались одновременно (или почти одновременно) из единой материальной среды, из единого газово-пылевого облака.

На современном этапе развития науки отчетливо намечается отказ от воззрений об «огненно-жидком» первичном состоянии Земли и последующем ее остывании. Гипотезы О.Ю. Шмидта, Владимира Ивановича Вернадского нашли отражение в последнем варианте гипотезы Василия Григорьевича Фесенкова о первоначально холодном состоянии Земли и ее последующем разогреве отдельных участков, где главная роль отводится атомным реакциям. Кроме того, шведский физик Ханнс Альвен в 1956 г. предложил учитывать электромагнитные силы при образовании планет, а по В.И. Попову рождение планет и Солнца связано с термоядерными реакциями, происходившими в электромагнитных полях.

### **3.2 Истории развития Земли.**

Земля с момента образования ее и до наших дней в процессе своего развития претерпела значительные и сложные изменения. В геологической истории ее можно выделить периоды относительно спокойные, когда не было сильно выраженных горообразовательных процессов, и периоды бурного проявления внутренних сил Земли - эпохи горообразований. В связи с этим менялись климатические условия отдельных участков земного шара, распределение суши и моря, растительный и животный органический мир. Историко-геологический процесс протекал циклично, по этапам, и в то

же время направленно. Каждый новый этап существенно отличался от предыдущего, т.е. горы превращались в равнины, в атмосфере повышалось содержание кислорода и уменьшалось - углекислого газа, постепенно развивался органический мир - от простейших до человека.

При изучении геологического прошлого Земли применяется много методов, главными из которых можно назвать биостратиграфический - ведущий метод стратиграфических исследований и метод определения абсолютного возраста.

А. Основа биостратиграфического метода базируется на том, что необратимая эволюция органического мира наиболее отчетливо отражает совокупность всех изменений в развитии Земли. На основании стратиграфического метода построена шкала, в которой горные породы, слагающие земную кору, расположены в определенной последовательности в соответствии с их относительным возрастом. В этой шкале выделены группы, системы, отделы, ярусы. На основе стратиграфической шкалы разработана геохронологическая таблица, в которой время образования групп, систем, отделов и ярусов называется эрой, периодом, эпохой, веком.

Метод определения абсолютного возраста является главным при изучении древних образований Земли. В геологии пользуются целым рядом радиологических (изотопных) методов, основанных на использовании радиоактивного распада изотопов урана, радия, калия, свинца, цинка, углерода. Наиболее широко в геологической практике применяется в настоящее время калий - аргонный метод.

Использование комплекса методов изучения Земли позволило выделить основные этапы эволюции: архейскую эру - древнейшую, протерозойскую - эру начала зарождения жизни, палеозойскую - эру древней жизни, мезозойскую - эру средней жизни и кайнозойскую - новой жизни.

## Лекция 2

### ОСНОВЫ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

План лекции:

Предмет кристаллографии, ее методы.

Симметрия кристаллов.

Понятие о сингониях и простых формах кристаллов.

#### 1. Предмет кристаллографии

**Кристаллография** - (от кристаллы и греч. *grapho* — пишу, описываю), это наука об атомно-молекулярном строении, симметрии, физических свойствах, образовании и росте кристаллов, а также их связи с окружающей средой.

Кристаллография зародилась в древности в связи с наблюдениями над природными кристаллами, имеющими естественную форму правильных многогранников. Как самостоятельная наука существует с середины XVIII в.

В зависимости от расположения элементарных частиц в твердых веществах различают следующие их состояния:

**Аморфность** (по греч. «аморфоз» – бесформенный) состояние твердого вещества с беспорядочным расположением частиц в пространстве (молекул, атомов, ионов). Аморфные вещества можно рассматривать как переохлажденные жидкости с сильно пониженной подвижностью материальных частиц, их составляющих.

**Кристалличность** - состояние твердого вещества с закономерно расположенными частицами по геометрическим законам.

Все кристаллические вещества обладают рядом свойств, являющихся следствием их закономерного внутреннего строения:

Однородность выражается в том, что любые сколь угодно малые частицы одного и того же кристаллического вещества обладают одинаковыми свойствами (по параллельным направлениям).

**Анизотропность** («анисос» – неровный, «тропос» – направление) называется различие свойств (неравносвойственность) кристаллов в разных направлениях (в отличие от аморфных тел, которые всегда изотропны).

Способность **самоограняться** - это свойство вещества принимать в условиях свободного роста форму правильных многогранников — кристаллов.

Минимальная внутренняя энергия. Вследствие своей максимальной упорядоченности кристаллическое состояние вещества характеризуется минимальной внутренней энергией и является термодинамически равновесным состоянием при данных параметрах - давлении, температуре, составе и др.

**Статичность** – сохранение строгой структуры кристаллической формы при определенных условиях.

Кристаллография является наукой, всесторонне изучающей кристаллическое вещество, т.е. предметом кристаллографии являются кристаллы.

**Кристаллами** (от греч. «кристаллос» — лед) называют твердые тела, имеющие естественную форму многогранника. Прежде всего, на кристалле можно увидеть совершенно плоские поверхности, которые как зеркала отражают свет, отсвечивают голубыми, зелеными, желтыми и красными огнями. Эти поверхности называются гранями кристаллов. Линии, по которым грани пересекаются друг с другом, являются ребрами, а точки пересечения нескольких ребер - вершинами кристаллов. Кристаллы – основная форма существования твердых тел до 95 % всех твердых тел литосферы составляют кристаллы.

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

Кристаллические решетки очень многообразны по своей структуре, которая зависит от слагающих их материальных частиц, их размеров, характера связей друг с другом, ближайшего окружения.

Разделы современной кристаллографии:

- геометрическая кристаллография - совокупность методов описания кристаллов и закономерности их огранения.

- структурная кристаллография занимается исследованиями дифракции рентгеновских лучей в кристаллах.

- физическая кристаллография изучает зависимость между физическими свойствами кристаллов (спайность, пластическая деформация, излом, твердость, хрупкость, электрические свойства и т.д.) и их внутренним строением.

- генетическая кристаллография изучает образование кристаллов, механизмы их зарождения и роста.

- кристаллохимия изучает законы взаимного расположения атомов в кристаллах и химические связи между ними, а также явления изоморфизма и полиморфизма.

- кристаллофизика исследует механические, оптические, электрические и магнитные свойства кристаллов, что смыкает ее с физикой твердого тела.

Результаты кристаллографических исследований широко используются в физике, минералогии, химии, мол. биологии и др.).

## 2. Симметрия кристаллов

**Симметрия** (от греч. «соразмерность») - закономерная повторяемость одинаковых частей. Она чрезвычайно широко распространена в природе, но нигде она не проявляется так ярко, как в мире кристаллов. Симметрия в них отражается во внешней правильной форме многогранников.

Имея в руках кристалл, нельзя не обратить внимание на то, что он содержит по несколько равных между собой граней. Поэтому при повороте кристалла вокруг некоторых воображаемых осей на определенный угол, многогранник будет совмещаться с самим собой.

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

**Ось симметрии** (L) — прямая линия, при вращении вокруг которой повторяются равные части фигуры, то есть она самосовмещается. Число совмещений при повороте на  $360^\circ$  определяет порядок оси симметрии (n). В кристаллографии известны оси 2, 3, 4 и 6-го порядков. Например, если кубик вращать вокруг линии, проходящей через центры противоположных граней, то при повороте на  $360^\circ$  произойдет 4 таких совмещения. Эта линия является осью симметрии кристалла четвертого порядка. Через каждые две противоположные вершины куба проходят оси третьего порядка, так как фигура при повороте вокруг них на  $360^\circ$  совмещается сама с собой 3 раза. Через середины противоположных ребер куба проходят оси симметрии второго порядка.

В реальных кристаллах имеются оси симметрии первого L1, второго L2, третьего L3, четвертого L4 и шестого L6 порядков - это основной закон кристаллографии. Осей пятого и выше шестого порядков в кристаллах не бывает.

**Центр симметрии (С)** — точка внутри кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам все линии, соединяющие соответственные точки на его поверхности. Для куба центром симметрии будет точка, лежащая на пересечении его диагоналей. Всякий кристалл, у которого для каждой грани есть равная и параллельная грань, обладает центром симметрии. В кристалле может быть только один центр симметрии, а в низкосимметричных фигурах он отсутствует вовсе.

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

**Оси, плоскости и центр симметрии** обнаруживаются в кристаллах в различных сочетаниях. Набор всех элементов симметрии, присущих тому или иному многограннику, определяет вид симметрии. Все многообразие сочетаний элементов симметрии в кристаллах определяется 32 видами симметрии. Формула вида симметрии состоит из последовательно записанных всех элементов симметрии взятого кристалла от высшего порядка к низшему: оси, плоскости, центр. Перед каждым элементом симметрии указывается их количество. Так формула куба  $3L4; 4L3; 6L2; 9PC$  означает, что куб имеет 3 оси четвертого порядка, 4 оси третьего порядка, 6 осей второго порядка, 9 плоскостей и центр симметрии.

### 3. Понятие о сингонии

**Сингонией** кристалла называется совокупность видов симметрии, связанных общим признаком. Выделено семь сингоний, объединенных в три категории:

Сингонии низшей категории характеризуются отсутствием осей высшего порядка): триклинная, моноклинная, ромбическая. В кристаллах триклинной сингонии элементы симметрии отсутствуют, либо имеется только центр. В кристаллах моноклинной сингонии количество осей второго порядка или плоскостей не должно быть больше одной. В ромбической сингонии может быть несколько плоскостей или осей второго порядка.

Сингонии средней категории характеризуются наличием одной оси симметрии высшего порядка: тригональная, тетрагональная, гексагональная. Для тригональной сингонии обязательна 1 ось третьего порядка, для тетрагональной - 1 ось четвертого порядка, для гексагональной - 1 ось шестого порядка и.

Сингония высшей категории характеризуется наличием осей симметрии высшего порядка: кубическая, для нее характерно на - 4 оси третьего порядка

Вывод 32 видов симметрии явился надежной основой для создания учения о внешней форме кристаллов. Основным понятием этого учения является простая форма кристаллов. 32 видам симметрии соответствуют 47 простых форм.

Простой формой называется многогранник, который может быть получен из одной грани, размноженной с помощью элементов симметрии. Для понимания названий простых форм полезно знать греческие наименования простых чисел и нескольких слов: моно - один, ди - 2, три - 3, тетра - 4, пента -5, гекса - 6, окта - 8, дека -10, додека -12; эдра - грань, гон - угол, пинакс - пластина, скалена - косою, морфо - форма.

Кристаллы тригональной, тетрагональной и гексагональной сингонии имеют соответственно одну из осей L3, L4, L6. Поперечные сечения таких кристаллов будут представлять собой правильный треугольник - тригон, квадрат - тетрагон или правильный шестиугольник - гексагон. Часто стороны этих фигур как бы удвоены. В результате сечения кристаллов получают названия дитригон, дитетрагон или дигексагон. Слово «ромбический» в названиях простых форм означает, что поперечные сечения фигур представляют собой ромбы.

Для сингоний низшей категории, где нет осей выше второго порядка, возможны только **7 простых форм**:

**Моноэдр** – простая форма из одной грани;

**Диэдр** - две равных пересекающиеся грани;

**Пинакоид** – две параллельные грани;

**Ромбическая призма** - фигура из 4 пересекающихся граней, каждая из которых параллельна противоположной;

**Ромбический тетраэдр** - фигура из 4 пересекающихся граней, каждая из которых имеет вид неправильного треугольника;

**Ромбическая пирамида** - фигура из 4 треугольных граней, пересекающихся в одной вершине;

**Ромбическая дипирамида** - фигура из 8 пересекающихся граней, напоминающая 2 пирамиды, приставленные друг к другу основаниями.

В тригональной, тетрагональной и гексагональной сингониях простые формы представлены призмами, пирамидами, дипирамидами, трапецоэдрами, тетраэдром, ромбоэдром и скаленоэдрами.

**Призмы** представляют собой фигуры из прямоугольных пересекающихся граней, ребра которых параллельны друг другу и оси высокого порядка.

**Пирамиды** - многогранники из треугольных пересекающихся граней, ребра которых сходятся в одной вершине.

**Дипирамиды** представляют собой простые формы как бы состоящие из двух пирамид, сложенных друг с другом основаниями.

**Трапецоэдры** отличаются от дипирамид тем, что нижняя пирамида находится не точно под верхней, а смещена на неопределенный угол. Грани продолжены до взаимного пересечения и имеют форму четырехугольников с неравными сторонами.

**Тригональный ромбоэдр** - фигура из 6 пересекающихся граней, в первом приближении представляющая собой куб, вытянутый или сплюснутый вдоль одной из диагоналей. Грани имеют форму ромбов. Каждая верхняя грань расположена между двумя нижними.

**Тригональный скаленоэдр** представляет собой ромбоэдр с удвоенными гранями.

**Тетрагональный тетраэдр** - фигура из 4 пересекающихся граней, имеющих форму равнобедренных треугольников.

**Тетрагональный скаленоэдр** представляет собой тетраэдр с удвоенными гранями.

В кубической сингонии имеется еще 15 простых форм. Ранее перечисленные здесь отсутствуют:

**Куб или гексаэдр** - фигура образованная 6 пересекающимися взаимно перпендикулярными квадратными гранями.

**Тетрагексаэдр** представляет собой куб, на каждой грани которого расположена низкая пирамида. В результате каждая грань куба оказалась поделенной на 4 треугольных грани.

**Кубический тетраэдр** - фигура из 4 пересекающихся тригонов.

**Тригонритетраэдр** - тетраэдр, каждая грань которого разделена на 3 треугольные грани.

**Тетрагонритетраэдр** - тетраэдр, каждая грань которого разделена на 3 четырехугольные грани.

**Пентагонритетраэдр** - тетраэдр, каждая грань которого поделена на 3 пятиугольника.

**Октаэдр** - фигура, напоминающая своей формой тетрагональную дипирамиду, но грани представлены равносторонними треугольниками. Так же, как и в случае с тетраэдром, грани октаэдра могут быть разбиты на 3 или 6 более мелких граней. В результате возникают простые формы, в названиях которых перед словом октаэдр сначала указывается форма мелких граней, а затем их количество на каждой грани октаэдра.

Соответственно получим тригонтриоктаэдр, терагонтриоктаэдр, пентагонтриоктаэдр и гексагонтриоктаэдр.

**Ромбододекаэдр** - двенадцатигранник с гранями в виде ромбов.

**Пентагондододекаэдр** - двенадцатигранник с гранями в форме пятиугольников.

**Дидододекаэдр** - двадцатичетырехгранник, образованный путем деления каждой грани пентагондододекаэдра на 2 более мелкие четырехугольные грани.

Все простые формы принято разделять на **открытые** и **закрытые**. **Открытые** простые формы не ограничивают пространства, они незамкнутые. К ним относятся моноэдры, диэдры, пинакоиды, призмы и пирамиды. **Закрытые** простые формы ограничивают пространство, они замкнутые. К ним относятся дипирамиды, тетраэдры, трапецоэдры, скаленоэдры и другие.

Если в кристалле все грани имеют одинаковую форму и размеры, то кристаллический многогранник представляет собой одну простую форму.

Нередко в кристалле наблюдается несколько разновидностей граней. В этих случаях многогранники представляют собой комбинации из ряда простых форм. Грани каждого вида в комбинации не связаны элементами симметрии и, следовательно, могут быть различными по очертаниям и размерам.

Для выявления простых форм в комбинации следует найти число сортов граней или число простых форм. Грани каждого вида необходимо мысленно продолжить до взаимного пересечения и дать названия полученной простой формы в их комбинации.

## Лекция 3

### КРИСТАЛЛОФИЗИКА, КРИСТАЛЛОХИМИЯ

План лекции:

Основы кристаллофизики

механические свойства кристаллов

оптические свойства кристаллов

Основы кристаллохимии

атомные и ионные радиусы

типы связей в структурах минералов

Понятия изоморфизма и полиморфизма

#### 1. Основы кристаллофизики

**Кристаллофизика** изучает зависимость между физическими свойствами кристаллов и их внутренним строением. **Физика твердых тел** и, в частности **физика кристаллов** привлекает все больший интерес, как с научной, так и с практической точек зрения.

**Физические свойства** представлены механическими, оптическими, электрическими и пр. свойствами кристаллов. Обусловлены основными свойствами кристаллического вещества; однородностью, анизотропией, способностью к самоограничению, а также постоянством фазовых превращений.

##### 1.1. Механические свойства кристаллов

**К механическим свойствам** кристаллов относятся свойства, связанные с такими механическими воздействиями на них, как удар, сжатие, растяжение и прочее - (спайность, пластическая деформация, излом, твердость, хрупкость).

**Спайностью** называется свойство кристаллов раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям с образованием ровных гладких плоскостей, называемых плоскостями спайности.

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

В зависимости от степени совершенства выделяют несколько видов спайности:

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

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

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

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

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

Спайность может проявляться в одном, двух, трех, редко более направлениях. Для более детальной характеристики ее указывают направление, в котором проходит



спайность, например по ромбоэдру — у кальцита, по кубу — у галита и галенита, по октаэдру — у флюорита.

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

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

Таким образом, спайность может наблюдаться по одному (слюды), двум (полевые шпаты), трем (кальцит, галит), четырем (флюорит) и шести (сфалерит) направлениям. Степень совершенства спайности зависит от строения кристаллической решетки каждого минерала, так как разрыв по некоторым плоскостям (плоским сеткам) этой решетки из-за более слабых связей происходит гораздо легче, чем по другим направлениям. В случае одинаковых сил сцепления между частицами кристалла, спайность отсутствует (кварц).

**Излом** – способность минералов раскалываться не по плоскостям спайности, а по сложной неровной поверхности. Различают следующие виды излома:

**Раковистый** – похожий на внутреннюю поверхность раковины (кварц, халцедон, обсидиан). Характерен для кристаллов, у которых отсутствует спайность. С раковистым изломом кремня человек познакомился в каменном веке, т.к. именно этот тип излома дает такие острые режущие края.

**Занозистый** - напоминает поперечный излом древесины и свойственен волокнистым минеральным агрегатам – (асбест, амфиболы)

**Крючковатый** – поверхность излома как бы покрыта мелкими крючками (самородная медь, серебро и другие ковкие металлы)

**Землистый** – поверхность излома матовая и как бы покрыта мелкой пылью (каолин)

**Ровный** – свойственен очень мелкозернистым агрегатам, например, яшмам.

**Ступенчатый** – возникает у минералов с хорошей спайностью или отдельностью.

**Отдельность** – свойство некоторых минералов раскалываться с образованием параллельных, хотя чаще всего не совсем ровных плоскостей, не обусловленных строением кристаллической решетки, которое иногда принимают за спайность. Чаще всего отдельность возникает из-за зонального распределения включений или из-за полисинтетического двойникования. В отличие от спайности отдельность – свойство лишь некоторых отдельных экземпляров данного минерала, а не минерального вида в целом. Главным отличием отдельности от спайности является то, что получившиеся выколки невозможно расщеплять далее на более мелкие обломки с ровными параллельными сколами.

**Удельный вес (плотность)** – соответствует массе минерала в граммах, заключенной в одном кубическом сантиметре его объема и является важным диагностическим признаком, так как колеблется в широких пределах – от 1,5 (бура, мирабилит) до 19-21 (золото и самородная платина). Важно научиться хотя бы приблизительно определять удельный вес минералов, взвешивая кусок минерала на ладони, чтобы различать минералы легкие (уд.вес менее 2,5 – гипс, галит), средние (уд.вес 2,5-4 - кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены), тяжелые (уд.вес 4-6 – пирит и большинство сульфидов, магнетит, гематит) и очень тяжелые (уд.вес больше 6 – барит, галенит).

Некоторыми свойствами обладают только какие-то определенные минералы (магнитность, вкус, запах и т.д.).

**Магнитность** – способность минерала действовать на магнитную стрелку компаса (сильно отклоняя ее) или притягиваться магнитом. Магнитных минералов немного, поэтому магнитность является очень важным диагностическим признаком, нередко позволяющим сразу установить название минерала. Примеры магнитных минералов: магнетит, пирротин, ферроплатина, самородное железо.

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

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

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

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

**Радиоактивность.** Радиоактивные элементы (группа урана-тория) обладают не вполне устойчивыми ядрами атомов. Радиоактивность минералов определяется по производимой ими ионизации воздуха, с помощью различных систем счетчиков.

**Люминесценция** (свечение минералов) может происходить под влиянием различных факторов: при нагревании (например, у флюорита), при облучении ультрафиолетовыми, катодными и другими лучами. Под влиянием облучения минералы в темноте начинают светиться и кажутся окрашенными в те или иные цвета (например, шеелит).

**Запах**, издаваемый некоторыми минералами при ударе или разломе, указывает на присутствие тех или иных элементов в руде (например, запах мышьяка, сероводорода, глинистые запахи).

**Твердость** – устойчивость минерала к царапанию. Является одним из главных и надежных диагностических признаков минералов. По твердости все минералы условно разделяются на 10 групп, в соответствии с предложенной австрийским минералогом Фридрихом Моосом шкалой твердости. Набор условных эталонов твердости, состоящий из 10 минералов, в его честь получил название шкала Мооса. Минералы в ней подобраны таким образом, что каждый последующий минерал в ней оставляет царапину на предыдущем. Причем получается углубленная царапина, не исчезающая при легком стирании пальцем. Минерал-эталон, который оставляет на другом царапину, считается более твердым. Если минерал оставляет на другом минерале черту (пишет), то он является более мягким. Относительная твердость выражается условными единицами твердости от 1 до 10, соответствующими номеру эталонного минерала шкалы Мооса (от самого мягкого до самого твердого).

Шкала твердости Мооса	Твердость	Минерал шкалы Мооса	Бытовая шкала
1	Тальк	Карандаш	мягкий
2	Гипс	Ноготь	
3	Кальцит	Медная монета	
4	Флюорит	Стальная проволока	
5	Апатит	Простое оконное стекло	
6	Полевой шпат (ортоклаз)	Лезвие стального ножа	
7	Кварц	Напильник	
8	Топаз		

9	Корунд
10	Алмаз

## 1.2. Оптические свойства минералов

**Прозрачность** - способность минерала пропускать свет. В зависимости от степени прозрачности все минералы делятся на 3 группы:

**Прозрачные** (сквозь минерал можно легко видеть различные предметы) – горный хрусталь, исландский шпат, топаз и др.

**Полупрозрачные** (сквозь минерал виден свет, но контуры предметов уже не различимы) – сфалерит, киноварь и др.

**Непрозрачные** – пирит, магнетит, графит и др.

Многие минералы, кажущиеся в больших кристаллах непрозрачными, просвечивают (или полупрозрачны) в тонких сколах. В тончайших срезах (толщиной в десятые и сотые доли миллиметра) подавляющее большинство минералов оказываются прозрачными, но есть и такие минералы, которые непрозрачны даже в тонких срезах - это все минералы с металлическим и большинство минералов с полуметаллическим блеском.

**Цвет** – наиболее легко определяемый визуально признак. Окраска является настолько характерным признаком минерала, что нередко не только позволяет однозначно определить его, но и дает представление о его химическом составе. Например, все водные соли меди имеют яркий зеленый или синий цвет. Но бывает, что один и тот же минерал может иметь различную окраску в зависимости от примесей или дефектов строения его кристаллической решетки. Например, флюорит может быть окрашен в зеленый, фиолетовый, бурый, желтый цвета различных оттенков, а изредка бывает бесцветным. Турмалин бывает зеленым, розовым, бурым, синим, черным. Весьма разнообразна окраска кварца (белая, желтая, фиолетовая, черная и т.д.). Окраска некоторых минералов может быть неоднородной даже в одном кристалле - зональной (полихромные турмалины и флюориты), каемчатой (кварц и аметист), секториальной (двухцветные топазы). Поэтому цветом минералов, как диагностическим признаком, следует пользоваться с осторожностью, учитывая как природное разнообразие окрасок некоторых минералов, так и другие, более постоянные их физические свойства, обусловленные их химическим составом и структурой.

Типы окраски минералов:

**идиохроматический** (от греч. «идиос» – собственный) – минерал имеет отчетливо выраженный собственный цвет;

**аллохроматический** (от греч. «аллос» - чужой) – минерал окрашен примесями;

**псевдохроматический** – «ложная окраска». Иногда тонкий поверхностный слой минерала имеет дополнительную окраску. Это явление называется побежалостью. Появление побежалости связано с образованием очень тонких пленок других минералов на поверхности, в связи с чем наблюдаются явления интерференции падающего и отраженного света – у халькопирита и борнита поверхность часто переливается синим, зеленым, красным и розовато-фиолетовым цветом. Кроме того, в некоторых прозрачных и полупрозрачных минералах (например, в плагиоклазах – лабрадоре, олигоклазе) иногда наблюдается «игра цветов», получившая название ирризация и обусловленная интерференцией падающего цвета в связи с отражением его от внутренних поверхностей трещин спайности. В некоторых минералах при повороте наблюдаются идущие из глубины кристаллов «вспышки» желтого, красного или голубого света - опалесценция (благородный опал).

Таким образом, окраска является важным диагностическим признаком только для тех минералов, окраска которых не зависит от примесей (то есть обладающих идиохроматическим типом окраски).

**Цвет черты** (цвет минерала в порошке) - более постоянный и надежный по сравнению с окраской самого минерала диагностический признак. Цвет черты в ряде случаев полностью совпадает с цветом минерала в образце. Например, у серы и аурипигмента окраска и цвет порошка светло-желтые, у магнетита – черные, у малахита – зеленые и т. д. Но очень многие минералы в мелкораздробленном состоянии имеют цвет, значительно отличающийся от его цвета в образце. Так пирит соломенно-желтый, а в тонкораздробленном состоянии – черный, а у гематита цвет стально-серый или черный, а черта красная,

Для определения цвета минерала в порошке достаточно с легким нажимом несколько раз провести минералом по поверхности специальной пластинки из неглазированного фарфора (т.н. бисквиту) и оценить цвет получившейся черты. Черта должна быть достаточно широкой (не менее 1-2 мм шириной). Большинство светлоокрашенных и прозрачных минералов имеет белую черту, а минералы с высокой твердостью (более 6-6,5) вообще не оставляют окрашенного следа, а оставляют царапину на фарфоровой пластинке. Поэтому говорить, к примеру, о цвете черты алмаза бессмысленно.

**Блеск.** Большинство минералов с различной интенсивностью отражают падающий на них свет, то есть обладают блеском. Только немногие из них имеют матовую поверхность. Характер блеска зависит от того, насколько сильно поверхность минерала отражает падающий свет, каково соотношение отражения, поглощения и пропускания света минералом, как именно отражаемый свет рассеивается.

По убыванию интенсивности различают следующие виды блеска:

**металлический** – напоминает блеск полированного металла (сталь, серебро, золото). Вы уже знаете, что минералы с металлическим блеском всегда непрозрачны.

**полуметаллический** – подобен металлическому, но более тусклый, как у потускневших от времени металлов (гематит) или как у грифеля простого карандаша (графит). Минералы, обладающие полуметаллическим блеском также всегда непрозрачны.

**алмазный** – сильный блеск, обусловленный неоднократным отражением света от внутренних поверхностей прозрачных и полупрозрачных минералов (алмаз, сера, сфалерит, киноварь).

**стеклянный** – поверхность минерала блестит как стекло (но значительно слабее, чем у минералов с алмазным блеском). Стеклянным блеском обладает большинство (около 70%) прозрачных и полупрозрачных минералов. Например, кварц, топаз, гипс и др.

**перламутровый** – минерал блестит и переливается как поверхность перламутра или жемчуга. Наблюдается у прозрачных и просвечивающих минералов, имеющих тонкое пластинчатое строение или обладающих весьма совершенной спайностью. Свет одновременно отражается от множества поверхностей внутри минерала, в результате чего возникают перламутровые «переливы». Примеры: слюды, тальк, гипс.

**шелковистый** – обусловлен волокнистым строением минерала, поэтому минерал блестит и переливается, как шелк или моток шелковых нитей (гипс-селенит, асбест, иногда малахит)

**жирный** – поверхность минерала кажется смазанной жиром или покрытой маслянистой пленкой (нефелин). Возникает тогда, когда поверхности минерала покрыта мельчайшими неровностями. В результате при рассеянии получается эффект «жирной поверхности».

**смоляной** – блеск, напоминающий блеск застывшей смолы или гудрона (обсидиан, янтарь, морион). Аналог жирного блеска для минералов с темной окраской.

**восковой** – полуматовый блеск, напоминающий блеск пчелиного воска, характерный для минералов, равномерно рассеивающих свет (халцедон, серпентин).

Наконец, если минерал представлен тонкодисперсными, землистыми массами, то он не блестит, т.е. является матовым (мел, каолин, охры). Это происходит потому, что весь свет при отражении рассеивается совершенно равномерно, в результате блеска в обычном смысле слова нет.

**Двупреломление** - разложение в анизотропных средах светового луча, входящего в кристалл на два преломленных поляризованных луча со взаимно перпендикулярными световыми колебаниями. При двупреломлении происходит раздвоение надписи, рассматриваемой через кристалл исландского шпата.

## 2. Основы кристаллохимии

Кристаллохимия изучает связь между атомным строением (структурой) кристаллов и их химическим, физическим и геометрическим свойствами. Базируется на данных экспериментального определения структуры кристаллов различными методами (рентгеноструктурный, электронография, нейтронография), которые позволяют установить геометрические характеристики структуры атомов и межатомные расстояния. Эти сведения лежат в основе всех геологических дисциплин, имеющих дело с изучением вещественного состава земной коры (минералогия, петрография, учение о полезных ископаемых, геохимия). Выявляя количественные связи между физическими, химическими и генетическими характеристиками минералов и их кристаллическим строением, кристаллохимия дает теоретические основания для классификации минералов и установления возможностей для концентрации в них различных примесных атомов.

### 2.1. Атомные и ионные радиусы.

Условно ионы в структуре минералов можно рассматривать как сферы различного размера. Ионы с противоположными зарядами образуют связи. Формирование внутренней структуры растущих кристаллов минерала зависит от размера ионов, слагающий данный минерал.

Положительно заряженные катионы имеют меньший радиус, а отрицательно заряженные анионы – больший радиус, чем радиус атома (положительно заряженный ион несёт меньшее количество электронов по сравнению с атомом и тем более отрицательно заряженным анионом).

Во время роста кристаллов ионы, слагающие минерал, стремятся заполнить пространство наиболее экономичным образом, то есть расположиться как можно ближе друг к другу. В природе наблюдается чётко выраженная тенденция к появлению структур, построенных по принципу плотнейшей анионной упаковки, в которой катионы заполняют пустоты в соответствии со своим размером, поскольку такие системы энергетически наиболее выгодны и, следовательно, устойчивы.

Атомные и ионные радиусы - это минимальное расстояние, на которое центр сферы данного атома (иона) может приблизиться к поверхности соседних атомов (ионов).

Величина радиуса зависит от ряда причин:

заряд иона: положительно заряженные катионы имеют меньший радиус, а отрицательно заряженные анионы – больший радиус, чем радиус атома (положительно заряженный ион несёт меньшее количество электронов по сравнению с атомом и тем более отрицательно заряженным анионом);

поляризационная способность атома или иона, т.е. способность атома под влиянием внешнего электрического поля изменять свою конфигурацию;

термодинамические условия (температура, давление). Радиус иона тем больше, чем выше температура и меньше давление.

Если катионы и анионы имеют одинаковый ионный радиус, они образуют кубическую структуру. В минерале галите (NaCl) атомы хлора и натрия отличаются по ионному радиусу и образуют октаэдрическую структуру. Когда размеры ионов сильно отличаются по размеру, они образуют тетраэдрическую структуру.

## 2.2. Типы химических связей.

Химические связи между атомами возникают, когда электроны одного атома взаимодействуют с электронами и ядром другого атома. Можно сказать, что атомы как бы стремятся заполнить свои внешние электронные оболочки.

Наиболее важные типы химических связей между атомами в минералах – ковалентные и ионные связи.

А. Ковалентный тип связи осуществляется в атомных и частично в ионных кристаллических постройках с помощью спаренных (обобществленных) электронов: два внешних электрона с противоположными спинами принадлежат одновременно двум атомам.

Пример - ковалентная связь между атомами углерода в алмазе. Алмаз состоит только из атомов углерода (С). Каждый атом углерода образует ковалентные связи с четырьмя другими атомами углерода. Ковалентные связи между атомами углерода очень прочные – алмаз является самым твердым минералом в природе.

В. Ионный тип связи характеризуется тем, что силы связи обусловлены электростатическим притяжением противоположно заряженных ионов, каждый из которых окружен максимальным количеством ионов противоположного заряда. Эта связь возникает потому, что атомы стремятся приобрести наиболее устойчивую внешнюю оболочку с полным числом электронов во внешнем слое.

Ионная связь наиболее характерна для неорганических соединений.

Пример - атому хлора требуется один электрон, чтобы достроить свою внешнюю электронную оболочку. Атом натрия, наоборот, имеет один «лишний» электрон (на его внешней оболочке только один электрон, и необходимо еще 7, чтобы ее достроить). Если атом Cl сближается с атомом Na, он может «отобрать» у Na один электрон. При этом, атом хлора приобретает отрицательный электрический заряд (Cl<sup>-</sup>), а атом натрия, потеряв одну частицу с отрицательным зарядом, становится положительным (Na<sup>+</sup>). Ионы натрия и хлора, имеющие противоположные по знаку заряды, притягиваются друг к другу и между ними в минерале галите (NaCl) возникает ионная химическая связь.

Ионные связи достаточно прочные, но не такие прочные как ковалентные связи.

С. Промежуточный тип связи. Большинство химических связей в минералах является комбинацией ковалентных и ионных связей.

Пример - связь между атомами кремния (Si) и кислорода (O) в кремнекислородном тетраэдре. Атом кислорода «пытается» отнять один электрон у атома кремния. Однако этот электрон переходит к атому кислорода не полностью. Часть времени «захваченный» электрон по-прежнему проводит на электронной оболочке атома кремния. Поэтому связь между Si и O является на 50% ионной, а на 50% ковалентной.

Д. Металлический тип связи характерен для атомов металлов, которые имеют тенденцию легко расставаться с электронами внешней оболочки. Свободные электроны становятся общими для всех ионов в структуре металла. Минералы с металлическими связями являются хорошими проводниками и имеют металлический блеск.

Е. Ван-дер Ваальсовы связи – это слабые химические связи, которые возникают между электрически нейтральными частицами. Минералы, в которых атомы связаны Ван-дер Ваальсовыми связями, обычно отличаются низкой твердостью.

Пример - графит состоит из атомов углерода (С), которые образуют плоскостные структуры с прочными ковалентными связями. Однако, индивидуальные плоские слои атомов углерода связаны между собой слабыми Ван-дер Ваальсовыми связями. Благодаря этому, графит очень мягкий минерал.

Ф. Водородные связи это слабые связи, возникающие в некоторых соединениях, где есть атомы водорода. Молекулы, внутри которых атомы связаны прочной ковалентной связью, могут образовывать с другими молекулами воды водородные связи. Водородные связи образуются потому, что внутренние связи в молекуле воды не являются на 100% ковалентными, общие электроны более тяготеют к ядру атома кислорода, чем к ядрам атомов водорода. Поэтому вокруг ядер атомов водорода образуется слабый положительный заряд, а вокруг ядра кислорода – отрицательный. Положительно заряженная часть одной молекулы воды притягивается к отрицательно заряженной части другой молекулы – между ними возникает водородная связь.

### 3. Понятия изоморфизма и полиморфизма

Важная особенность кристаллических веществ заключается в развитии в них явлений полиморфизма и изоморфизма, которые впервые ввел в научную терминологию немецкий химик Эйльхайд Митчерлих в 1919-1921 гг.

Под изоморфизмом (от греч. «изос» — равный, «морфэ» — форма) понимается явление взаимного замещения атомов, ионов или их групп в кристаллических решетках минералов без изменения их строения.

Результатом процесса изоморфного замещения являются изоморфные смеси (смешанные кристаллы, твердые растворы, кристаллы переменного состава).

В зависимости от количественных соотношений замещающих друг друга компонентов различают

Полный, или совершенный, изоморфизм, это явление полного без ограничений замещения, т.е. наблюдается полный переход от одного крайнего члена изоморфного ряда к другому

Неполный, или несовершенный, изоморфизм, когда смесимость возможна только в определенных соотношениях.

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

сложны. В формулах минералов компоненты, изоморфно замещающие друг друга, пишутся через запятую.

Причины проявления изоморфизма

1. Внутренние причины, обусловленные строением атомов:

Близость ионных радиусов

Близость свойств атомов: валентности, строения внешней электронной оболочки, потенциалов ионизации, сродства к электрону.

Характер возникающего соединения и его строение: тип химических связей, структура решетки.

2. Внешние причины:

Термодинамическая обстановка (температура, давление)

Смена окислительно - восстановительных условий.

Значение изоморфизма для изучения природных процессов:

1. Осуществляет миграцию элементов в земной коре.

2. Индикатор P-T условий геологических процессов.

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

Поскольку природные условия минералообразования очень многообразны, полиморфизм достаточно широко распространен среди минералов. Классическим примером являются полиморфные модификации углерода — алмаз и графит.

Алмаз обычно возникает в условиях больших глубин (порядка 150 км) и высоких давлений и имеет прочную кубическую решетку. При этих условиях более плотная упаковка алмаза является более экономичной. На меньших глубинах и при низких давлениях углерод кристаллизуется в виде графита, обладающего слоистой, более «рыхлой» гексагональной решеткой. И, как следствие, оба эти минерала, имеющие один и тот же состав, обладают совершенно различными свойствами.

Другими примерами могут служить полиморфные модификации FeS<sub>2</sub> — пирит (кубический) и марказит (ромбический); CaCO<sub>3</sub> — кальцит (тригональный) и арагонит (ромбический) и др.

## ОСНОВЫ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

План лекции:

Предмет кристаллографии, ее методы.



Симметрия кристаллов.

Понятие о сингониях и простых формах кристаллов.

### 1. Предмет кристаллографии

**Кристаллография** - (от кристаллы и греч. γραφο — пишу, описываю), это наука об атомно-молекулярном строении, симметрии, физических свойствах, образовании и росте кристаллов, а также их связи с окружающей средой.

Кристаллография зародилась в древности в связи с наблюдениями над природными кристаллами, имеющими естественную форму правильных многогранников. Как самостоятельная наука существует с середины XVIII в.

В зависимости от расположения элементарных частиц в твердых веществах различают следующие их состояния:

**Аморфность** (по греч. «аморфоз» – бесформенный) состояние твердого вещества с беспорядочным расположением частиц в пространстве (молекул, атомов, ионов). Аморфные вещества можно рассматривать как переохлажденные жидкости с сильно пониженной подвижностью материальных частиц, их составляющих.

**Кристалличность** - состояние твердого вещества с закономерно расположенными частицами по геометрическим законам.

Все кристаллические вещества обладают рядом свойств, являющихся следствием их закономерного внутреннего строения:

Однородность выражается в том, что любые сколь угодно малые частицы одного и того же кристаллического вещества обладают одинаковыми свойствами (по параллельным направлениям).

**Анизотропностью** («анисос» – неровный, «тропос» – направление) называется различие свойств (неравносвойственность) кристаллов в разных направлениях (в отличие от аморфных тел, которые всегда изотропны).

Способность **самоограняться** - это свойство вещества принимать в условиях свободного роста форму правильных многогранников — кристаллов.

Минимальная внутренняя энергия. Вследствие своей максимальной упорядоченности кристаллическое состояние вещества характеризуется минимальной внутренней энергией и является термодинамически равновесным состоянием при данных параметрах - давлении, температуре, составе и др.

**Статичность** – сохранение строгой структуры кристаллической формы при определенных условиях.

Кристаллография является наукой, всесторонне изучающей кристаллическое вещество, т.е. предметом кристаллографии являются кристаллы.

**Кристаллами** (от греч. «кристаллос» — лед) называют твердые тела, имеющие естественную форму многогранника. Прежде всего, на кристалле можно увидеть совершенно плоские поверхности, которые как зеркала отражают свет, отсвечивают голубыми, зелеными, желтыми и красными огнями. Эти поверхности называются гранями кристаллов. Линии, по которым грани пересекаются друг с другом, являются ребрами, а точки пересечения нескольких ребер - вершинами кристаллов. Кристаллы – основная форма существования твердых тел до 95 % всех твердых тел литосферы составляют кристаллы.

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

Кристаллические решетки очень многообразны по своей структуре, которая зависит от слагающих их материальных частиц, их размеров, характера связей друг с другом, ближайшего окружения.

Разделы современной кристаллографии:

- геометрическая кристаллография - совокупность методов описания кристаллов и закономерности их ограничения.

- структурная кристаллография занимается исследованиями дифракции рентгеновских лучей в кристаллах.

- физическая кристаллография изучает зависимость между физическими свойствами кристаллов (спайность, пластическая деформация, излом, твердость, хрупкость, электрические свойства и т.д.) и их внутренним строением.

- генетическая кристаллография изучает образование кристаллов, механизмы их зарождения и роста.

- кристаллохимия изучает законы взаимного расположения атомов в кристаллах и химические связи между ними, а также явления изоморфизма и полиморфизма.

- кристаллофизика исследует механические, оптические, электрические и магнитные свойства кристаллов, что смыкает ее с физикой твердого тела.

Результаты кристаллографических исследований широко используются в физике, минералогии, химии, мол. биологии и др.).

## 2. Симметрия кристаллов

**Симметрия** (от греч. «соразмерность») - закономерная повторяемость одинаковых частей. Она чрезвычайно широко распространена в природе, но нигде она не проявляется так ярко, как в мире кристаллов. Симметрия в них отражается во внешней правильной форме многогранников.

Имея в руках кристалл, нельзя не обратить внимание на то, что он содержит по несколько равных между собой граней. Поэтому при повороте кристалла вокруг некоторых воображаемых осей на определенный угол, многогранник будет совмещаться с самим собой.

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

**Ось симметрии** (L) — прямая линия, при вращении вокруг которой повторяются равные части фигуры, то есть она самосовмещается. Число совмещений при повороте на  $360^\circ$  определяет порядок оси симметрии (n). В кристаллографии известны оси 2, 3, 4 и 6-го порядков. Например, если кубик вращать вокруг линии, проходящей через центры противоположных граней, то при повороте на  $360^\circ$  произойдет 4 таких совмещения. Эта линия является осью симметрии кристалла четвертого порядка. Через каждые две противоположные вершины куба проходят оси третьего порядка, так как фигура при повороте вокруг них на  $360^\circ$  совмещается сама с собой 3 раза. Через середины противоположных ребер куба проходят оси симметрии второго порядка.

В реальных кристаллах имеются оси симметрии первого L1, второго L2, третьего L3, четвертого L4 и шестого L6 порядков - это основной закон кристаллографии. Осей пятого и выше шестого порядков в кристаллах не бывает.

**Центр симметрии** (C) — точка внутри кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам все линии, соединяющие соответственные точки на его поверхности. Для куба центром симметрии будет точка, лежащая на пересечении его диагоналей. Всякий кристалл, у которого для каждой грани есть равная и параллельная грань, обладает центром симметрии. В кристалле может быть только один центр симметрии, а в низкосимметричных фигурах он отсутствует вовсе.

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

**Оси, плоскости и центр симметрии** обнаруживаются в кристаллах в различных сочетаниях. Набор всех элементов симметрии, присущих тому или иному многограннику, определяет вид симметрии. Все многообразие сочетаний элементов симметрии в кристаллах определяется 32 видами симметрии. Формула вида симметрии состоит из последовательно записанных всех элементов симметрии взятого кристалла от высшего порядка к низшему: оси, плоскости, центр. Перед каждым элементом симметрии указывается их количество. Так формула куба  $3L_4; 4L_3; 6L_2; 9PC$  означает, что куб имеет 3 оси четвертого порядка, 4 оси третьего порядка, 6 осей второго порядка, 9 плоскостей и центр симметрии.

### 3. Понятие о сингонии

**Сингонией** кристалла называется совокупность видов симметрии, связанных общим признаком. Выделено семь сингоний, объединенных в три категории:

Сингонии низшей категории характеризуются отсутствием осей высшего порядка): триклинная, моноклинная, ромбическая. В кристаллах триклинной сингонии элементы симметрии отсутствуют, либо имеется только центр. В кристаллах моноклинной сингонии количество осей второго порядка или плоскостей не должно быть больше одной. В ромбической сингонии может быть несколько плоскостей или осей второго порядка.

Сингонии средней категории характеризуются наличием одной оси симметрии высшего порядка: тригональная, тетрагональная, гексагональная. Для тригональной сингонии обязательна 1 ось третьего порядка, для тетрагональной - 1 ось четвертого порядка, для гексагональной - 1 ось шестого порядка и.

Сингония высшей категории характеризуется наличием осей симметрии высшего порядка: кубическая, для нее характерно на - 4 оси третьего порядка

Вывод 32 видов симметрии явился надежной основой для создания учения о внешней форме кристаллов. Основным понятием этого учения является простая форма кристаллов. 32 видам симметрии соответствуют 47 простых форм.

Простой формой называется многогранник, который может быть получен из одной грани, размноженной с помощью элементов симметрии. Для понимания названий простых форм полезно знать греческие наименования простых чисел и нескольких слов: моно - один, ди - 2, три - 3, тетра - 4, пента - 5, гекса - 6, окта - 8, дека - 10, додека - 12; эдра - грань, гон - угол, пинакс - пластина, скалена - косой, морфо - форма.

Кристаллы тригональной, тетрагональной и гексагональной сингонии имеют соответственно одну из осей  $L_3, L_4, L_6$ . Поперечные сечения таких кристаллов будут представлять собой правильный треугольник - тригон, квадрат - тетрагон или правильный шестиугольник - гексагон. Часто стороны этих фигур как бы удвоены. В результате сечения кристаллов получают названия дитригон, дитетрагон или дигексагон. Слово «ромбический» в названиях простых форм означает, что поперечные сечения фигур представляют собой ромбы.

Для сингоний низшей категории, где нет осей выше второго порядка, возможны **только 7 простых форм:**

**Моноэдр** – простая форма из одной грани;

**Диэдр** - две равных пересекающиеся грани;

**Пинакоид** – две параллельные грани;

**Ромбическая призма** - фигура из 4 пересекающихся граней, каждая из которых параллельна противоположной;

**Ромбический тетраэдр** - фигура из 4 пересекающихся граней, каждая из которых имеет вид неправильного треугольника;

**Ромбическая пирамида** - фигура из 4 треугольных граней, пересекающихся в одной вершине;

**Ромбическая дипирамида** - фигура из 8 пересекающихся граней, напоминающая 2 пирамиды, приставленные друг к другу основаниями.

В тригональной, тетрагональной и гексагональной сингониях простые формы представлены призмами, пирамидами, дипирамидами, трапецоэдрами, тетраэдром, ромбоэдром и скаленоэдрами.

**Призмы** представляют собой фигуры из прямоугольных пересекающихся граней, ребра которых параллельны друг другу и оси высокого порядка.

**Пирамиды** - многогранники из треугольных пересекающихся граней, ребра которых сходятся в одной вершине.

**Дипирамиды** представляют собой простые формы как бы состоящие из двух пирамид, сложенных друг с другом основаниями.

**Трапецоэдры** отличаются от дипирамид тем, что нижняя пирамида находится не точно под верхней, а смещена на неопределенный угол. Грани продолжены до взаимного пересечения и имеют форму четырехугольников с неравными сторонами.

**Тригональный ромбоэдр** - фигура из 6 пересекающихся граней, в первом приближении представляющая собой куб, вытянутый или сплюснутый вдоль одной из диагоналей. Грани имеют форму ромбов. Каждая верхняя грань расположена между двумя нижними.

**Тригональный скаленоэдр** представляет собой ромбоэдр с удвоенными гранями.

**Тетрагональный тетраэдр** - фигура из 4 пересекающихся граней, имеющих форму равнобедренных треугольников.

**Тетрагональный скаленоэдр** представляет собой тетраэдр с удвоенными гранями.

В кубической сингонии имеется еще 15 простых форм. Ранее перечисленные здесь отсутствуют:

**Куб или гексаэдр** - фигура образованная 6 пересекающимися взаимно перпендикулярными квадратными гранями.

**Тетрагексаэдр** представляет собой куб, на каждой грани которого расположена низкая пирамида. В результате каждая грань куба оказалась поделенной на 4 треугольных грани.

**Кубический тетраэдр** - фигура из 4 пересекающихся тригонов.

**Тригонтритетраэдр** - тетраэдр, каждая грань которого разделена на 3 треугольные грани.

**Тетрагонтритетраэдр** - тетраэдр, каждая грань которого разделена на 3 четырехугольные грани.

**Пентагонтритетраэдр** - тетраэдр, каждая грань которого поделена на 3 пятиугольника.

**Октаэдр** - фигура, напоминающая своей формой тетрагональную дипирамиду, но грани представлены равносторонними треугольниками. Так же, как и в случае с тетраэдром, грани октаэдра могут быть разбиты на 3 или 6 более мелких граней. В результате возникают простые формы, в названиях которых перед словом октаэдр сначала указывается форма мелких граней, а затем их количество на каждой грани октаэдра. Соответственно получим тригонтриоктаэдр, тетрагонтриоктаэдр, пентагонтриоктаэдр и гексагонтриоктаэдр.

**Ромбододекаэдр** - двенадцатигранник с гранями в виде ромбов.

**Пентагондододекаэдр** - двенадцатигранник с гранями в форме пятиугольников.

**Дидододекаэдр** - двадцатичетырехгранник, образованный путем деления каждой грани пентагондододекаэдра на 2 более мелкие четырехугольные грани.

Все простые формы принято разделять на **открытые** и **закрытые**. **Открытые** простые формы не ограничивают пространства, они незамкнутые. К ним относятся

моноэдры, диэдры, пинакоиды, призмы и пирамиды. **Закрытые** простые формы ограничивают пространство, они замкнутые. К ним относятся дипирамиды, тетраэдры, трапецоэдры, скаленоэдры и другие.

Если в кристалле все грани имеют одинаковую форму и размеры, то кристаллический многогранник представляет собой одну простую форму.

Нередко в кристалле наблюдается несколько разновидностей граней. В этих случаях многогранники представляют собой комбинации из ряда простых форм. Грани каждого вида в комбинации не связаны элементами симметрии и, следовательно, могут быть различными по очертаниям и размерам.

Для выявления простых форм в комбинации следует найти число сортов граней или число простых форм. Грани каждого вида необходимо мысленно продолжить до взаимного пересечения и дать названия полученной простой формы в их комбинации.

## Лекция 4

### ОСНОВЫ МИНЕРАЛОГИИ

План лекции:

Общие сведения.

Классификация минералов.

Генезис и парагенезис минералов.

#### 1. Общие сведения

**Минералогия** изучает во взаимной связи состав, кристаллическое строение, свойства минералов, их условия образования (начиная с зарождения, роста и разрушения) и практическое использование.

Минералогия является одной из основ материального развития общества во все времена. В настоящее время минеральное сырье составляет 70% всех видов сырья, используемых промышленностью. Нет ни одной отрасли промышленности, которая бы не использовала минеральное сырье.

По некоторым оценкам, для обеспечения жизни только одного человека расходуется около 25 вагонов минерального сырья, лишь одной соли (галита) человек за свою жизнь съедает около полутонны.

**Объектами** минералогии являются не только минералы – продукты природных процессов, но и сами процессы, при которых возникают или претерпевают изменения эти продукты

**Минералы** - это природные кристаллические химические соединения, состоящие из одного элемента или из закономерного сочетания элементов (реже самородные элементы), однородные по физическим и химическим свойствам, образующиеся в результате физико-химических и биологических природных процессов, происходящих на Земле и других космических телах.

В настоящее время известно более 2 500 минералов (не считая разновидностей).

Название многих минералов, как уже указывалось, дано по характерным для них физическим свойствам: облику кристаллов, цвету, блеску, магнитности и пр. Ряд других названий минералов отражает их химический состав, например: куприт ( $\text{Cu}_2\text{O}_3$ ), цинкит ( $\text{ZnO}$ ), барит ( $\text{BaSO}_4$ ), вольфрамит -  $[(\text{Mn}, \text{Fe})\text{W}_04]$ , никелин ( $\text{NiAs}$ ), молибденит ( $\text{MoS}_2$ ), кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ) и др.

Многие названия минералов даны по географическому признаку (по месту их открытия): ильменит (Ильменские горы - на Урале), арагонит (Арагона - на севере Испании), андалузит (Андалузия - на севере Испании), атакмит (Атакама - пустыня в Чили), везувиан (Везувий - вулкан в Италии), пеннин (Пеннинские Альпы), мусковит (Муска - старинное итальянское название Москвы) и другие.

В многочисленных названиях увековечены имена крупных ученых, первооткрывателей тех или иных минералов, поэтов и др. Таковы, например, вернадит (в честь В.И. Вернадского), ферсманит (в честь А.Е. Ферсмана), шеелит (в честь химика Шееле, открывшего впервые вольфрам), гетит (в честь Гете, поэта и ученого) и многие другие.

Подавляющая масса минералов - это твердые соединения, обладающие кристаллическим строением, определенными химическими и физическими свойствами. Но к определению минерала имеется ряд допущений:

К минералам относят некоторые скрытокристаллические и аморфные природные вещества (опал  $\text{SiO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , лешательерит- кварцевое стекло, аллофан  $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ , хризоколл  $\text{Cu}_4 [\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и др.), которые истари относятся к царству минералов.

К усложненным формам минералов относят капельки жидкой самородной ртути, иногда находимые в месторождениях киновари.

Различные синтетические продукты, близкие по свойствам, составу и структуре к минералам, называются синтетическими (имеются природные аналоги) и искусственными (нет природных аналогов) минералами. Это полученные в лабораторных условиях кварц, корунд, слюда, а так же техногенные продукты, образованные, например, в ходе самовозгорания терриконов, химических превращений захороненных отходов производства.

Задачи минералогии:

Выявление новых видов минерального сырья и увеличение числа минералов, используемых промышленностью (всестороннее изучение физических и физико-химических свойств минералов, открытие в известных минералах ценных элементов-примесей).

Развитие поисковой минералогии (разработка минералогических методов поисков).

Развитие генетической минералогии (изучение закономерностей образования и распределения минералов в разных геологических системах).

Развитие технологической минералогии (разработка интенсификации и комплексности использования минерального сырья).

Развитие технической минералогии (изучение синтетических минералов и полиминеральных продуктов технологических процессов).

Развитие геммологии (исследования драгоценных и поделочных камней).

Развитие методов минералогических исследований.

Технологическая минералогия объединяет все минералогические исследования, связанные с:

изучением технологических свойств минералов,  
разработкой рациональных схем их обогащения,  
комплексным использованием минерального сырья.

Задачи технологической минералогии:

минералогическое и минералого-технологическое картирование рудных полей и месторождений полезных ископаемых с целью оценки запасов полезных компонентов (в т.ч. попутных) в извлекаемой минеральной форме,

технологические прогнозирование, планирование добычи и стабилизации минерального состава руды, поступающей на обогатительную фабрику;

изучение технологических свойств минералов, слагающих руды (электрических, магнитных, плотностных, поверхностных, ионообменных, гранулометрии и морфологии рудных минералов, их тонких структурных особенностей, растворимости в воде и в водных растворах электролитов при различных значениях рН и т.д.);

разработка методов направленного изменения состава, структуры и свойств минералов путём радиационного, термического (обжиг), акустического (ультразвук) и прочих воздействий с целью повышения извлечения полезных компонентов при обогащении и сортности концентратов, а также улучшения их вскрытия при химико-металлургическом процессе;

текущий минералогический контроль состава концентратов на действующих горно-металлургических предприятиях и разработка рекомендаций по оптимизации технологических режимов с целью повышения сквозного извлечения конечных продуктов в металлургическом процессе.

## 2. Классификация минералов.

В основу современной классификации минералов положены принципы, учитывающие наиболее существенные признаки минеральных видов - химический состав и кристаллическую структуру.

Классы минералов выделяют по их химическому составу, в соответствии с классами химических соединений. Классы, представленные большим числом минеральных видов с разнообразным кристаллическим строением, подразделяются на подклассы, различаемые по типу структуры кристаллической решётки. В соответствии с этим классификация может быть представлена в следующем виде:

1 класс - самородные. Кроме самородных металлов (Au, Ag, Cu), полуметаллов (As, Sb, Bi) и неметаллов (C, S), сюда условно относятся малораспространенные нитриды, карбиды, фосфиды, силициды.

2 класс - оксиды и гидроксиды (O<sup>2-</sup>, OH<sup>-</sup>).

3 класс - галогениды, кроме хлоридов, фторидов, бромидов и иодидов относятся также окси- и гидрогалогениды (Cl<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>).

4 класс - карбонаты [CO<sub>3</sub>]<sup>2-</sup>.

5 класс - сульфиды и их аналоги - арсениды, антимониты, висмутиды, теллуриды, селениды. (S<sup>-</sup>).

6 класс – сульфаты (SO<sub>4</sub>)<sup>2-</sup>.

7 класс - фосфаты и их аналоги – арсенаты, ванадаты [PO<sub>4</sub>]<sup>3-</sup>, бораты (BO<sub>2</sub>).

8 класс - силикаты, алюмосиликаты и их аналоги - боросиликаты, титаносиликаты, цирконосиликаты, бериллосиликаты (SiO<sub>4</sub>)<sup>4-</sup>.

9 класс - нитраты [NO<sub>3</sub>]<sup>-</sup>.

10 класс - молибдаты и вольфраматы [MoO<sub>4</sub>]<sup>2-</sup>.

1. Самородные элементы – к ним относятся минералы, каждый из которых сложен атомами какого-либо одного химического элемента. В целом общее весовое значение самородных элементов не превышает 0,1% массы земной коры.

В самородном состоянии в земной коре устанавливается свыше 30 химических элементов, главным образом металлов. Сюда же относятся ряд газов и редко встречающиеся элементы в жидком состоянии (ртуть, некоторые амальгамы). В самородном виде встречаются следующие элементы: азот, кислород, водород, углерод, сера, медь, висмут, фтор, хлор, железо, кобальт, никель; группа благородных металлов (Au, Ag, Pt, Ru, Rh, Pd, Os, Ir); группа благородных газов (He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn), полуметаллы (As, Sb, Bi).

Некоторые из самородных элементов обладают сильной химической инертностью. Они не вступают в соединения с кислородом и другими химическими элементами или легко восстанавливаются из этих соединений в земной коре.

Золото самородное Au — в мельчайших выделениях встречается в различных горных породах, широко распространено в россыпях, в зоне окисления месторождений.

Как известно, золото является основным валютным и денежным металлом. Расходуется также на украшения, предметы роскоши, в приборостроении и другие цели.

Самый крупный в мире золотой самородок был найден в середине 19 века в австралийском поселке Балалат. Вес самородка "Плита Хольтермана" - 97 кг чистого золота. По некоторым данным, в XI веке в южной части Афганистана, в провинции Зарубан, был найден самородок золота размером "локоть на локоть". В переводе на современную меру масса такого самородка должна составлять около 2,5 тонн. Однако за давностью лет надежных подтверждений этой уникальной находке нет.

В России самый крупный золотой самородок был обнаружен в 1862 году на Урале. Самородок "Большой треугольник" весом 36,2 кг обнаружил на Царево-Александровском прииске мастеровой Николай Сюткин. В настоящее время "Большой треугольник" в числе



других уникальных золотых и платиновых самородков хранится в Алмазном фонде в Москве.

В нашем крае в устье р. Тарча, притоке р. Чибижек, был найден самородок «Бычья голова» весом 32 кг.

В Хабаровском крае в 2008 г. старатели артели "Амур" нашли уникальные образцы рудного золота, вес самого крупного самородка - 33 кг. Уникальный природный слиток пополнил Алмазный фонд России.

Серебро самородное Ag — встречается в сетчатых, волосистых, проволочных, ветвистых формах, реже в неправильно развитых кристаллах. Самородное серебро встречается исключительно в коренных месторождениях, по преимуществу в жилах.

Серебро применяется главным образом в сплавах с медью для выделки серебряных изделий, монет и др. Чистое серебро употребляется для филигранных работ, для серебрения, для получения химических соединений и других целей.

Медь самородная Cu - самородная медь встречается в виде пластинок, губчатых и сплошных масс, нитевидных и проволочных агрегатов, кристаллов, сложных двойников, скелетных кристаллов и дендритов. Поверхность часто покрыта плёнками "медной зелени" (малахит), "медной сини" (азурит), фосфатов меди и других продуктов её вторичного изменения. Цвет характерный красно-жёлтый, блеск металлический, ковкая, спайности нет, излом крючковато-неровный. В кислотах легко растворяется, при добавлении аммиака раствор окрашивается в глубокий синий цвет.

Применение меди как металла общеизвестно - в электронике, машиностроении, изготовлении различных приборов, посуды и т.д.

Сера самородная S обычно образует усечённо-дипирамидальные, реже дипирамидальные кристаллы, а также плотные скрытокристаллические, сливные, зернистые агрегаты, порошковатые и землистые массы, налёты и примазки. Для кристаллов характерны множественные параллельные срастания. Самородная сера жёлтого цвета, при наличии примесей - жёлто-коричневая, оранжевая, бурая до чёрной; содержит включения битумов, карбонатов, сульфатов, глины. Кристаллы чистой серы прозрачны или полупрозрачны, сплошные массы просвечивают в краях. Блеск смолистый до жирного.

Главное применение сера имеет в производстве серной кислоты, используемой во многих отраслях промышленности; используется в сельском хозяйстве для борьбы с вредителями, в резиновом производстве (процесс вулканизации каучука), при изготовлении спичек, красок, пиротехники.

Самородная платина Pt встречается в виде листочков, чешуек, зерен, иногда в самородках. Хорошо образованные кристаллы попадаются редко и всегда мелкие. Из самородков самыми крупными считаются один, принадлежащий Горному институту, весом 10 фн. 56 зол., а другой — г. Демидову; весом 23 фн. 48 зол. Оба найдены на Урале. Самородная платина. содержит в себе в виде примеси железо (от 5 до 13%), небольшие количества иридия, родия, палладия, осмия и меди. Платина добывается исключительно из россыпей, и долгое время коренные месторождения ее не были известны. Почти вся платина, находящая себе различные применения, добывается в России.

Первое практическое применение этому металлу уже в середине XVIII в. нашли фальшивомонетчики. Плотность платины около 21,5 г/см<sup>3</sup> и с золотом и серебром она хорошо сплавляется. Пользуясь этим, стали подмешивать платину к золоту и серебру, сначала в украшениях, а затем и в монетах. До второй мировой войны более 50% платины использовалось в ювелирном деле. Из сплавов платины с золотом, палладием, серебром, медью делали оправы для бриллиантов, жемчуга, топазов.

Сейчас около 90% потребляемой платины используется в промышленности и науке. Кислотостойкость, термостойкость и постоянство свойств при прокаливании сделали платину совершенно незаменимой в производстве лабораторного оборудования

(тигли, чашки, стаканы, электроды и др.). Платиновой посудой пользуются при особо точных и ответственных аналитических операциях.

Важнейшими областями применения платины стали химическая и нефтеперерабатывающая промышленность.

В качестве катализаторов различных реакций сейчас используется около половины всей потребляемой платины.

Группа углерода С представлена двумя резко различными по физическим свойствам полиморфным модификациям углерода.

Алмаз (от греч. «адамас» - непреодолимый). Разновидности: 1) борт - неправильной формы сростки и шаровидные лучистые агрегаты; 2) карбонадо - тонкозернистые пористые агрегаты, окрашенные в буровато-черный цвет. Облик кристаллов октаэдрический, редко кубический и изредка тетраэдрический. Грани кристаллов часто бывают выпуклыми и неровными. Размеры отдельных кристаллов варьируют от мельчайших до очень крупных, весящих несколько сот и даже тысяч карат (метрический карат = 0.2 г). Крупнейшие кристаллы весили в каратах: «Коллинан» - 3025, «Эксельзиор» - 969.5, «Виктория» - 457, «Орлов» - 199.6 и др.

Алмазы бывают водянопрозрачные или окрашенные в голубой, синий, желтый, зеленый, бурый и черный цвета. Разделяются на ювелирные и технические. Около 25% добываемых в мире алмазов используется в ювелирной промышленности для изготовления бриллиантов.

Обладая исключительно высокой твёрдостью, алмазы незаменимы для изготовления различных инструментов и приборов (буровые коронки и долота, свёрла, резцы, стеклорезы и т.д.). Широко используются для изготовления абразивных порошков и паст, для заправки алмазных пил. Алмазным инструментом обрабатываются некоторые металлы, полупроводниковые материалы, керамика, строительные железобетонные материалы, хрусталь и др.

Графит. Разновидности: графитит - скрытокристаллическая разность, шунгит - аморфная разность. Хорошо образованные кристаллы встречаются крайне редко. Они имеют вид шестиугольных пластинок или табличек, иногда с треугольными штрихами на грани. Агрегаты часто тонкочешуйчатые, реже распространены шестоватые или волокнистые массы.

Графит применяется в литейном деле, в производстве карандашей, электродов, графитовых тиглей и др.

2. Оксиды и гидроксиды. Данный класс включает соединения металлов и металлоидов с кислородом и гидроксильной группой (ОН)-. Общее весовое количество оксидов и гидроксидов составляет 17% от массы земной коры. Из них 12,6% падает на долю оксидов кремния, 3,9% - на долю оксидов железа. На оставшиеся 0,5% приходятся в порядке убывания оксиды и гидроксиды алюминия, хрома, марганца, олова и других металлов. Всего известно около 200 оксидов и гидроксидов. Подавляющая их масса сосредоточена в самых верхних частях земной коры, на границе ее с атмосферой, содержащей свободный кислород.

Оксиды не растворимы в азотной кислоте и обладают высокой твердостью. Наиболее твердыми являются оксиды алюминия, бериллия, кремния и магния (>7). Высокой твердостью (5-6) обладают оксиды олова, железа, титана, ниобия, марганца, ванадия. Остальные оксиды чаще всего имеют среднюю (3-5) твердость. Гидроксиды обладают средней и низкой твердостью. Оксиды кремния, магния, алюминия чаще всего бесцветны или окрашены посторонними примесями в любые другие цвета. Они обычно прозрачны или полупрозрачны и имеют стеклянный блеск. Оксиды олова, тантала, ниобия, тория, циркония и титана полупрозрачны, окрашены в бурый цвет и имеют алмазный блеск. Оксиды железа, марганца, хрома, урана чаще всего окрашены в черный с

буроватым оттенком цвет. В большинстве случаев они непрозрачны, имеют повышенные магнитные свойства, металлический или полуметаллический блеск.

3. Галогениды – это соединения галогенов (Cl, F, Br, J) со щелочными и щелочноземельными элементами. С химической точки зрения относящиеся сюда минералы представлены солями кислот: HF, HCl, HBr и HI. Соответственно, среди галогенидов выделяют фториды, хлориды, бромиды и иодиды. Всего известно 92 природных галогенида. Из них 50 минералов приходится на долю хлоридов, 25 - фторидов, остальные 17 минералов относятся к бромидам и иодидам серебра, встречающимся крайне редко.

Галогениды обычно бесцветны или белые. Небольшие примеси железа, марганца и меди вызывают пеструю зеленую, желтую, красную и голубовато-зеленую неравномерную окраску минералов. Минералам присуща низкая плотность, стеклянный блеск, прозрачность и полупрозрачность.

В отличие от легко растворимых хлоридов, бромидов и иодидов, фториды не растворимы в воде, обладают более высокой твердостью и плотностью при одних и тех же катионах.

Флюорит (плавиковый шпат)  $\text{CaF}_2$ . Название минерала («текучий») связано с его применением. В химической промышленности из флюорита получают фтор, искусственный криолит для электрохимического производства алюминия и ряд фтористых соединений. В керамическом производстве флюорит используют для изготовления эмалей и глазурей.

Прозрачные бесцветные разновидности кристаллов флюорита применяются в оптике для изготовления линз.

Используется в металлургии в качестве плавня (флюса), для формирования легкоплавких шлаков.

Галит (каменная соль) NaCl (по-греч. «галос» - море) содержит Na 39,4%, Cl 60,6%. Кристаллы имеют кубический облик, для них характерны ступенчатые углубления на гранях кубов. Каменная соль обычно наблюдается в виде рыхлых или плотных кристаллически-зернистых корок или «пластин» на дне бассейнов. Чистые массы галита прозрачны и бесцветны или имеют белый цвет, часто (из-за примесей) имеют серый, желтый, красный, бурый или черный, иногда синий цвета.

Помимо того, что галит является важнейшим пищевым продуктом и консервирующим средством, он широко используется в химической промышленности для получения соляной кислоты, хлора, соды, едкого натрия и ряда солей. Кроме того, галит является исходным сырьем для получения металлического натрия.

3. Сульфиды – сернистые соединения металлов и полуметаллов. Химически это соли сероводородной кислоты ( $\text{H}_2\text{S}$ ). Их общее весовое количество составляет около 0,15% земной коры. В основном это соединения железа с серой. На долю сернистых соединений других металлов приходится лишь 0,01%. Тем не менее, роль этих сульфидов как основных руд этих металлов (цинка, меди, свинца, серебра, сурьмы, висмута, никеля, кобальта, молибдена, ртути и других) очень велика. Всего в классе сульфидов в настоящее время насчитывается около 260 минералов. Но лишь около 20 из них широко распространены в природе и встречаются в больших количествах. Все они, за исключением сероводорода, находятся в природе в твердом состоянии.

Твердость сульфидов варьирует от 1 у молибденита до 6,5 у пирита, преобладают минералы с твердостью 2-4. Сульфиды обычно не прозрачны и обладают сильным металлическим блеском. Исключения составляют сфалерит и киноварь, имеющие алмазный блеск. Сульфиды, содержащие платину и мышьяк, имеют цвет от серебристо-белого до оловянно-белого. Сульфиды железа и некоторые сульфиды меди обладают

желтым цветом. Минералы серебра, свинца, иногда меди окрашены в свинцово-серый цвет.

4. Сульфаты – это соли серной кислоты ( $H_2SO_4$ ). На сегодняшний день известно 162 сульфатных минерала. Главнейшими катионами служат: железо, калий, натрий, медь, магний, алюминий, кальций, барий и стронций.

5. Карбонаты представляют собой соли угольной кислоты ( $H_2CO_3$ ), слабый раствор которой всем хорошо известен в виде обыкновенной газированной воды. Всего в настоящее время известно более 95 карбонатных минералов, которые составляют 1,7% от массы земной коры. Анион  $CO_3^{2-}$  в природных условиях дает устойчивые соединения с катионами двухвалентных металлов. Главнейшие из них – кальций, магний, железо. Реже встречаются карбонаты меди, цинка, свинца, марганца, стронция и других металлов.

6. Фосфаты – соли фосфорной кислоты. Широкое распространение в природе имеет лишь один минерал этого класса, а именно фосфат кальция – апатит.

7. Силикаты представляют собой с химической точки зрения природные соли кремниевой кислоты ( $H_4SiO_4$ ). Это наиболее распространённый в природе класс минералов. На их долю приходится 75% массы земной коры. Число силикатных минералов достигает 800. Химический состав силикатов сложный и непостоянный. Главными их компонентами являются следующие элементы: кремний, алюминий, магний, кальций, железо, марганец, бор, бериллий, калий, натрий, цирконий, титан, барий и др. Строение кристаллической решётки силикатов может быть весьма различным, что обуславливает чрезвычайное разнообразие их свойств. В связи с этим практикуется деление класса силикатов на подклассы (островные, кольцевые, ленточные, цепочечные каркасные силикаты), различающиеся типом кристаллической структуры.

Кроме этого, в природе встречаются минералы, являющиеся представителями иных классов: нитраты, бораты, хроматы, вольфраматы, арсенаты, ванадаты и др. Подавляющее их большинство широкого распространения не имеет.

Диагностические свойства минералов и характеристика наиболее распространённых минеральных видов подробно рассматриваются в курсе практических занятий.

### 3. Генезис и парагенезис минералов

3.1. Генезис минералов. Понятие о генезисе минералов с развитием минералогии изменялось и до настоящего времени нет единого определения. Наиболее приемлемым является определение Д.П. Григорьева.

Под генезисом минералов мы будем понимать – образование минералов различными способами и в разных условиях в результате каких-либо геологических процессов.

Непосредственно образование минералов включает в себя физические процессы их возникновения, роста и изменения, совершающиеся при всяком способе минералообразования, в ходе любого геологического процесса.

В зависимости от генезиса минералы и их ассоциации характеризуются определенными генетическими признаками. Генетические признаки минералов и их ассоциаций – это такие особенности минеральных тел, агрегатов и индивидов, которые обусловлены условиями и способами их образования, и поэтому могут в совокупности указывать на генезис.

Некоторые признаки минералов не определяются полностью конституцией минерала, а зависят от условий минералообразования – это и есть генетические признаки.

Эти признаки могут сильно отличаться для различных индивидов одного минерального вида. Такова форма, размер, внутреннее строение реальных кристаллов, структуры их агрегатов, пространственное расположение минералов, их совместное нахождение и т.п. Познание причин, определивших появление генетических признаков минералов и минеральных ассоциаций, требует специального исследования для каждого конкретного случая. Чем больше число генетических признаков минералов познано, тем более жесткие и четкие ограничения получают генетические модели минералообразования.

Изучение генетических признаков начинается с наблюдений геологических условий нахождения минеральных тел в горных породах или месторождениях полезных ископаемых для установления типа геологического процесса.

Сонахождение минеральных тел и агрегатов во вмещающих породах свидетельствует о том, что они образовались при одном геологическом процессе.

Некоторые минералы способны фиксировать условия, способы и время образования и поэтому своим присутствием могут указывать на генезис, они называются типоморфными минералами.

К типоморфным признакам минералов относят их морфологические особенности, химический состав, физические свойства, структурные признаки.

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

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

Путем отложения минерального вещества из водных растворов. Природными растворами могут быть воды морей и океанов, озер и болот, подземные воды. Такие растворы могут быть горячими или холодноводными. Так образуются очень многие рудные минералы. Отложение минералов из растворов происходит вследствие изменения физико-химических условий — температуры, давления, концентрации растворов, кислотности — щелочности и окислительно-восстановительного потенциала среды.

Вследствие различных превращений, протекающих в твердом состоянии и имеющих диффузионный характер. Происходит глубокое преобразование ранее сформировавшихся минералов и пород вследствие изменения физико-химических условий (температуры, давления, концентрации химически активных компонентов). При этом почти все преобразования происходят в твердом состоянии, и в результате старые минералы замещаются новыми, устойчивыми в создавшейся термодинамической обстановке.

3.2. Парагенезис минералов. Основоположником современного учения о парагенезисе минералов является В.И. Вернадский, который в 1925 г. в книге «История минералов земной коры» парагенетической ассоциацией минералов называл совокупность минералов, образовавшихся при более или менее определенных и сходных для них физико-химических условиях.

Парагенезис минералов в агрегате – это явление закономерного сонахождения минералов, обусловленное их совместным образованием на одной стадии минералообразующего процесса в одинаковых физико-химических условиях.

Генерации минерала – это его разновозрастные индивиды, выделившиеся на разных стадиях (или подстадиях) минералообразования и отличающиеся своими типоморфными особенностями (составом элементов – примесей, цветом, обликом и т.д.).

Т.е. генерации – это разные поколения одного минерального вида.

## Лекция 5

### ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

План лекции:

Магматический процесс.

Формы залегания магматических пород.

Постмагматические процессы: пневматолитовый и гидротермальный,

Пегматитовый процесс.

К эндогенным геологическим процессам относятся те процессы, источником которых является внутренняя энергия Земли. К их числу принадлежат магматические, метаморфические и тектонические процессы.

#### 1. Магматический процесс

**Магматический процесс** – это процесс образования минералов путем кристаллизации непосредственно из магмы. Магматические процессы связаны с возникновением, эволюцией и кристаллизацией магматических расплавов. Их проявления целиком обусловлены действием внутренней тепловой энергии Земли, благодаря которой и возникает магма.

**Магма** – это сложный многокомпонентный раствор-расплав, образующийся при определенных условиях в недрах Земли или других планетных тел.

подавляющая часть всего объема магматических расплавов, возникающих и существующих в условиях земной коры и мантии Земли, имеет силикатный состав. То есть, основными химическими компонентами этих расплавов являются кислород и кремний, а основной объем горных пород, образующихся при их кристаллизации, составляют минералы класса силикатов. Но в природе могут формироваться – и изредка, действительно, встречаются – магмы иного химического состава. Известны следующие типы магматических расплавов:

силикатные, ведущими компонентами которых являются O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K; расплавы этого типа имеют подавляющее преобладание среди всех известных нам земных магм;

сульфидные; ведущие компоненты – S и ионы различных металлов (Fe, Cu, Ni и др.); в результате их кристаллизации образуются горные породы, сложенные сульфидами названных металлов – халькопиритом и др. (их скопления могут формировать крупные рудные месторождения – например, Норильские);

карбонатные; ведущие компоненты – O, C, Ca, нередко Fe; продукт их кристаллизации – магматические породы карбонатного состава (карбонатиты);

фосфатные (O, P, Ca и др.); из них образуются породы существенно апатитового состава (примером их являются апатитовые месторождения Хибин);

железистые (O, Fe); очень редкий тип расплавов, но их производными являются породы, сложенные преимущественно магнетитом – лучшей железной рудой.

Предположительно, процесс формирования очагов жидкой магмы происходит в астеносфере, это может быть обусловлено разного рода физико-химическими процессами, протекающими в мантии.

**Лава** – магматический расплав, излившийся на поверхность земли. От магмы отличается пониженным содержанием летучих компонентов. По составу лавы также преимущественно силикатные, но могут быть и карбонатные.

По месту застывания магмы, магматизм подразделяют на интрузивный (застывание магмы на глубине) и эффузивный (застывание лавы на поверхности). Интрузивный магматизм иначе называется плутонизмом, а эффузивный - вулканизмом.

Представления о магме и магматическом процессе мы получаем, изучая вулканическую деятельность и моделируя природные процессы экспериментальным путем.

В результате кристаллизации магмы образуются интрузивные (магматические) горные породы, которые составляют 95% массы земной коры. Разные по составу магмы образуются в различных условиях горные породы различного минерального состава.

Главным критерием определения химического состава магмы, как и магматических горных пород, является содержание  $\text{SiO}_2$  – кремнезема:

кислой считается магма, содержащая более 65 %  $\text{SiO}_2$ ;

средняя магма содержит от 65 до 53 %  $\text{SiO}_2$ ;

основная магма содержит от 53 до 45 %  $\text{SiO}_2$ ;

ультраосновная магма бедна кремнеземом – менее 45 %  $\text{SiO}_2$ .

Существенную роль в составе многих магматических расплавов играют растворённые в них так называемые летучие компоненты – различные газы в надкритическом состоянии (флюиды), принимающие активное участие в процессах образования минералов. Ведущую роль среди них обычно играет водяной пар, диссоциированный на ионы  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ . Широким распространением пользуются также  $\text{F}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{CO}_2$  и другие компоненты. Наличие флюидной фазы снижает вязкость магматических расплавов, температуру их кристаллизации, влияет на процессы взаимодействия магмы с вмещающими породами, характер вулканических извержений и многие другие аспекты магматической деятельности, находит отражение в минеральном составе магматических пород.

В ходе глубинных магматических процессов состав магматических расплавов непрерывно изменяется. Это связано с тем, что магмы могут разделяться и смешиваться, взаимодействовать с окружающими их твёрдыми горными породами, терять какие-либо компоненты в результате незавершившейся кристаллизации. Основными процессами, изменяющими состав магм, являются дифференциация, ассимиляция и гибридизация.

Дифференциацией магмы называется разделение первичного магматического расплава на различные составляющие. Существует два механизма дифференциации:

А) **Ликвация** – разделение расплава на две несмешиваемые жидкости, одна из которых, имеющая меньшую плотность, будет скапливаться в верхней части магматической камеры, а другая – в нижней. Наглядным примером ликвации в быту может служить неизбежное разделение воды и масла после любой попытки их смешения. В магматических процессах благодаря ликвационной дифференциации обособляются расплавы несиликатного состава (сульфидные, карбонатные и др.).

Б). **Кристаллизационная дифференциация** обусловлена неодновременностью перехода различных компонентов магмы в твёрдую фазу при её охлаждении. Если компоненты, закристаллизовавшиеся ранее, оседают на дно магматической камеры и там концентрируются, то в верхней части камеры будет скапливаться расплав, по составу отличающийся от исходного. Такая разновидность кристаллизационной дифференциации называется гравитационной (так как разделение компонентов происходит под действием силы тяжести). Данная последовательность, по имени выявившего ее канадского петрографа названная реакционным рядом Боуэна, выглядит примерно следующим образом: оливин – пироксен – плагиоклаз – роговая обманка – биотит – ортоклаз – мусковит – кварц.

**Ассимиляция** – это растворение или расплавление магмой захваченных ею обломков окружающих горных пород. Обломки попадают в магматический расплав из стенок и кровли магматической камеры. Если тепловой энергии магмы оказывается недостаточно для ассимиляции обломков, они формируют в образующейся магматической

породе чужеродные включения угловатой формы – ксенолиты. Если обломки ассимилируются, это изменяет набор компонентов в магматическом расплаве. Проявления процессов ассимиляции наиболее характерны для краевых частей магматических камер.

Гибридизацией называется смешение магматических расплавов, проникших в одну магматическую камеру из различных очагов. В результате этого формируется расплав, состав которого будет промежуточным между составами двух исходных.

## 2. Формы залегания магматических пород

Горные породы магматического происхождения слагают геологические тела различной морфологии. При этом формы тел, формируемых при вулканических и при плутонических процессах, большей частью различны.

При застывании лавы на поверхности образуются:

**лавовые потоки** – уплощённые тела языковидной формы, образуемые лавой, стекающей по склонам вулканических построек;

**лавовые покровы** - отличаются от потоков большей площадью распространения; они формируются в результате растекания лав с очень низкой вязкостью по обширной территории;

**купола** - формируются в результате застывания очень вязких лав над жерлом и в непосредственной близости от него.

При застывании лавы в жерле вулкана центрального типа формируется **некк** – узкое цилиндрическое тело вертикальной ориентировки. А при застывании её в трещинном канале – **дайка**, тело в форме узкой пластины, рассекающей окружающие горные породы.

**Магма**, внедрившаяся в окружающие её горные породы и застывшая на глубине, слагает **интрузивные тела** (или **интрузии**) разнообразной формы. Морфология интрузивных тел зависит от условий внедрения, в наибольшей мере – от характера геологических структур, образуемых вмещающими породами. При внедрении расплава в трещины формируются **дайки** – такие же, как и в корнях вулканов трещинного типа. К числу других наиболее распространённых форм интрузий относятся следующие.

**Силлы** – тела, по форме подобные дайкам. Они формируются в результате послойных инъекций магмы между слоями осадочных пород. Отличие между дайкой и силлом в том, что силл залегает согласно с вмещающими породами (параллельно их слоистости), а дайка сечёт слоистость вмещающих её пород под тем или иным углом.

**Лакколиты** – линзовидные полого залегающие тела с выпуклой (куполообразной) кровлей. Формируются, когда большая порция магмы при внедрении приподнимает перекрывающие её слои.

**Лополиты** – прогнутые линзовидные тела, образуются в результате внедрения расплава между слоями полого изогнутой книзу складки вмещающих пород.

**Штоки** – субвертикальные, изометричные в плане тела, уходящие на большую глубину. Морфологически сходны с **некками**, но отличаются большим диаметром и меньшей геометрической правильностью формы.

Интрузивные тела очень больших размеров (занимающие площади во многие тысячи квадратных километров) и неправильной формы нередко называют **батолитами**.

Некоторые магматические породы глубинного происхождения могут выдавливаться вверх по зонам разломов в земной коре при тектонических движениях. Тела, сформированные таким путём, называются **протрузиями**. Для них характерна линзовидная или пластинообразная форма.

## 3. Постмагматические процессы

К этой категории относятся эндогенные геологические процессы, связанные с деятельностью флюидов, которые отделяются от магматических расплавов. При кристаллизации магмы на достаточно больших глубинах флюидная фаза удерживается в



составе расплава высоким давлением вплоть до завершения процесса кристаллизации, и лишь после этого начинается самостоятельная геологическая деятельность флюидов, сменяющая магматический процесс во времени. К постмагматическим относятся процессы двух типов: пневматолитовые и гидротермальные.

**3.1. Пневматолитовый** (от греч. «пневма» - газ, пар) – это процесс минералообразования, происходящий при активном участии газо- и парообразной фазы, состоящей, прежде всего из паров воды. Проявления пневматолитовых процессов в глубинных условиях наиболее характерны при температурах порядка 400-500° С. Ведущую роль в пневматолитовой деятельности играют такие «летучие» компоненты, как H<sub>2</sub>O, HF, HCl. В результате взаимодействия этих компонентов с веществом горных пород, в которые они проникают, образуются новые минералы – такие, как флюорит, топаз, турмалин, и другие.

**3.2. Гидротермальный** – процесс образования минералов из горячих минерализованных растворов (**гидротерм**). Гидротермальный процесс сменяет пневматолитовый, когда температура опускается ниже критической точки воды (375°С). С этого момента вода, играющая ведущую роль в составе постмагматических флюидов, переходит в жидкую фазу и начинает циркулировать в виде горячих растворов. Протекают гидротермальные процессы в диапазоне температур 375-50°С. Чем выше температура гидротермальных растворов, тем выше растворимость в них большинства минеральных веществ. Поэтому самые горячие растворы обычно являются наиболее минерализованными. По мере снижения температуры избыток растворённых веществ выделяется в кристаллической форме. Образуются разнообразные минералы гидротермального происхождения, которые заполняют любые возможные пустоты в горных породах или замещают минеральное вещество, слагавшее их ранее. Так как гидротермальные растворы проникают в окружающие горные породы преимущественно по трещинам, продукты гидротермальной деятельности отлагаются обычно в форме жил или прожилков. Реже они слагают в породах изометричные гнёзда или обособления неправильной формы.

Растворы, отделяющиеся от магматических расплавов, нередко содержат в повышенных концентрациях серу и ряд металлов, более склонных к формированию сернистых, а не силикатных соединений (Cu, Pb, Zn, Hg и др.). Поэтому среди минералов, образующихся гидротермальным путём, широким распространением пользуются сульфиды этих металлов. К числу характерных продуктов гидротермальной деятельности относятся кварц, карбонаты и многие другие минералы. Некоторые химические элементы (в частности, золото) осаждаются из гидротермальных растворов в самородной форме.

Таким образом, пневматолитовый процесс обычно предшествует гидротермальному, они тесно взаимосвязаны и могут дать одинаковые минералы. В тех случаях, когда формирование минерального вещества в этих жилах происходило выше критической точки воды (375°С), т.е. активную роль в этом процессе играли пар и флюиды, принято говорить о собственно пневматолитовом генезисе. Если формирование минерального вещества происходило ниже критической точки воды, т.е. вода в качестве самостоятельной жидкой фазы играла существенную роль в процессе образования минеральных ассоциаций, говорят о гидротермальном генезисе.

В соответствии с температурой образования гидротермальные образования подразделяются на высокотемпературные (**гипотермальные**), возникшие при температурах 400-300°С, среднетемпературные (**мезотермальные**) с температурами образования минеральных ассоциаций от 300 до 150°С и низкотемпературные (**эпитермальные**), формирующиеся при температурах 150-50°С. Гидротермальные образования, расположенные вблизи магматического очага – обычно высокотемпературные, а расположенные на удалении от магматического очага – низкотемпературные.

#### 4. Пегматитовый процесс

Пегматитовый процесс представляет собой особый тип эндогенного процесса, занимающий пограничное положение между процессами собственно магматическими и постмагматическими. Протекает он с одновременным участием наиболее поздних порций магматического расплава и флюидной фазы при высокой концентрации последней.

Горные породы, образующиеся в результате пегматитового процесса, называются пегматиты и отличаются наиболее крупнозернистыми структурами.

Для реализации пегматитового процесса требуется два условия. **Первое** – это изначально достаточно высокое содержание в магматическом расплаве флюидной фазы. Так как наиболее насыщены соответствующими компонентами обычно кислые (гранитные) магмы, то и проявления пегматитового процесса наиболее часто связаны с кислым магматизмом. Намного реже встречаются пегматиты, являющиеся производными магм среднего или основного состава. **Второе** условие состоит в том, что флюидная фаза должна удерживаться в расплаве до самых заключительных стадий кристаллизации, что возможно при достаточно больших давлениях. Поэтому пегматитовая деятельность может протекать лишь на достаточно больших глубинах, не менее 4-5 км. Пегматитовые растворы-расплавы могут скапливаться в виде обособлений среди материнских магматических пород, но чаще отжимаются по трещинам во вмещающие породы и формируют среди них тела жильной формы.

Для пегматитового процесса характерен ряд важных особенностей.

В образовании пегматитов принимают участие большое число летучих и редких элементов, накапливающихся в результате кристаллизационной дифференциации магматического расплава ( $H_2O$ ,  $HF$ ,  $HCl$ ,  $B_2O_3$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ) и многие редкие элементы (Li, Be, V, F, Rb, Cs, Mo, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U и др.)

Высокая концентрация флюидов обеспечивает условия для быстрого роста очень крупных и, нередко, очень чистых кристаллов. А в особых случаях могут формироваться кристаллы гигантских размеров. В уральских пегматитах находили кристаллы кварца длиной до 6-7 м и полевых шпатов – в десятки метров. Благодаря особой чистоте кристаллов, выросших при пегматитовом процессе, в пегматитах нередко встречаются драгоценные разновидности ряда минералов (корунда, берилла и других).

Кристаллизация кварца и полевого шпата в пегматитовом процессе часто идёт одновременно. В результате образуются графические структуры – взаимные прорастания кварцевых и полевошпатовых кристаллов друг другом. Пегматит с такой структурой нередко называют «письменным гранитом» или «еврейским камнем», потому, что в результате такого взаимопрорастания на поверхности возникает рисунок, напоминающий древнееврейские письмена.

На пегматитовой стадии нередко достигаются высокие концентрации ряда малораспространённых химических элементов – Li, Be, Cs и др. И на самой завершающей стадии магматического процесса их содержание может стать достаточным для того, чтобы они могли сформировать самостоятельные минеральные соединения. В результате пегматиты нередко оказываются настоящими «кладовыми» очень редких минералов – таких, как берилл, литиевые и цезиевые слюды, литиевые пироксены и очень многих других.

## Лекция 6

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕССЫ

План лекции:

Метаморфический процесс

Факторы метаморфизма.

Региональный метаморфизм.

Контактовый метаморфизм.

Динамометаморфизм.

Ультраметаморфизм.

Метасоматоз.

Ударный метаморфизм.

Тектонические процессы

#### 1. Метаморфический процесс

**Метаморфизмом** (от греч. «метаморфозис» - превращение) называется процесс перекристаллизации горных пород в твёрдом состоянии, протекающий в недрах Земли под действием температуры (Т), давления (Р) и флюидов преимущественно жидких или газовой-жидких.

Метаморфические изменения в горных породах начинаются при повышении температуры до +200°C и увеличении всестороннего давления, вызванного весом вышележащих пород.

Основной причиной перекристаллизации при изменении термодинамических параметров среды является различная устойчивость минералов в тех или иных условиях. Для каждого минерального вида имеется свой диапазон устойчивости как по температурам, так и по давлениям. При выходе за соответствующие рамки минералы разрушаются, а из входивших в них химических элементов кристаллизуются другие минеральные вещества.

Условия проявления и классификация метаморфических процессов. В зависимости от того, в каком направлении меняется температура, метаморфизм подразделяется на прогрессивный и регрессивный.

**Прогрессивным** называется метаморфизм, протекающий при повышении температуры, регрессивным – тот, который идёт при её уменьшении. При прогрессивном метаморфизме ассоциации минералов, устойчивых в условиях относительно низких температур, замещаются другими, более высокотемпературными. Соответственно, горная порода, которая была сложена низкотемпературными минералами, преобразуется в новую породу с иным минеральным составом. При **регрессивном** метаморфизме процесс идёт в обратном направлении.

Важнейшим условием, обеспечивающим возможность протекания процесса как в одном, так и в другом направлении, является наличие в горных породах воды. Именно вода является средой, в которой протекают разнообразные химические реакции. Вода при метаморфизме может оказаться средой не только для осуществления химических реакций; в ней может осуществляться и направленная миграция тех или иных химических веществ. В зависимости от того, осуществляются ли при метаморфизме процессы **привноса – выноса** химических элементов, различают метаморфизм **изохимический** и **аллохимический**.

**Изохимический** метаморфизм происходит без изменения исходного химического состава горной породы. При метаморфизме **аллохимическом (метасоматозе)**, в результате привноса и/или выноса тех или иных компонентов химический состав горной породы претерпевает разнообразные изменения.

1.1. Основные факторы метаморфизма, воздействующие на вещество исходных пород:

температура,  
давление - стрессовое и петростатическое (за счет вышележащих толщ),  
химически активные вещества (флюиды).

В зависимости от условий проявления, масштабов распространения процесса и роли того или иного фактора выделяются следующие типы метаморфизма:

1.2. **Региональный метаморфизм** проявляется на обширных площадях в связи с крупными тектоническими событиями в развитии регионов. При региональном метаморфизме всегда, в тех или иных соотношениях, действуют оба фактора – и температура, и давление (**стрессовое и петростатическое**).

1.3. **Контактовый метаморфизм** проявляется в связи с внедрением в относительно холодные горные породы горячих масс магматических расплавов. Фактором, обуславливающим проявление метаморфического процесса, является температура. Контактово-метаморфическому воздействию подвергаются породы, находящиеся вблизи контакта с интрузией магмы. Ширина зоны контактового метаморфизма в наибольшей мере зависит от размеров интрузивного тела, воздействующего на вмещающие породы. Чем оно крупнее, тем шире будет зона, в которой проявлен метаморфизм.

1.4. **Динамический метаморфизм (динамометаморфизм)** чаще всего связан с подвижками вдоль разрывных нарушений, и его проявления в этом случае приурочены непосредственно к узким вытянутым приразломным зонам. В связи с этим его также можно назвать приразломным метаморфизмом. Реже динамометаморфические изменения развиваются в относительно широких (шириной в километры, иногда десятки километров), но также протяжённых зонах, в пределах которых горные породы целиком подвержены интенсивному смятию. Фактор динамометаморфизма – давление. При этом температурный фон, на котором возникает область повышенного давления, может быть различным. Поэтому динамометаморфические процессы бывают как низко-, так и высокотемпературными.

1.5. **Ультраметаморфизм** представляет собой особую разновидность метаморфических процессов, являясь высшей степенью регионального метаморфизма. Рубежом, отделяющим ультраметаморфизм от обычного метаморфического процесса, является начало частичного плавления горных пород, при котором наиболее легкоплавкие компоненты начинают формировать размещающийся в промежутках между зёрнами горной породы магматический расплав. Факторы – температура, давление, химическая активность воды, привнос и вынос веществ.

С началом плавления кристаллическая решётка минералов разрушается, а слагающие её атомы ионизируются и приобретают подвижность. А наличие расплава создаёт среду, в которой они перемещаются и взаимодействуют с твёрдой фазой.

Развитие ультраметаморфизма приводит к переплавлению основной части объёма горных пород и смене метаморфического процесса магматическим.

1.6. **Метасоматоз**. При метасоматозе химический состав горной породы претерпевает разнообразные изменения в результате привноса и/или выноса тех или иных компонентов. С метасоматитами связаны концентрации многих редких элементов, и они служат важным поисковым признаком промышленных руд.

1.7. **Ударный метаморфизм (импактный, коптогенный)** проявляется в образовании различных пород и новых минералов при столкновении с Землей метеоритов. При падении на Землю метеорита образуется кратер или астроблема (по греч. «астра» - звезда, «блема» - рана), которая всегда больше, чем упавший метеорит. При падении метеорита практически мгновенно выделяется огромное количество энергии, расходуемой на механическое и тепловое изменение горных пород. В момент удара давление достигает 600-900 кбар, температура – 2500-3000оС. Благодаря этому в пределах астроблем горные породы подвергаются сжатию, дроблению, плавлению и испарению. В результате механического разрушения и плавления пород возникают импактиты – лавоподобные метаморфические породы, состоящие из стекла со значительной примесью обломков вмещающих пород. Главной особенностью ударного метаморфизма является образование высокобарических минералов, не характерных для земных условий. Среди таких минералов необходимо назвать модификации углерода: лонсдейлит и алмаз (морфологически отличный от земного), а также модификации кварца (стишовит и коэсит).

В настоящее время на Земле известно более 200 астроблем, крупнейшей из которых является расположенная на севере Восточной Сибири Попигайская (ее диаметр 90 км).

Ударный метаморфизм имеет локальное распространение и не выходит за пределы метеоритного кратера.

## 2. Тектонические процессы

**Тектонические процессы** – это разнообразные движения твёрдых масс литосферы и мантии Земли, протекающие благодаря действию внутренней энергии Земли. Эти процессы не могут наблюдаться в полном объёме, так как протекают в среднем с очень низкими скоростями (порядок – не более сантиметров в год) и растягиваются на огромные промежутки времени. Поэтому прямому наблюдению доступны лишь отдельные эпизоды тектонических движений, а судить об общем ходе такого процесса можно лишь по его результатам.

По направлению движения их разделяют на вертикальные и горизонтальные.

**Вертикальные колебательные движения** ведут к длительному и медленному погружению или воздыманию крупных участков литосферы (площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров). Скорость таких движений обычно составляет 1–2 мм/год, и почти никогда не превышает 1–2 см/год. Благодаря тому, что знак направления движения не изменяется на протяжении тысяч и миллионов лет, вековые движения оказываются в состоянии изменить абсолютную высоту территории на несколько километров. В результате происходит изменение физико-географических условий местности и, как следствие, смена характера протекающих на ней процессов. Положительные формы рельефа возникнут лишь тогда, когда скорость тектонического воздымания будет большей, чем скорость опускания. Наоборот, глубоководный морской бассейн сформируется только при условии высокой скорости тектонического погружения и низкой скорости осадконакопления.

Первый факт, однозначно свидетельствующий о наличии вертикальных тектонических движений – изменения положения береговой линии моря в разных районах мира. Уровень моря является глобальным высотным репером, поскольку воды Мирового океана стремятся, под действием силы тяжести, сформировать поверхность на единой высоте. Если на одних участках морских побережий море устойчиво наступает на сушу, а на других – отступает, обнажая участки бывшего морского дна, это означает только одно: такие изменения вызваны не колебаниями уровня мирового океана (они не могут в разных частях иметь разную направленность), а вертикальными движениями земной коры. Последние, вполне могут быть на одних территориях восходящими, на других нисходящими.

С древности люди неоднократно находили высоко в горах горные породы явно морского происхождения, нередко содержащие многочисленные остатки морских животных. Это однозначно говорит о том, что участки бывшего морского дна могли испытывать поднятие и оказываться в итоге на высоте многих километров. Породами морского происхождения сложены даже самые крупные горные вершины мира – Джомолунгма и другие горы в Гималаях, имеющие высоты более 8000 м над уровнем моря. Разумеется, такие поднятия происходили не мгновенно. Подъем Гималаев начался, по геологическим данным, около 40 миллионов лет назад.

О величинах поднятий в тех или иных районах позволяют судить наблюдения за развитием речных долин. Если река неуклонно углубляется, это говорит о том, что процесс протекает на фоне общего поднятия территории. Так, долина Енисея в районе г. Красноярска приблизительно за последние 2 миллиона лет углубилась более чем на 200 м. Следовательно, за этот промежуток времени вся прилегающая местность испытала поднятие на соответствующую величину.

**Горизонтальные движения** земной коры распознать в целом сложнее. Ведь для их оценки нет столь удобного репера, как уровень Мирового океана. Поэтому их значимость и масштабы долгое время недооценивались. Но в настоящее время, с появлением спутниковых геодезических систем, давших возможность точных измерений координат любых точек земной поверхности, стало ясно, что их масштабы, напротив, даже более значительны. По данным спутниковой геодезии величины горизонтальных перемещений блоков земной коры по отношению друг к другу, составляют величины порядка нескольких сантиметров в год. Это на порядок больше, чем скорости вертикальных движений. В итоге совокупный результат таких перемещений за обширные промежутки геологического времени может измеряться тысячами километров. Горизонтальные медленные движения отличаются еще большей устойчивостью во времени. В силу этого амплитуда горизонтальных подвижек литосферных блоков может достигать нескольких тысяч километров, несоизмеримо превышая амплитуду вертикальных смещений. Горизонтальные движения являются главной причиной формирования океанов и массивов суши.

По скорости тектонические процессы подразделяются на **медленные и быстрые**.

Среди причин, вызывающих **медленные** тектонические движения, можно назвать процессы горообразования в прилегающих областях, а также внедрения в земную кору огромных интрузивных тел.

**Быстрые** тектонические движения вызывают разного рода нарушения в условиях первоначального залегания слоев горных пород. Такие нарушения называются дислокациями.

**Тектонические дислокации** делятся на два типа:

**пликативные (складчатые, пластические)** – не ведут к возникновению разрывов (трещин);

**дизъюнктивные (разрывные)** – ведут к расколу слоев горных пород.

**Пликативные дислокации** свойственны горным областям и образуются в результате быстрых горообразовательных движений. Представлены волнообразными изгибами слоев, называемыми складками. Существует два основных вида складок: **антиклинальные, синклинальные**.

**Антиклинальная складка** – выпуклая складка изогнутых горных пород, вершина ее направлена к поверхности земли. Вогнутая складка называется синклинальной.

В строении каждой складки выделяют следующие элементы: **замок** – место перегиба слоев;

**крылья** – расходящиеся от замка участки изогнутого слоя;

**шарнир** – линия перегиба складки в замке, ровные шарниры встречаются достаточно редко, как правило, они волнообразно изгибаются – явление ундуляции;

**ось складки** – проекция шарнира на горизонтальную плоскость;

**осевая плоскость** – плоскость, проведенная через шарнир и равноудаленная от обоих крыльев;

**ядро** – внутренняя часть складки, относительно которой произошло смятие слоев.

**Дизъюнктивные дислокации (разрывы, разломы)** ведут к расколу слоев горных пород. Их можно разделить на два типа:

**разломы без смещения пластов;**

**разломы со смещением пластов.**

**Разлом**, относительно которого произошло смещение слоев, называется **сместителем**. Переместившиеся относительно него блоки называются крыльями разрыва. Крыло, под которое падает **наклонный сместитель**, называется **висячим**, а противоположное ему крыло – **лежачим**.

В зависимости от расположения крыльев выделяют следующие **виды разломов**:

**Сброс** – висячее крыло опущено или сместитель расположен вертикально. Сбросы возникают в режиме растяжения слоев (например, в замке антиклинальной складки).

**Взброс** – висячее крыло поднято.

**Надвиг** – висячее крыло поднято, но сместитель наклонен под углом менее 45°. Взбросы и надвиги возникают в режиме тектонического сжатия слоев (например, в ядре синклинали). При взбросах и надвигах происходят горизонтальные перемещения слоев, причем амплитуда их тем больше, чем меньше угол наклона сместителя.

**Сдвиг** – крылья разрыва смещаются в горизонтальном направлении, не удаляясь друг от друга.

**Горст** – линейно вытянутый поднятый блок земной коры, ограниченный сбросами.

**Грабен** – линейно вытянутый опустившийся блок земной коры, ограниченный сбросами.

**Глубинные разломы** – пересекают всю литосферу, выступают в качестве особой геологической разломной структуры. Среди них важнейшее значение принадлежит рифтам, по линиям которых литосферные плиты раздвигаются.

## Лекция 7

### ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

План лекции:

Классификация процессов.

Выветривание физическое, химическое, органическое.

Осадочные процессы.

К числу **экзогенных геологических процессов** относится, в первую очередь, цикл процессов, начинающийся с разрушения горных пород и завершающийся формированием новых горных пород из продуктов разрушения. Эти процессы происходят на земной поверхности и обусловлены действием солнечной энергии и силы тяжести. Приходя в контакт в поверхностной части Земли с атмосферой, гидросферой и биосферой горные породы, ранее находившиеся на глубине, подвергаются изменению своего состояния, нарушению сплошности и, наконец, разрушению на мелкие частицы (дезинтеграции).

#### 1. Классификация процессов

Естественную последовательность в цикле экзогенных процессов составляют:

**Выветривание** – разрушение горных пород под воздействием разнообразных экзогенных факторов.

**Денудация** – снос, удаление продуктов разрушения с места их образования.

**Транспортировка** – перенос продуктов разрушения на другое место. Одновременно с транспортировкой, как правило, происходит переработка и сортировка переносимого материала.

**Седиментация** – осаждение, накопление перемещённого вещества.

**Литификация** – преобразование рыхлого осадка в прочную горную породу.

В дальнейшем новообразованная горная порода снова может подвергнуться процессам выветривания, и цикл начинается снова. Изложенная выше стадийность, конечно, несколько идеализирована. В конкретных случаях она может нарушаться. Например, накопленный осадок, не испытав литификации, может вновь испытать выветривание или подвергнуться переносу. В некоторых случаях продукты выветривания вообще могут никуда не перемещаться, оставаясь на месте – а потом снова подвергнуться литификации и превратиться в новую горную породу.

#### 2. Выветривание

**Выветривание** – это процесс разрушения и изменения горных пород и минералов на земной поверхности и вблизи от неё под влиянием солнечной радиации, воды, воздуха и жизнедеятельности организмов.

**Термин «выветривание»**, с лингвистической точки зрения, не вполне удачен, так как нередко оказывается источником заблуждения: может показаться, что процессы выветривания связаны с деятельностью ветра. На самом деле ветер к ним никакого отношения не имеет, и разрушение горных пород происходит под действием совершенно других причин.

Агенты и типы выветривания. Агентами выветривания называют определённые вещества, объекты и явления, воздействие которых на горные породы приводит к разрушению последних. К их числу относятся:

солнечная радиация; вода; атмосферные газы (в первую очередь свободный кислород); иные химические реагенты (кислоты, щелочи и т.д.); живые организмы; деятельность человека.



Разнообразие агентов выветривания дополняется тем, что многие из них могут воздействовать на горные породы различными способами. Так, вода может непосредственно растворять вещество горных пород, может вступать в реакции с различными минералами, может выступать как носитель растворённых в ней химических реагентов, может, замерзая в трещинах, оказывать на горные породы механическое воздействие. Растения также могут и воздействовать на горные породы механически (за счёт проникновения корней в трещины), и химически (выделяя в процессе своей жизнедеятельности различные химически агрессивные вещества).

Сочетание влияния различных агентов и способов их воздействия, в зависимости от местных условий, может быть очень разнообразным. В зависимости от набора агентов и характера воздействия, можно выделить три типа выветривания: физическое, химическое и органическое (биогенное). В реальных условиях географической оболочки Земли все три указанных типа почти всегда проявляются совместно, и на практике можно обычно говорить лишь о преобладании того или иного типа выветривания.

**2.1. Физическое выветривание.** Ведущий агент, вызывающий физическое выветривание – **солнечная радиация**. Основной фактор – температурные колебания, возникающие в результате её воздействия. При нагревании любая горная порода расширяется, при охлаждении – сжимается. Результатом является образование всё большего и большего числа трещин. В конце концов, изначально монолитная горная порода дезинтегрируется – распадается на обломки. С развитием процесса обломки становятся всё более мелкими. И лишь тогда, когда частицы становятся совсем мелкими (примерно песчаного размера) процесс затухает, так как перепады объёма при колебаниях температур становятся незначительными.

Дополнительное воздействие оказывает появление на скалах растений. Их корни проникают в образовавшиеся трещины и расширяют их, что ускоряет отрыв образующихся обломков друг от друга. В районах с холодным климатом действует ещё один фактор – проникновение в образующиеся трещины воды. При похолодании она замерзает. А так как образующийся в результате лёд имеет больший объём, это тоже способствует раскрытию трещин. В тех случаях, когда именно этот фактор становится ведущим, может быть выделен особый подтип – морозное выветривание.

Процессы физического выветривания горных пород распространяются на относительно небольшую глубину – до 20-30 метров. Это тот предел, до которого сказывается влияние температурных колебаний, как суточных, так и сезонных.

Процессы физического выветривания проявляются с различной интенсивностью в зависимости как от сочетания внешних условий, так и от особенностей состава и строения выветриваемых горных пород.

К числу внешних условий относятся:

**Климат.** Наиболее благоприятен для развития физического выветривания климат с резкими температурными контрастами, в особенности с большим суточными перепадами температур. Морозное выветривание вообще может проявляться лишь в соответствующих климатических зонах.

**Растительный покров.** Наличие растительного покрова предохраняет горные породы от воздействия прямых солнечных лучей и сглаживает температурные колебания. Поэтому наиболее интенсивно физическое выветривание будет идти в пустынях, слабее – в степных условиях, и в наименьшей мере – там, где развита густая древесная растительность.

**Рельеф.** При наличии склонов достаточной крутизны все продукты дезинтеграции практически сразу удаляются, и процессы выветривания быстрее развиваются вглубь.

### **Свойства горных пород, влияющих на темпы физического выветривания:**

**Особенности структуры.** Во-первых, влияет размер минеральных зёрен в породе. Чем они крупнее, тем значительнее колебания объёма каждого зерна. И тем быстрее будет идти дезинтеграция. Следовательно, более мелкозернистая порода будет при прочих равных условиях устойчивее к физическому выветриванию. Во-вторых, различным может быть характер соединения минеральных зёрен в породе – и, соответственно, более или менее прочной связь между ними.

**Минеральный состав.** Различные минералы имеют разный коэффициент температурного расширения. Чем он больше, тем менее устойчива горная порода к перепадам температуры. Существенное влияние оказывает и число видов породообразующих минералов в составе породы. Когда их несколько, величины изменения объёма у минерала каждого вида свои, что также ослабляет устойчивость. Поэтому мономинеральные горные породы в целом будут устойчивее полиминеральных.

**Окраска.** Более тёмная горная порода под воздействием солнечных лучей нагревается сильнее и подвержена большим колебаниям температуры и объёма. Так что при прочих равных условиях светлая горная порода будет более устойчива к физическому выветриванию, чем тёмная.

В целом, чем мельче и однороднее по составу обломки горной породы, тем выше их устойчивость к физическому выветриванию.

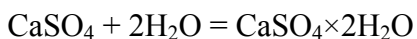
**2.2. Химическое выветривание** является результатом химических взаимодействий горных пород с атмосферными газами, водой и растворёнными в ней веществами. Ведущим фактором является воздействие на горные породы поверхностных и подземных вод, содержащих растворённые кислород и другие химически активные вещества.

При химическом выветривании осуществляются разнообразные типы химических реакций. Наиболее важную роль играют:

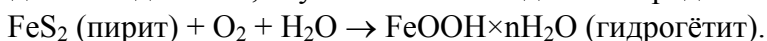
**Окисление** – образование кислородных соединений, переход **низковалентных закисных соединений в высоковалентные окисные.**

**Гидратация** – реакция присоединения молекулярной воды.

Примером может служить образование гипса за счёт его безводного аналога – ангидрита:



Примером сочетания обоих названных реакций может служить процесс окисления сульфидных соединений, неустойчивых в воднокислородной среде:



Гидролиз – обменное разложение вещества под влиянием гидролитической диссоциации воды, с образованием гидроксилсодержащих минералов. Этот процесс очень широко проявлен в условиях влажного умеренного климата и имеет важнейшее значение при химическом выветривании силикатных минералов, в том числе наиболее широко распространённых из них – полевых шпатов, в результате чего образуются глинистые минералы (например, каолинит). Одновременно, благодаря участию в процессе растворённого углекислого газа, образуются карбонатные соединения:



(ортоклаз)

(каолинит)

(опал)

В условиях более высоких температур процесс идёт дальше, до полного разложения алюмосиликатов на более простые гидроксидные соединения кремния и алюминия:



К числу более редких типов реакций, протекающих при химическом выветривании, относятся реакции дегидратации (потери молекулярной воды) и восстановления (перехода высоковалентных соединений в низковалентные). Первые могут осуществляться, когда выветривание протекает в крайне сухом климате, вторые – в условиях глеевой или сероводородной среды.

Составной частью процессов химического выветривания может являться растворение. Это происходит в тех случаях, когда в состав горных пород входят растворимые минералы – **хлоридные, сульфатные, карбонатные**.

**Карбонатизация** представляет собой реакцию ионов карбоната и бикарбоната с минералами, которая ведет к образованию карбонатов кальция, железа, магния и других. Большая часть известных нам карбонатов хорошо растворяется в воде и выносятся из зоны выветривания. Именно поэтому грунтовые воды в таких местах обладают высокой жесткостью.

На ход процессов химического выветривания существенное влияние оказывают условия среды, причём от них зависит не только интенсивность, но и направленность процессов (окисление или восстановление, гидратация или дегидратация и т.д.), а также степень изменения. Это позволяет по минеральному составу продуктов выветривания судить об условиях, в которых протекал процесс.

**Параметры климата (температура и влажность)** определяют интенсивность химического выветривания и степень разложения первичных минералов. Чем выше температура, тем выше и скорость большинства химических реакций, и растворимость большинства минеральных веществ. В результате процессы химического выветривания ускоряются. Некоторые химические реакции (например, упомянутое выше разложение глинистых минералов на гидрооксидные соединения) возможны только в условиях наиболее жаркого (экваториального и субэкваториального) климата. Более высокая влажность также благоприятствует химическому выветриванию, потому что именно вода является средой для подавляющего большинства реакций при этих процессах.

Химические параметры среды (кислотность-щёлочность, окислительно-восстановительный потенциал) также очень важны. Именно от них зависит, какие из химических реакций могут осуществиться.

Из свойств самих горных пород важны их минеральный состав и проницаемость для водных растворов. Минералы значительно отличаются друг от друга степенью устойчивости к химическому выветриванию. К числу наиболее неустойчивых минералов относятся сульфиды и магнетит, более устойчивы минералы класса силикатов (каждый – в своей степени), а наиболее распространённым из самых химически устойчивых минералов является кварц.

Проницаемость горной породы для водных растворов зависит от степени её трещиноватости, а также возможного наличия пор. Чем выше проницаемость, тем активнее проникают водные растворы, тем интенсивнее идут процессы выветривания.

#### **Стадии химического выветривания:**

**Химическое выветривание** носит стадийный характер. В разных условиях ход процесса может различаться, но наиболее характерная последовательность такова:

**Обломочная стадия** – образование тонкообломочных продуктов физического выветривания при незначительных химических изменениях.

**Стадия обызвесткованного элювия** – начальная стадия разложения силикатов и обогащения пород карбонатными соединениями.

**Глинистая стадия** – полное разложение первичных силикатов и образование глинистых минералов (максимальная в условиях умеренного климата).

**Латеритная стадия** – разложение глинистых минералов (достигается лишь в жарком и влажном климате).

**2.3. Органическое выветривание.** Горные породы на своих поверхностях содержат огромное количество микроорганизмов, играющих важную роль в процессах выветривания. На 1 г. выветрелой породы может приходиться до 1 млн. бактерий. Как только порода начинает выветриваться, на ней сразу же поселяются бактерии и сине-зеленые водоросли, затем лишайники и мхи, которые растворяют и разрушают поверхностный слой породы и после их отмирания на ней образуются углубления, ямки, борозды, заполненные сухой биомассой отмерших организмов.

**Биота**, поселившаяся на поверхности горных пород, извлекает из нее необходимые для жизни химические элементы - P, S, K, Ca, Mg, Na, B, Sr, Fe, Si, Al и др., что подтверждается их большим содержанием в золе растений, выросших на горных породах. Даже Si извлекаются из кристаллических решеток алюмосиликатов. Следовательно, организмы участвуют в разложении минералов. Однако, они и возвращают новые химические элементы в геологическую среду. Тем самым происходит круговорот веществ, обусловленный активностью биоты.

Следует отметить, что в процессах химического выветривания организмы участвуют и косвенным путем, выделяя, например, кислород при фотосинтезе, CO<sub>2</sub> при отмирании растений, провоцируя образование весьма агрессивных органических кислот, которые резко усиливают растворение и гидролиз минералов. Такое воздействие наиболее интенсивно происходит во влажном, тропическом климате, в густых болотистых лесах. Вода в подобных джунглях обладает кислой реакцией и активно растворяет горные породы, нарушая связи в кристаллической решетке минералов.

Земляные черви способны переработать до 5 т почвы на 1 га за 1 год. При этом поверхностные слои почвы обогащаются гумусом. Улитки высверливают глубокие ходы в карбонатных породах, а муравьи роют неглубокие, но многочисленные ходы, разрыхляя почву и способствуя проникновению в нее воздуха.

Т.о. механизм влияния живых организмов на процессы выветривания чрезвычайно многообразен. **Наиболее значимы следующие процессы:**

- воздействие на горные породы выделяемых растениями органических кислот;
- влияние выделительной деятельности животных;
- поглощение минеральных соединений непосредственно из горной породы и формирование за их счёт новых минеральных веществ (например, лишайники поселяются непосредственно на скалах, извлекают из них минеральные вещества и используют их для своего питания; после разложения их остатков формируются скопления мельчайших частиц глинистых минералов).

#### **Процессы выветривания и почвообразование.**

Значимость выветривания для формирования почв трудно переоценить. Если бы на Земле не было процессов выветривания – не было бы и такого важнейшего компонента биосферы, как почва.

**Почва** представляет собой самостоятельное, очень тонкое природное тело, созданное из почвообразующих пород при участии растительности, животного мира, климата и рельефа. Формирование почвы непосредственно за счёт неизменённой скальной породы невозможно. Сначала горная порода должна подвергнуться дезинтеграции, вплоть до формирования мелкозёма, и только этот материал уже может служить основой для возникновения хотя бы самых примитивных почв.

Ход формирования почв в современных скалистых пустынях описан А.И. Перельманом:

Начинается он с того, что поверхность скал покрывается лишайниками. Это приводит к углублению процессов выветривания.

Далее минерализация отмирающих лишайников создаёт первичный мелкозём, который сдувается ветром в трещины и постепенно накапливается в них.

Дальнейшее изменение этого мелкозёма при участии биогенных процессов создаёт первичную пустынную почву, на которой уже могут селиться высшие растения.

Продукты разрушения этих примитивных почв сносятся в понижения рельефа, в которых формируется уже более полный почвенный профиль аналогичного типа.

Там, где процессы выветривания идут более интенсивно и накапливаются в больших количествах, большее развитие получают и процессы почвообразования. Субстратом для почвообразования могут служить только рыхлые отложения (природные или техногенные), сформированные, в свою очередь, в результате перемещения продуктов выветривания. Таким образом, разрушение горных пород в процессах выветривания - обязательное предварительное условие для формирования почв любого типа.

### 3. Осадочные процессы

Три очередных звена из цикла экзогенных процессов – денудацию, транспортировку и седиментацию (осадконакопление) – будет целесообразно рассмотреть совместно, так как в природных обстановках все они наиболее тесно связаны между собой. Денудация (снос продуктов выветривания) одновременно является началом транспортировки этого же материала. А по ходу транспортировки некоторая часть переносимого материала всегда выпадает в осадок – и это уже процесс седиментации. Протекают перечисленные процессы благодаря действию различных агентов – поверхностных и подземных вод, движущегося льда, ветра, силы тяжести, и в разнообразных природных обстановках. Поэтому как сами рассматриваемые процессы, так и их результаты тоже весьма разнообразны.

А. Одним из ведущих агентов, обеспечивающих денудацию, транспортировку и седиментацию рыхлых продуктов выветривания, является ветер. Это, в частности, ведущий агент, удаляющий мелкообломочные продукты выветривания в местах отсутствия растительного покрова (пустыни, полупустыни, открытые берега крупных водоёмов). Ветер способен переносить большие массы этих продуктов на значительные расстояния и отлагать вдали от мест их образования.

Геологические процессы, связанные с деятельностью ветра, называются **эоловыми** (по имени греческого бога Эола – бога ветра).

Разрушительные процессы при эоловой деятельности усиливает часто сопровождает коррозия – разрушение скальных выходов переносимыми ветром песчинками. Коррозия может проявляться на высоте до 2 м от поверхности земли (поднять песок на большую высоту ветер, как правило, не способен). В результате коррозии формируются своеобразные формы микрорельефа – так называемые «эоловые грибы» и котлы выдувания. Первые образуются в результате обтачивания перемещаемыми песчинками оснований скал, имеющих высоту более 2 м. Нижняя часть такой скалы подвергается коррозии и становится со временем всё уже, а верхняя этого воздействия избегает, и её размеры существенно не изменяются. Котлы выдувания образуются там, где из-за сложной формы скал во время ветров возникают вихревые движения воздуха. Захваченные такими вихрями песчинки вытачивают в скалах округлые углубления. Иногда этот процесс может приводить к формированию сквозных отверстий.

В результате переноса и аккумуляции переносимого ветром материала формируются **барханы** – изогнутые в плане (подковообразные) **песчаные холмы**

Б. Поверхностные воды. Любые постоянные поверхностные воды (реки, озера, болота, моря) производят работу по разрушению горных пород и продуктов их выветривания.

Деятельность постоянных водных потоков называется эрозионной.

**Эрозия** – размыв рыхлого материала и скальных горных пород текучими водами. Эрозионную работу производит любой водоток. Но наиболее значимую эрозионную работу осуществляют постоянно действующие водные потоки – реки.

**Донная эрозия** развивается вглубь. В результате этого вида эрозии река врезается в подстилающие её отложения и горные породы, русло её углубляется.

**Боковая эрозия** развивается из-за того, что распределение скоростей течения в водном потоке никогда не бывает равномерным. Поэтому любая река подмывает поочерёдно то правый, то левый берег. Формируются поперечные изгибы русла – **меандры**.

Развитие меандра может привести к тому, что излучина становится очень протяжённой, а между её началом и окончанием остаётся узкая перемычка. В таких случаях во время паводка перемычка может разрушиться, и река на этом участке вновь спрямляет русло. «Потерянная» излучина обособляется от русла реки, и на её месте формируется удлинённое в плане озеро – старица.

Отложения, накапливающиеся в речных долинах в результате деятельности речных потоков, называются **аллювием**.

**Деятельность озёр** заключается в разрушении берегов, транспортировке и обработке поступающего с берегов и приносимого реками обломочного материала и в накоплении осадочного материала на дне озёрных котловин.

**Деятельность болот** заключается, главным образом, в накоплении специфических болотных отложений – торфа, который представляет собой продукт неполного разложения остатков болотных растений в условиях избыточной влажности и ограниченного доступа кислорода. Важной спецификой такого способа разложения является то, что при нём неуклонно повышается доля химических соединений с высоким содержанием углерода сравнительно с другими компонентами. Благодаря этому торф пригоден для использования в качестве топлива.

**Деятельность моря** чрезвычайно велика, так как подавляющее большинство отложений осадочного слоя земной коры образовались на его дне.

В береговой зоне активно проявляется разрушительная работа моря (**абразия**), производимая ветровыми волнами, цунами, приливно-отливными движениями воды. При достаточной крутизне берега и примыкающего подводного склона происходит интенсивное разрушение берега с образованием абразионного уступа, в основании которого располагается волноприбойная ниша. Этот уступ постепенно отступает от берега, оставляя за собой пляж и подводную террасу. По мере расширения пляжа и террасы интенсивность абразии снижается, и берег становится устойчивым.

Обломочный материал, образующийся при абразии и доставляемый в море реками, перераспределяется в прибрежной зоне моря, при этом он сортируется по крупности частиц, образуя гравийно-галечные, песчаные, алеврито-глинистые отложения. Этими отложениями характерны насыпные формы рельефа морских побережий - косы, стрелки, пересыпи, береговые и подводные валы.

**В. Геологическая деятельность подземных вод** заключается главным образом в процессах растворения ими вещества минералов и горных пород, его переноса в растворённой форме и переотложения. Кроме того, подземными водами могут переноситься и мелкие взвешенные частицы (глинистые, алевритовые).

Наиболее масштабные проявления геологической деятельности подземных вод связаны с карстовыми процессами. **Карстом** называется процесс растворения подземными водами горных пород, приводящий к формированию крупных пустот в их толще. Карстовые форма рельефа могут быть поверхностными, это **карстовые воронки** и подземные – **пещеры**.

Подвергаться практически полному растворению подземными водами способны горные породы трёх классов: **карбонатные, гипсовые и соляные**. Чаще всего карст проявляется в карбонатных породах, по причине их значительно более широкого распространения.

Г. **Временные потоки** отличаются от рек непостоянством, эпизодичностью своего функционирования. Такие потоки формируются после сильных дождей или во время таяния снега, и быстро прекращают своё существование. Различают два типа временных потоков: собственно водные потоки и грязевые потоки (сели). Отличие селей в том, что в составе такого потока существенная часть приходится на долю обломочных частиц (до 75% объёма потока). Соответственно, такой поток обладает многократно большей разрушительной силой. Условия для возникновения селей возникают обычно в горных районах после обильных дождей, особенно если склоны гор сложены рыхлыми, неустойчивыми грунтами.

В результате деятельности временных водных потоков формируется **пролювий**.

В результате деятельности временных потоков образуются такие формы рельефа как **промоина, овраг, конус выноса**.

Д. Основным содержанием склоновых геологических процессов является транспортировка материала вниз по склону под действием силы тяжести. В результате деятельности склоновых процессов формируются:

**делювий** – возникает за счет смывания частиц выветрелой породы струйками дождевой воды,

**коллювий** – возникает за счет обвально-осыпных явлений на склонах.

Е. Геологическая деятельность ледников сводится к ледниковой денудации, транспортировке и отложению перемещённого материала. Её основными результатами являются формирование характерных ледниковых отложений и форм рельефа (**кары, трого, ригели и т.д.**).

Транспортировка обломочного материала при ледниковом переносе может осуществляться как в толще, так и на поверхности движущейся ледяной массы. Переносится этот материал в составе **морен**.

**Морены** – скопления обломочного материала, переносимого и отлагаемого ледником.

В результате рассмотренных экзогенных процессов (выветривания, переноса, отложения, перекристаллизации осадка, его обезвоживания, уплотнения, образования новых минералов и цементации) происходит образование осадочных пород.

## Лекция 8

### ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ.

#### МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

План лекции:

Генетическая классификация горных пород

Магматические горные породы.

Классификация магматических горных пород.

Основные типы магматических горных пород

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

**Горные породы**, содержащие полезные компоненты, извлечение которых экономически целесообразно, называются полезными ископаемыми.

**Наука**, изучающая горные породы, называется петрографией (от греч. «петрос» – камень). Это наука о минералогическом и химическом составе, структурах и текстурах, условиях залегания и закономерностях распространения, происхождении и изменениям горных пород.

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

Каждая горная порода характеризуется химическим и минералогическим составом.

Химический состав выражается в процентных соотношениях главных оксидов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др. – это **петрогенные** элементы, которые составляют 96-97% от объема породы. Остальные 3-4% составляют элементы-примеси.

При одном и том же химическом составе горные породы могут иметь различный минералогический состав. В связи с этим решающую роль при определении горной породы имеет ее минеральный состав.

По минеральному составу горные породы бывают **мономинеральными** (по греч. «моно» – один), если они состоят преимущественно из одного **минерала** (**кварцит, известняк, лабродорит, каменная соль и др.**), и **полиминеральными** (по греч. «поли» – много), если состоят из нескольких минералов (**гранит, гнейс, конгломерат и др.**).

В обоих случаях различают главные порообразующие минералы, составляющие более 5% объема породы, и второстепенные, или акцессорные, минералы, слагающие менее 5% ее объема. Главные порообразующие минералы определяют тип горной породы, наличие или отсутствие акцессорных минералов является в ряде случаев важной характеристикой, но не влияет на название горной породы.

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

Строение горной породы определяется структурой и текстурой.

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

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



## 1. Генетическая классификация горных пород

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

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

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

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

## 2. Магматические горные породы

**Магматические породы** образуются в результате кристаллизации и затвердевания магмы на глубине или лавы на земной поверхности при вулканических извержениях. Магматические породы также называют изверженными или .

Застывшая на глубине магма образует интрузивные (от лат. «интрузио» — внедрение) или внедрившиеся тела (**интрузивы, плутоны**).

Горные породы, образованные на поверхности земли в результате излияния лав, называют **эффузивными** или излившимися, породами (от лат. «эффузио» — излияние).

По глубине застывания интрузивные породы делятся на **глубинные** и **полуглубинные**.

**Глубинные, или абиссальные** (от греч. «абиссос» — бездонный) породы формируются на больших глубинах (более 7 км), в условиях длительно сохраняющихся высоких температур и давлений и характеризуются полной раскристаллизацией магматического расплава.

**Полуглубинные (гипабиссальные)** горные породы, затвердевшие на средних и небольших глубинах (3-7 км), по условиям образования являются промежуточными между глубинными интрузивными и эффузивными. Температура и давление магмы на разных глубинах меняются по-разному, и могут возникать как полно-, так и неполнокристаллические породы.

### 2.1. Классификация магматических горных пород

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

Химический анализ магматических горных пород показывает, что они состоят в основном из восьми оксидов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . В значительно меньших количествах присутствуют  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и некоторые другие. Из главных оксидов только  $\text{SiO}_2$  присутствует во всех магматических породах в значительных количествах. Оксид  $\text{SiO}_2$  и принят за основу химической классификации изверженных горных пород.

По содержанию кремнезема (оксида  $\text{SiO}_2$ ) магматические породы подразделяются на четыре группы:

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

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

**Минералами** — показателями степени кислотности являются **кварц и оливин**. **Кислые породы** отличаются значительным содержанием кварца. Для основных и ультраосновных пород характерен оливин, а кварц может встречаться только как

второстепенный (менее 5%) минерал и микроскопически обычно не виден. Средние по степени кислотности породы, занимая промежуточное положение и по минералогическому составу, являются переходными между кислыми и основными породами.

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

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

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

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

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

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

## 2.2. Основные типы магматических горных пород

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

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

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

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

Среди них по составу полевых шпатов выделяют плагиоклаз — **ортоклазовые** (группа гранита – липарита) и существенно **плагиоклазовые** — группа гранодиорита - дацита.

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

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

Цветные силикаты составляют 5-10%, но количество их может увеличиваться до 20%. В зависимости от цветных силикатов различают граниты биотитовые, двуслюдяные, роговообманковые и др. Полнокристаллические структуры гранитов могут быть равно- и

неравнокристаллическими. Довольно характерной является порфириовидная структура. Среди равнокристаллических структур развиты разности от мелко- до крупнокристаллических.

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

**Риолиты** — излившийся аналог гранитов неполнокристаллической порфириовой или афировой и стекловатой структуры. В риолитах с порфириовой структурой вкрапленники представлены кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Все три минерала могут присутствовать в равных количествах. Более редко среди вкрапленников появляются биотит и роговая обманка.

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

Граниты рапакиви отличаются крупными, в 5-10 см, округлыми выделениями красного калинатрового полевого шпата с каймой серого плагиоклаза.

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

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

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

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

#### **Магматические породы среднего состава [SiO<sub>2</sub>= 64-53 %]**

Средние породы по распространению уступают основным и кислым. Занимая положение между кислыми и основными, средние породы имеют переходный минеральный состав. С основными породами их сближает довольно большое количество железисто-магнезиальных силикатов (в среднем 35 %), а с кислыми — появление кварца.

По сумме щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) средние породы относятся к известково-щелочному, субщелочному и щелочному рядам.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**Фонолиты** — эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов, развиты ограниченно.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Среди гипабиссальных пород основного состава развиты полно-, чаще мелко- и скрытокристаллические и порфировидные разности, а также неполнокристаллические, как афировые, так и порфиновые. Полуглубинные основные породы, по условиям образования часто связанные либо с плутоническими, либо с вулканическими комплексами, имеют близкий с ними химический состав, темно-серый или черный цвет и отличаются по структуре. Афанитовые разности называются микрогаббро, габбро-порфиритами, характеризуются наличием более крупных кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов в скрыто- или мелкокристаллической массе.

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

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

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

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

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

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

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

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

**Пикриты** — эффузивные аналоги перидотитов, в природе встречаются редко.

**Эффузивные ультраосновные породы.** Это породы семейства пикритов, среди которых выделяют меймечиты, пикриты и коматииты. Ранее считалось, что вулканических пород ультраосновного состава не существует. Тем не менее, в 60-70-е гг. на севере Сибирской платформы были найдены меймечиты, в Южной Африке и Австралии - коматииты. Они характеризуются составами аналогичными перидотитам, но несут черты вулканогенного генезиса - имеют порфиновые структуры, неоднородные текстуры (пористые, миндалекаменные и др.). Эффузивные породы ультраосновного состава определяются с большим трудом, т.к. обычно они превращены в серпентиниты и признаки их вулканогенного генезиса часто стерты наложенными процессами.

**Пикриты** - с выветрелой поверхности обычно имеют темно-бурую окраску, а в свежем изломе - темно-зеленые, почти черные. Текстуры - массивная, реже флюидально-директивная и миндалекаменная. Как правило, пикриты имеют зернистое строение (афировые разности редки). Для коренных выходов пикритов характерна шаровая или глыбовая отдельность, а в элювии - их наблюдают в виде обломков эллипсоидной или паровой формы. Пикриты залегают в виде лавовых потоков или гипабиссальных тел.

**Меймечиты** - порфировидные или порфиновые породы. Цвет - буровато-серый до черного на фоне которого почти постоянно присутствуют вкрапленники желтовато-зеленого оливина и миндалинами темно-зеленого серпентина. Текстура преимущественно массивная, в дайках иногда полосчатая. Эти породы широко распространены на севере Красноярского края (Маймеча-Котуйская провинция).

**Коматииты** в целом аналогичны пикритам. Главный критерий отнесения ультраосновной вулканической породы к коматииту - проявление «спинифекс-структуры» - длинновытянутые кристаллы оливина или пироксенов на фоне стекловатой массы.

С ультраосновными породами связаны месторождения хрома, никеля, элементов платиновой группы, золота, талька, асбеста.

#### **Пирокластические породы**

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

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

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

По химическому составу пирокластические породы классифицируются так же, как лавы, по содержанию окисла  $\text{SiO}_2$  на кислые, средние, основные и ультраосновные.

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

## Лекция 9

### ОСАДОЧНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

План лекции:

1. Осадочные горные породы.  
обломочные породы;  
хемогенные и органогенные породы.
2. Метаморфические горные породы.  
особенности метаморфических пород;  
классификация метаморфических пород.

#### 1. Осадочные горные породы.

Осадочные породы образуются на поверхности Земли за счет физического, химического разрушения любых других пород, а также в результате жизнедеятельности организмов при осаждении из воздушной или водной среды материала любого происхождения, залегающего в форме геологических тел. На поверхности земли осадочные породы являются самыми распространенными, но в глубину земной коры они простираются очень незначительно - на несколько сот метров. Только в прогибах земной коры осадочные породы скапливаются в более мощные массы, достигающие мощности 10-15 км.

Образование осадков, а затем и осадочных пород может идти различными способами:

1. **Осаждение обломочного материала**, представляющего твердые частицы, возникающие при механическом разрушении более древних пород, а также рыхлые продукты вулканических извержений, происходит под действием силы тяжести.

2. **Осаждение растворенного материала**, возникшего в результате химического выветривания ил, приносимого минерализованными водами происходит химическим путем из сильно перенасыщенных растворов, либо при участии организмов, в т.ч. и бактерий.

3. **Образование осадочных пород в процессе жизнедеятельности организмов** обычно связано с накоплением в их тканях и скелетах веществ, находящихся в воде в малых количествах. В условиях суши сами организмы (обычно растения) служат источником органического вещества.

Характерными особенностями осадочных пород являются **формы их залегания**, зависимость их состава и свойств от климатических условий, содержание остатков растительных и животных организмов, рыхлость, сыпучесть, и в связи с этим - большая подвижность несцементированных пород.

**Форма залегания определяется условиями образования.** Например, озерные отложения чаще всего залегают в форме линз, морские отложения чаще всего имеют форму выдержанных пластов. Наиболее распространена пластовая форма. Пластами или слоями называются тела, однородные по своему петрографическому составу, четко отграниченные почти параллельными плоскостями от других отложений и имеющие мощность в сотни раз меньшую, чем их протяженность. Другой характерной особенностью залегания являются линзы. Это уплощенные, чечевицеобразные тела, быстро выклинивающиеся по всем направлениям и имеющие небольшую мощность по сравнению с их протяженностью. Другие формы залегания осадочных пород встречаются редко.

Большинство осадочных пород проходит две фазы своего состояния: **рыхлую**, в какой их называют осадками, и **твердую** – когда осадок превращается в твердую горную породу. Для рыхлых осадков характерно несвязанное состояние слагающих их



частиц и большое количество пор. **Пористость** присуща и твердым осадочным породам, но в меньшей степени, чем у рыхлых пород.

Следующим отличительным признаком осадочных пород является **слоистость**, свойственная большинству, как рыхлых осадков, так и твердых осадочных пород. Под **слоистостью** обозначается свойство осадочных пород располагаться почти параллельными слоями.

Различают **несколько видов слоистости: горизонтальную или нормальную** слоистость, **косую, диагональную** и др. У некоторых пород слоистость может отсутствовать, например, в лессе, морене, рифовых известняках.

Толщина слоев бывает различна: от толщины листа бумаги до нескольких метров. Толстые слои или несколько однородных слоев, соединенных в группы и протягивающихся на значительные расстояния, называются **пластом**. Пласт, суживающийся на своих концах, именуется линзой. Все пласты, однородные по составу, составляют толщу. Толщина слоя, пласта или толщи называется **мощностью**.

В осадочных породах может встречаться множество минералов. Но слагаются они в основном минералами, устойчивыми в экзогенных условиях. Минералы осадочных пород можно разделить на две группы - **аллотигенные** (обломочные, кластогенные), т.е. образовавшиеся в результате разрушения исходных горных пород и **аутигенные** – образовавшиеся в осадке или породе под воздействием различных процессов.

**Исходные** горные породы сложены минералами, которые обладают разной устойчивостью к химическому и механическому выветриванию:

**крайне устойчивыми** минералами являются кварц и мусковит;

**весьма устойчивыми** – гранат, ортоклаз, микроклин, хлорит, ставролит;

**устойчивыми** – андезин, эпидот, олигоклаз, биотит, альбит, апатит;

**умеренно устойчивыми** – лабрадор, гипс, моноклинные пироксены, роговая обманка, цоизит (минерал группы эпидота),

**неустойчивыми** – оливин, глауконит, пирит, ромбические пироксены, анортит, актинолит, битовнит, сульфиды.

Под **структурой** осадочной породы понимается строение пород, обусловленное формой, размерами и взаимоотношением компонентов, слагающих породу. Классификация структур осадочных пород основана на генетической основе, поэтому выделяются обломочные, хемогенные и биогенные структуры. Поэтому, структуры осадочных пород мы рассмотрим при изучении этих трех генетических типов.

**Текстура осадочных пород** – особенность пространственного расположения компонентов породы. Выделяют два главных типа текстур – **внутрипластовые** и **поверхностные**. Рассмотрим некоторые характерные для осадочных пород текстуры. По мере описания отдельных осадочных пород будут рассмотрены так же и другие текстуры. В осадочных породах встречаются и массивные и пористые текстуры.

Единой классификации осадочных горных пород нет. В основу используемой в данном случае классификации осадочных пород положено деление по происхождению на три большие группы:

**обломочные (кластогенные)** – образовавшиеся из скопления обломков других пород, куда можно отнести и вулканогенно-обломочные (пирокластические), образовавшиеся при осаждении продуктов извержений вулканов, и глинистые породы (переходные к хемогенным);

**химические (хемогенные)** – возникшие в результате выпадения осадков из воды или из других растворов;

**органогенные** – произошедшие из скопления остатков животных и растений. Каждая из этих групп распадается на более мелкие подгруппы и породы по отдельным частным признакам.

1.1. **Обломочные (кластогенные)** породы образуются в результате накопления и литификации обломков горных пород, осаждения продуктов вулканических извержений (вулканогенно-обломочные). Обломочные породы формировались во все геологические эпохи и географически повсеместно.

Обломочные породы распадаются по величине слагающих их зерен на:

**Псефиты** или крупнообломочные породы (валуны, галька, конгломерат) с размерами обломков 2-1000 мм.

**Псаммиты** или песчаные (рыхлые песок, песчаник) - 2-0,01 мм.

**Алевриты** (лесс) - 0,1-0,01 мм.

**Пелиты** или глинистые (суглинок, глины, глинистые сланец) - 0,01-0,001 мм.

По минеральному составу принято выделять **мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые** обломочные породы.

**Мономиктовые** – состоят на 90% из обломков одного минерала или породы (обычно это кварцевые пески и песчаники);

**олигомиктовые** – сложены обломками двух различных минералов или пород, или одного минерала и одной породы;

**полимиктовые** – породы слагаются обломками различных минералов и пород.

**Крупнообломочные породы – псефиты** представляют собой рыхлые (валуны, гальки, гравий, щебень) продукты физического выветривания. Они могут состоять из обломков пород разного состава, скреплены железистым, кремнистым, известковым или песчаным цементом. Текстуры – слоистые или массивные. Галечники и конгломераты могут быть морскими, речными, озерными, ледниковыми. Наилучшая сортировка и окатанность материала характерна для морского типа, хуже проявляется в речных и озерных образованиях, а ледниковые – вообще не имеют сортировки и характеризуются большой неоднородностью состава.

**Брекчии** распространены меньше, чем конгломераты. Они состоят из сцементированных угловатых обломков и более однородны по составу. В зависимости от происхождения обломочные брекчии и щебневые отложения выделяются: наземные (осыпей, обвалов), озерные, морские, ледниковые, тектонические брекчии, брекчии химических процессов (карстовые, обрушения, разложения и растворения, перекристаллизации и др.).

**Песчаные породы – псаммиты.**

К ним относятся **пески и песчаники**, которые в зависимости от крупности частиц подразделяются на ряд разновидностей. Они или целиком сложены обломочным материалом (пески) или в них присутствует в небольших количествах цемент – песчаники.

По происхождению пески и песчаники могут быть морскими, озерными, речными, водно-ледниковыми и эоловыми.

**Алевриты и алевролиты.**

**Алевритовые** породы очень сходны с песчаными. Основные различия заключаются в меньшем размере зерен и в несколько ином минеральном составе. В них практически нет обломков пород, но в больших количествах содержатся слюды и глинистые минералы. Малые размеры частиц (0,1 -0,01 мм) обуславливают их перенос во взвешенном состоянии водой и ветром и, поэтому окатывания их практически не происходит.

Типичные представители рыхлых алевритовых образований – **лесс и водные илы**, сцементированных – **алевролиты**.

**Алевролиты** – плотные сцементированные породы самой различной окраски. Характерна тонкая горизонтальная, реже иная слоистость и плитчатая отдельность. Это образования более древних геологических эпох. Наиболее прочные разности используются как строительный материал.

### **Глинистые породы.**

По составу и происхождению это образования, переходные от собственно обломочных к хемогенным породам. Особые свойства пород этой группы обусловлены присутствием больших количеств глинистых минералов – каолина, монтмориллониты, гидрослюд. Структуры глинистых пород – пелитовые, алевропелитовые. В зависимости от расположения и формы частей выделяют ориентированные (микрослоистые, сланцеватые) и неориентированные – беспорядочно-зернистые, волокнистые и др. Текстуры глинистых пород – слоистые (чаще горизонтально-слоистые), пятнистые, сетчатые и др.

К глинистым породам относятся **глины, аргиллиты и глинистые сланцы**. По объему они занимают более половины всех осадочных пород. Классификация их основана на физических свойствах, составе, происхождении.

**Глины** – связанные, но не окаменевшие породы, частицы которых удерживаются в куске межмолекулярными силами и силами сцепления. Они обладают высокой пористостью (до 50-60%), жадно поглощают воду, увеличиваясь в объеме (до 45%), пластичностью (с водой образуют вязкое тесто, принимающую любую форму, сохраняя ее при высыхании), связующей способностью (не теряя пластичности, удерживают непластичные вещества), огнеупорностью, кислотоупорностью и другими практически важными качествами. Температура плавления многих глин выше 1700°C.

**Аргиллиты и глинистые сланцы** – окаменевшие или слабометаморфизованные глины, имеющие малую пористость, не размокающие в воде, потерявшие пластичность. Окраска их может быть самой различной. Часто наблюдается тонкая слоистость, а в сланцевых аргиллитах - отдельность, параллельная слоистости.

### **1.2. Хемогенные и органогенные (биогенные) породы**

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

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

Структуры пород хемогенных пород подразделяются по величине зерен на

**крупнокристаллические (более 1,0 мм),**

**среднекристаллические (1,0-0,1 мм),**

**скрыто-кристаллические (0,1-0,01 мм),**

**пелитоморфные ( менее 0,01 мм).**

**Органогенные породы**, если они сложены из хорошо сохранившихся организмов, имеют биоморфную структуру, а если представлены обломками скелетных образований животных или растительных организмов, то структура носит название **детритовая**.

Классификация хемогенных и органогенных пород производится по химическому составу слагающих их минералов.

Выделяются следующие химико-минералогические классы пород:

**карбонатные;**

**кремнистые;**

**галоидные и сульфатные;**

**железистые;**

**фосфатные;**

**каустобиолиты.**

**Карбонатные породы.** Из карбонатных пород наиболее широко распространены известняки — породы, состоящие в основном (более 70%) из кальцита  $\text{CaCO}_3$  с примесью глинистых, алевроитовых и песчаных частиц. При реакции с соляной кислотой известняки бурно «вскипают». Известняки обычно окрашены в светлые тона: светло-серый, светло-

желтый, но из-за примесей окраска может быть различной — темно-серой и даже черной. Образуются главным образом в морях и океанах, реже в озерах.

По происхождению известняки различают в основном биогенные (органогенные) и хемогенные.

**Органогенные известняки** состоят преимущественно из карбонатных скелетных остатков животных (зоогенные известняки) и растительных организмов (фитогенные известняки). По преобладающим в породе организмам известняки получают название: коралловые, мшанковые, брахиоподовые, нуммулитовые, криноидные и т.п.

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

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

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

**Доломиты** — это карбонатная порода, состоящая преимущественно из минерала того же названия —  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Чистые доломиты встречаются редко. Обычно наблюдаются переходные разновидности пород от известняка к доломиту. Пылеватая разновидность доломита называется **доломитовой мукой**. Окраска доломитов, как и известняков, разнообразна и зависит от примесей.

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

### **Кремнистые породы**

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

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

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

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

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

При ударе твердая опока колется со звенящим звуком на остроугольные обломки, обладающие раковистым изломом. Опоки, как и трепел, состоят из микроскопических

зернышек опала, частично раскристаллизованных, и небольшого количества кремневых скелетов организмов, сцементированных кремнистым веществом.

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

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

**Глиноземистые породы – аллиты.** К аллитам относятся латериты и бокситы.

**Латериты** – поверхностные образования, возникшие в результате глубокого физического и химического выветривания кристаллических богатых полевыми шпатами пород в условиях жаркого и влажного климата. Таким образом, они представляют собой остаточные продукты выветривания, образующие латеритные коры выветривания.

Внешне они похожи на глины, но, размокая, не обладают пластичностью. Это могут быть и рыхлые землистые массы и относительно твердые породы, легко режущиеся ножом.

**Бокситы** – нередко схожи с латеритами, имеют такой же землистый облик, но чаще проявляют оолитовое и пизолитовое строение, а иногда макроскопически похожи на аргиллиты, яшмы и даже железные руды.

Окраска латеритов и бокситов весьма разнообразна – красная, красно-бурая, лиловая, реже белая, серая, зеленовато-серая и др. Структуры их обычно землистые, пористые, кавернозные, оолитовые, бобовые, конкреционные, неразличимозернистые и брекчиевидные.

**Главные минералы** – диаспор, бемит, гидраргиллит со значительной примесью гидроокислов железа, а также остаточного кварца, опала, халцедона, глинистых и некоторых других минералов.

**Железистые породы.** К ним относятся железные руды осадочного происхождения – окисные, карбонатные, силикатные, а также россыпи песков, богатые железистыми минералами. Они залегают в виде пластов, линз, гнезд. Главные минералы – лимонит, гетит, гематит, сидерит, сульфиды железа. Примеси и второстепенные минералы – гидроокислы марганца, хлориты, кварц, полевые шпаты. Окраска их может быть различной – бурой, красно-бурой, красной (окисные руды), зеленовато-серой (силикатно-карбонатные руды), серой до почти черной (сидеритовые руды).

Структуры и текстуры железистых пород разнообразны – землистые, оолитовые, бобовые, конкреционные, нередко натечные агрегаты с неразличимозернистым строением, часто наблюдается пористость и кавернозность и т.п.

**Марганцевые породы** – более редкие, чем железистые. Главные минералы – манганит, пиролюзит, псиломелан. Часты примеси опала, халцедона, гидроокислов железа, глинистых минералов, кальцита и др. Цвет – черный, эти породы очень маркие.

**Фосфатные породы** (фосфориты). Обычно к этой группе относятся породы, содержащие не менее 10% фосфорного ангидрида.

Главные минералы – гидроксил-, карбонатапатит и некоторые более редкие фосфорные минералы, которые макроскопически неопределимы. Кроме фосфатов кальция в состав входят нефосфатные минералы: основные – доломит, кальцит, кварц, халцедон, глауконит; второстепенные – глинистые, алюмосиликатные, железистые минералы (пирит, гидроксиды железа), органическое вещество. В ещё более низких концентрациях присутствуют уран, редкоземельные элементы (лантаноиды цериевой группы), стронций, реже примеси РЬ, V, Sc, Zr, Se и др.

Окраска разнообразна – белая, серая, темно-серая, зеленовато-серая и даже черная. Внешне они похожи на обычные обломочные породы и наличие фосфора определяется смачиванием породы раствором молибденовокислого аммония с крепкой серной кислотой.

Текстуры и структуры разнообразны – слоистые, конкреционные, желваковые, оолитовые, брекчиевидные, кристаллические или органогенные.

Наиболее распространёнными формами нахождения фосфатного вещества являются микроконкреции (зёрна, оолиты, сферолиты), желваки.

**Солевые породы** (соли) - химические осадочные породы, встречающиеся и в ископаемом состоянии, и в виде современных осадков лагун и озер. Часто их называют эвапоритами. Сложены они легко растворимыми минералами, выпадающими в осадок в результате выпаривания и сильной концентрации (пресыщенности) растворов. Это в большинстве своем хлориды и сульфаты натрия, калия, магния, кальция, некоторые нитраты и редкие бораты. Важнейшие минералы – галит, гипс, ангидрит, сильвин, карналлит, мирабилит и некоторые другие.

В силу большой гигроскопичности поверхность упомянутых пород влажная с жирным блеском. Структура – кристаллическая различной зернистости, текстура – пятнистая, массивная, слоистая и др.

**Гипс и ангидрит** образуют пласты, линзы, прослой, нередко значительной мощности. Породы зернистые, разной крупности, иногда имеют поперечно-волокнистое строение («селенит» – разновидность гипса). Окраска – весьма разнообразная – белая, серая, желтая, розовая, красная, голубая и даже черная.

**Каустобиолиты** (углеводороды) - в переводе с греческого языка «горючие камни». Образуются из остатков растительных и животных организмов под влиянием биохимических, химических и геологических факторов. Породы обладают горючими свойствами. К группе каустобиолитов относятся следующие породы:

**Торф** – представляет собой скопление растительных остатков разной степени разложения и гелификации, сложение его волокнистое, землистое, цвет - бурый. Обычно содержит терригенные примеси и минеральные новообразования, содержание углерода - 35-40%.

**Бурый уголь** – плотная темно-бурая или черная порода с землистым или раковистым изломом, матовым блеском, содержание углерода до 70%.

**Каменный уголь** – черная плотная порода с раковистым изломом, содержание углерода до 80%.

**Антрацит** – очень твердая плотная порода с сильным полуметаллическим блеском, в отличие от предыдущих разновидностей углей не пачкает руки.

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

## 2. Метаморфические породы

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

### 2.1. Особенности метаморфических пород

По интенсивности метаморфических преобразований породы разделяются на **слабо измененные (метаморфизованные)**, сохранившие реликты состава и структуры исходного материала и **глубоко преобразованные (метаморфические)**, первоначальная природа которых полностью утрачена. Между ними наблюдаются постепенные переходы.

Основными факторами метаморфизма являются температура, давление (литостатическое и одностороннее) и химически активные вещества (растворы и газы). Существенное значение имеют также состав и строение исходных пород, длительность процесса изменения, геологические условия метаморфизма. Метаморфические процессы могут происходить либо изохимически без существенного изменения валового химического состава метаморфизируемой породы, либо аллохимически - со значительным изменением состава последней вследствие привноса и выноса вещества. Изменениям подвергаются породы любого состава и генезиса.

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

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

Минералы, широко распространенные как в метаморфических, так и в магматических породах (полевые шпаты, кварц, слюды, роговая обманка, большинство пироксенов, оливин, магнетит и др.).

Минералы, типичные для осадочных пород (кальцит, доломит).

Минералы, которые встречаются в магматических породах в качестве вторичных, а также слагают типичные метаморфические породы (серпентин, хлорит, актинолит, серицит, тальк и др.).

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

Структуры метаморфических пород в большинстве своем кристаллические. Процесс перекристаллизации пород при метаморфизме называется кристаллобластезом, а минеральные зерна, образующиеся в результате такого процесса, — кристаллобластами. Поэтому для зернистых метаморфических пород, сложенных более или менее изометричными зернами характерна гранобластовая структура. Для пород, состоящих преимущественно из чешуйчатых или листоватых минералов — лепидобластовая структура, а для сложенных игольчатыми или волокнистыми минералами — нематобластовая.

При наличии относительно крупных зерен (порфиробластов) на фоне более мелкозернистой основной массы структура породы называется **порфиробластовой**.

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

Для пород, не претерпевших глубоких изменений, в которых наряду с новыми структурами сохранились элементы структур исходных пород характерны реликтовые.

По взаимному расположению и форме зерен выделяются следующие текстуры метаморфических пород: сланцеватая текстура (параллельное расположением

чешуйчатых и листоватых минералов, гнейсовая (обусловлена параллельной ориентировкой таблитчатых или вытянутых зерен минералов), полосчатая (чередование полос различного состава и структуры), пятнистая (неравномерное, гнездовое распределением минералов), волокнистая (вытянутые примерно в одном направлении волокнистые и игольчатые минералы), очковая (рассеянные в породе более крупные овальные зерна, «очки»), плейчатая (присутствие в породе очень мелких складок). В случае прочного однородного сложения породы текстура называется массивной.

## 2.2. Классификация метаморфических пород

С учетом геологических условий и преобладания тех или иных факторов преобразования пород выделяются следующие основные типы метаморфизма: региональный, динамометаморфизм, контактовый, ультраметаморфизм, метасоматоз. Для каждого типа характерны свои породы.

**Региональный метаморфизм** — широкомасштабный процесс, охватывающий огромные территории в пределах подвижных поясов земной коры. Главными его факторами являются температура и давление, а также воздействие воды и уголекислоты, содержащихся в исходных породах и способствующих ходу химических реакций. Преобразование горных пород сопровождается перекристаллизацией и развитием новых минералов в условиях расплющивания и пластического течения вещества, что приводит к появлению характерного параллельного расположения минеральных зерен.

Наиболее распространенными породами регионального метаморфизма являются сланцы. Эти породы состоят из низкотемпературных минералов (таких как хлорит, актинолит, серицит, серпентин, эпидот, мусковит, альбит, кварц, ставролит), обладают сланцеватой текстурой, лепидобластовой или лепидогранобластовой структурой; в них часто сохраняются реликтовые структуры. В зависимости от минерального состава выделяют глинистые, хлоритовые, кварц-серицитовые, тальковые, слюдяные и др. Они залегают в форме слоев, линз и слоистых толщ, обычно интенсивно деформированных, смятых в сложные складки.

**Гнейсы** — состоят из полевых шпатов, слюд, кварца, граната, структура часто мелко- или среднезернистая, текстура очковая или гнейсовая. Внешне часто напоминают граниты, отличаясь от них параллельной ориентировкой слюды.

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

**Динамометаморфизм** заключается в дроблении горных пород без существенной их перекристаллизации. По степени раздробленности среди продуктов динамометаморфизма выделяют тектонические брекчии, катаклазиты и милониты.

Тектонические брекчии образованы угловатыми или линзовидными обломками пород самой различной величины, между которыми находится небольшое количество мелкодробленого материала тех же пород. Структура тектонических брекчий — брекчиевидная, текстура беспорядочная. Характерны отсутствие слоистости и однообразие состава обломков.

**Катаклазиты** состоят из более мелких угловатых обломков, сцементированных тонкоперетертым материалом этой же породы.

**Милониты** — перетертые и развальцованные породы с полосчатой текстурой, обусловленной наличием тонких слоев линзовидных обособлений менее раздробленного материала в тонкоперетертой массе.

Контактовый метаморфизм проявляется в связи с внедрением в относительно холодные горные породы горячих масс магматических расплавов.

Основными продуктами контактового метаморфизма являются:

**Роговики** — плотные и крепкие тонкозернистые породы с гранобластовой (роговиковой) структурой и массивной, реже пятнистой текстурой. Иногда сохраняется



полосчатая реликтовая текстура. При раскалывании роговики образуют обломки с раковистым изломом и режущими краями. В результате перекристаллизации песчано-глинистых и кварц-полевошпатовых пород образуются биотитовые роговики, состоящие в основном из биотита, кварца и плагиоклаза. Магматические породы основного и среднего состава преобразуются в роговообманковые (роговая обманка, плагиоклаз) или в пироксеновые (гиперстен, диопсид, плагиоклаз) роговики. Карбонатные породы превращаются в известково-силикатные роговики, содержащие гранат, пироксен, волластонит, кальцит, тремолит, плагиоклаз. Цвет роговиков определяется окраской господствующих минералов. Обычно они серые, черные или темно-зеленые.

**Мраморы** – мономинеральные породы карбонатного состава, бурно реагируют с соляной кислотой, структура всегда гранобластовая, текстура массивная, пятнисто-полосчатая. Окраска белая, серая, розовая, чёрная и др.

**Кварциты** – мономинеральные породы кремнистого состава, плотные, твёрдые, текстура массивная, структура гранобластовая. Преобладают светлые тона окраски. Железистые кварциты - важная руда на железо.

Основными типами пород, возникающими при ультраметаморфизме, являются **мигматиты**. Они образуются из **мигмы** – силикатного расплава с большим содержанием недоплавленной кристаллической фазы. Представляют собой неоднородные по составу породы с полосчатой текстурой. В зависимости от степени переработки субстрата и характера текстурного рисунка, выделяют морфологические типы мигматитов: полосчатые, ветвистые, сетчатые, глыбовые, плейчатые мигматиты.

Наиболее важными в практическом отношении метаморфическими породами являются **метасоматиты**. Они образуются аллохимически в результате реакции замещения минералов в твердом состоянии за счет флюидов, растворяющих и выносящих одни химические элементы и приносящих и отлагающих другие. С метасоматитами связаны концентрации многих редких элементов. Классификация метасоматитов сложна, наиболее типичные породы: скарны, грейзены, серпентиниты.

**Скарны** образуются на контакте интрузий и карбонатных толщ под действием постмагматических флюидов и растворов. Текстуры массивные, полосчатые, пятнистые, структуры нематогранобластовые. В составе пород преобладают пироксены, гранат, они часто содержат кальцит, рудные минералы, имеющие важное промышленное значение, например, полиметаллические руды, руды на медь, железо, молибден, вольфрам, олово.

**Грейзены** — крупнокристаллические светло-серые породы, состоящие из кварца и светлой слюды (мусковита или лепидолита). В качестве существенной составной части могут присутствовать топаз, турмалин, апатит, флюорит; рудные минералы — касситерит, вольфрамит, молибденит, пирит, арсенопирит и др. Структура пород лепидогранобластовая. Часто наблюдаются псевдоморфозы мусковита, кварца, турмалина и других минералов по полевым шпатам. Текстура массивная. Грейзены образуют жилы под влиянием горячих газожидких растворов (флюидов), которые мигрируют в трещинах массивов кислых магматических пород плутонического происхождения, могут накладываться на скарны и другие метасоматические породы.

**Серпентиниты** – класс пород, образованный под влиянием флюидов на отряд ультраосновных пород, содержащих оливин. Серпентинит состоит из минерала серпентина с примесью магнетита и хлорита, которые образуют микрочешуйчатую тёмно-зелёную массу с пестрыми пятнами, часто содержит прожилки волокнистого хризотил-асбеста.

**Ударный метаморфизм** – процесс образования пород при соударении метеорита с земной поверхностью. Породы называются коптогенными или импактитами. Названия импактитам дают по условиям образования:

**Катаклазиты и брекчии** образуются при дроблении пород в момент удара. Породы имеют брекчиевую, линзовидно-полосчатую текстуру. Обломки разного размера

цементируются мелкообломочным материалом, гидроксидами железа, реже глинисто-серицитовым субстратом.

**Тагамиты** состоят из продуктов плавления исходных пород. В минералах ударная волна разрушает кристаллическую решетку и формирует изотропное стекло, которое со временем раскристаллизовывается в микролиты кварца, полевых шпатов, оливинов и пироксенов. Текстуры стекловатые, микролитовые, возможны пористые и миндалекаменные.

**Зювиты** – это брекчии смешанного состава из продуктов дробления и плавления, имеют зеленовато-серую окраску, пористую текстуру и внешне похожи на туфы.